Universidad Complutense de Madrid

Facultad de Ciencias Geológicas
Departamento de Estratigrafía

SECUENCIAS DE DEPÓSITO Y ESTRUCTURACIÓN DIAPÍRICA EN EL MESOZOICO Y NEÓGENO DEL PREBÉTICO Y GOLFO DE VALENCIA DESDE SONDEOS Y LÍNEAS SISMICAS

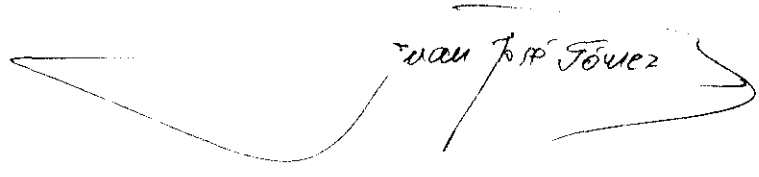
MEMORIA

Que presenta D. Wenceslao Martínez del Olmo para optar al grado de Doctor en Ciencias Geologicas

LIBRO I. TEXTO

Madrid, Mayo de 1996

La presente MEMORIA, que presenta D. WENCESLAO MARTÍNEZ DEL OLMO, para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas; ha sido realizada bajo la Dirección del Doctor D. JUAN JOSÉ GÓMEZ FERNÁNDEZ, Profesor Titular del Departamento de Estratigrafía de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.



Fdo.: Juan José Gómez Fernández

Interpretar es obligado, improvisar innecesario y dogmatizar absurdo.

Son muchas las personas que han colaborado de una u otra forma con este trabajo, a todos ellos muchas gracias. Especial recuerdo y agradecimiento quiero significar:

Al Dr. Iván Guigón por obligarme a hacer sedimentología y microfacies en campo con una lupa de 16 aumentos. Me abrió la puerta de las microfacies allá por los años sesenta.

Al Dr. Alberto Garrido por incitarme a pensar en grandes volúmenes de sedimentos algunos años antes de que hiciera públicas sus conceptuales Unidades Tectosedimentarias.

A Gabriel Leret por rememorar juntos algunas secciones de campo de la zona Prebética.

Al Dr. P. R. Vail por el estímulo intelectual que representaron sus "Depositional Sequences" y los "Global changes of the sea level".

A Ana Serrano, Susana Torrescusa, Enrique Hernández, Juan Klimowitz y Jesús Malagón por su insistencia en convencerme de que merecía la pena escribir y dibujar. El empuje de una nueva generación.

Al Dr. Lorenzo Vilas por su colaboración humana y académica y por la libertad que otorgó a un viejo, y en ocasiones, lejano doctorando.

Al Dr. Juan José Gómez, por su apoyo, entusiasmo y colaboración constantes. Cada nueva prórroga académica que Juanjo solicitaba era una nueva deuda. Sin él nada de todo esto habría sido posible. El fué el que me convenció a iniciar el trabajo y el que apoyó mis tiempos de flaqueza.

A Luis Granados que tuvo la santa paciencia de corregir el texto final en una sesión tipo maratón..

A Repsol Exploración porque aunque después de veinte años sea como mi casa, no tenía obligación de facilitarme el acceso directo a sus archivos de sísmica y pozo. Disfrutar de esta confianza significó una comodidad y ventaja incalculables que posibilitaron que durante todos estos años no tirase la toalla y abandonase el trabajo.

A GESSAL y Raquel Álvarez que sufrió la mecanografía de mi enrevesado manuscrito y tampoco tiró la toalla.

A Francisco Gálvez que colaboró en las primeras figuras. Si no siguió haciéndolo fue porque comprendí que era demasiado lo que le pedía.

ÍNDICE

Página

· Presentación 1
· Introducción tectoestratigráfica 3

I.- ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DESDE DIAGRAFÍAS DE POZO 7
· Metodología de subsuelo 8
· Sedimentos continentales 14
· Recetas de cocina 16
· Eventos de media y alta frecuencia 18
· Secuencias de depósito del área de trabajo 20

II.- INTERPRETACIÓN ESTRATIGRÁFICA SECUENCIAL
II.1. TRIÁSICO 26
· Secuencias de Depósito:
T_1 (Scythiense-Anisiense) 31
T_2 (Anisiense-Karniense) 33
T_3 (Karniense) 35
T_4 (Noriense) 37
· Resumen, ideas y conclusiones 39

II.2. JURÁSICO 42
· Problemática y conceptos usados en la interpretación 42
· Secuencias de depósito del Jurásico 44
· Secuencias de depósito:
T_5J_0 y J_1 (Rhetiense-Sinemuriense) 47
J_2 (Sinemuriense-Domeriense) 49
J_{3-1} a J_{3-4} (Domeriense-Aaleniense) 50
J_{4-1} a J_{4-3} (Dogger) 53
J_5 y J_6 (Oxfordiense) 55
J_{7-1} y J_{7-2} (Kimmeridgiense-Portlandiense) 58
J_8 (Portlandiense) 62
J_9C_{01} y J_9C_{02} (Portlandiense-Valanginiense Inf.) 65
· Construcción de la plataforma y cuenca 66
· Conclusiones iniciales 70

II. 3. CRETÁCICO
· Secuencias de depósito del Cretácico 74
· Secuencias de depósito:
C_{1-1} a C_{1-3} (Valanginiense-Hauteririense) 75
C_2 (Barremiense) 77
C_{3-1} a C_{3-4} (Barremiense-Aptiense) 78
C_{4-1} a C_{4-3} (Aptiense) 81
C_5 (Albiense) 83
C_6 (Albiense-Cenomanense) 85
C_{7-1} a C_{7-3} (Cenomanense-Turonense) 88
C_{8-1} y C_{8-2} (Coniaciense-Campaniense) 92
C_9Pal (Campaniense Sup.-Paleoceno) 94
· Plataforma y márgenes del Cretácico 97
· Conclusiones iniciales 99

II.4. OBSERVACIONES CON UN SOLO POZO (Paleógeno Prebético) 101

II. 5. NEÓGENO MEDITERRÁNEO 103
· Secuencias de depósito del Neógeno 105
· Brecha y Grupo Alcanar 108
· Secuencias de depósito:
M_0 (Paleógeno-Aquitaniense) 108
M_1 (Aquitaniense-Burdigaliense) 112
M_2 (Burdigaliense) 114
M_3 (Burdigaliense-Langhiense) 116
M_4 (Langhiense-Serravalliense) 118
· Sísmica y sondeo del Grupo Alcanar 119
· Tectónica y sedimentación del Grupo Alcanar 120

- El Grupo Castellón 123
- Secuencias de depósito:
  - M_5 (Serravalliense-Tortoniense) 125
  - M_6 (Tortoniense-Messiniense) 127
  - M_7 (Messiniense) 129
- El Grupo Ebro
- Secuencias de depósito M_8P_1 (Messiniense-Plioceno) 134
- Modelo estratigráfico del Neógeno del Golfo de Valencia 141

III:- ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DESDE LINEAS SÍSMICAS Y POZOS 144

IV.- ESTRUCTURACIÓN DIAPÍRICA DE PREBÉTICO E IBÉRICO 148
- Geometrías de la deformación salina 150
- Problemática estructural 154
- Tipos estructurales 155
  - Afloramientos de Triásico 155
  - Margen fracturado en techo de fábrica 156
  - Valles triásicos 156
  - Antiformas y sinformas por falla lístrica 157
    - Flexuras y rodillas de largo recorrido 157
    - Antiformas tipo balsa de traza rectilínea 158
    - Antiformas de traza curva 160
    - Antiformas dobles sobre una cicatriz salina 161
  - Antiformas tipo caparaza de tortuga 162
    - Caparazas de primera fase 162
    - Caparazas de segunda fase 163
  - Cicatrices salinas 164
  - Olistolitos y material contaminante de origen diapírico 165
- Deformación estructural y líneas sísmicas 167
- Conclusiones y modelos estructurales 171

V.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES
- Metodologías 175
- Estratigráficas y estructurales 176
- Conceptuales
  - Conceptos 177
  - System Tracts 178
  - Sedimentos continentales equivalentes a System Tracts 180
- Organización y configuraciones de System Tracts y Secuencias de Depósito 181
- Tipos de Secuencias de Depósito 183
- Dispositivos y configuraciones de gran escala 184

VI.- BIBLIOGRAFÍA 188
- Mesozoico de Catalánides, Ibérica y Bética 189
- Paleógeno y Neógeno del Golfo de Valencia 191
- Marco estructural 194
- Tectónica y sedimentación 195
- Secuencias y discontinuidades estratigráficas 195
- System Tracts y Depositional Sequences 197
- Eustasia, subsidencia, clima y tectónica 199
- Modelos y arquitecturas sedimentarias 201
- Diapirismo 202
- Metodología y trabajos de subsuelo 203
- Cartografía geológica
  - Serie Magna 205
  - Inédita 206

PRESENTACIÓN

En las últimas décadas, la creciente calidad de las líneas sísmicas de reflexión, el control de facies provisto por los sondeos que en ellas pueden integrarse y la escala de las observaciones que proporcionan, cientos de kilómetros de transversal de una cuenca, han permitido el desarrollo de una serie de conceptos y líneas de investigación que bien podrían significarse en la asignación local o global de las fluctuaciones del nivel oceánico y su incidencia en la distribución de los sedimentos con ellas correlativos.

Una "Escuela Eustática" ve a escala planetaria un gran poder de correlación en las Secuencias de Depósito que puedan llegar a identificarse o definirse cuenca a cuenca.

Una "Escuela Tectosedimentaria" ve en el motor tectónico la causa genética principal de la evolución y distribución de los sedimentos. Por esfuerzos tectónicos se crean altos y bajos, es decir, áreas a erosionar y cuencas a colmatar. El poder de correlación global entra así en crisis pues en el planeta se conocen áreas en compresión y distensión tectónicas, pasadas y actuales, y sincrónicas con conceptuales idénticos estadios del nivel oceánico.

Aunque en las Secuencias de Depósito, de concepción eustática, se introduzcan matices y atributos tales como: climáticos, cantidad de aportes o de producción de sedimento, subsidencia, espacio útil, etc..., es evidente, en principio, que si tectónica y sedimentación están relacionadas, los episodios compresivos y distensivos, y sus sedimentos correlativos, generarán una organización sedimentaria no correlacionable a nivel del planeta. El nivel marino será un matiz más, pero no la causa fundamental.

Si la deformación tectónica imprime carácter a los sedimentos y ella caracteriza una escala local, y el eustatismo que también imprime carácter a los sedimentos puede concebirse a escala global, comunicación histórica de las masas oceánicas, ¿cómo se relacionan tan dispares causas genéticas?.

Tratar de ayudar a la contestación de esta pregunta, aún por llegar, es el objeto principal de este trabajo. Hacerlo a través de la interpretación de los sondeos de exploración-producción de petróleo es algo a lo que me sentía obligado por el tipo de actividad profesional que hace tantos años me ocupa.

La colaboración entre métodos de subsuelo y superficie se ha articulado en una serie de capítulos que intentan, primero describir una metodología de trabajo en sondeo y segundo relacionar, siempre que sea posible, lo obtenido en subsuelo con los datos de superficie.

Una última etapa, más divertida, ha sido tratar de interpretar los hechos comunes o dispares a las Secuencias de Depósito previamente identificadas. Tratar de interpretar lo que unos y otros modelos de distribución de sedimentos significan, unificar criterios e hipótesis genéticas.

Al final de todo, me sentiría satisfecho si al menos consiguiese que se comprendan, respeten y usen las diagrafías de pozo para el análisis estratigráfico secuencial. Que se entienda que no es solo la sísmica de reflexión la herramienta que usa el subsuelo para este fin, entre otros motivos, porque más frecuentemente de lo deseado, las líneas sísmicas no resuelven los conocidos down, top, of, onlap, etc... que por otra parte han generado cierta confusión al traducirlos a un fenómeno geológico sedimentario. Si la Estratigrafía Secuencial es conceptualmente Geología y no Geofísica, hagamos Geología en nuestros sondeos profundos y a la vez aprendamos a traducir a Geología las valiosas informaciones que a veces proporcionan las líneas sísmicas.

El área de trabajo se extiende intencionadamente por las zonas del Prebético aflorante y del Golfo de Valencia. ¿Por qué esta intención?. Por dos motivos: Uno porque aún conservo en la memoria y en los cuadernos de campo mucha de la geología que allí realicé en mi juventud, dos para mostrar que toda la interpretación del Mesozoico es únicamente hecha en base a diagrafías de pozo, especialmente en base a mi preferido perfil de radiactividad natural (G. Ray). La interpretación del Neógeno del Mediterraneo conjunta sísmica y pozo, sirve así para, creo demostrar, que la sísmica es útil pero no imprescindible. Es decir, donde haya un buen afloramiento, así consideramos a un pozo, no se olviden de una campaña sísmica, pero no hagan de su ausencia un hecho insalvable.

Tras esta larga presentación, quisiera indicar que espero que la descripción del trabajo resulte tan gráfica, sencilla y breve como he pretendido, tratando de conciliar la rigidez académica, a la que no estoy acostumbrado, con un lenguaje, yo diría que coloquial, en el que me siento feliz y del que difícilmente puedo sustraerme. Por ello ruego me disculpen jueces y lectores.

Si al final de todo he conseguido animar a los geólogos y geofísicos de este país a usar la abundante información de subsuelo que de él existe, y a la Administración, a que articule los mecanismos necesarios para que el acceso a la misma sea realmente abierto, barato y sencillo, me sentiría realmente recompensado.

También quiero hacer notar que es imposible que después de tantos años separado de la Universidad pueda redactar en el estilo que clásicamente usan las Tesis Doctorales. Después de tanta Geología aplicada, aprendí que la Geología es sin duda una Ciencia en la que no caben errores cuando se manejan todas las variables del problema, pero también aprendí que este supuesto es realmente infrecuente. Siempre nos faltan datos y es gracias a ésto por lo que el uso del condicional es frecuente en la redacción del trabajo. Frases tales como "si hemos acertado en la interpretación", "si la correlación es correcta", etc... no son muy acordes con el valor que tradicionalmente quiere asignarse a una Tesis Doctoral, pero son el resultado de la experiencia y sería un engaño que no trasladase ésta a los potenciales jóvenes lectores.

Quiero también explicar que lo más duro del trabajo ha sido el intento de correlación con Unidades Litoestratigráficas y formaciones definidas por numerosos colegas sobre los afloramientos de las Cordilleras Ibérica y Bética. Los que me conocen saben muy bien que este tipo de trabajo no me divierte, y si lo he hecho, en lugar de haberlo suprimido, ha sido porque creo que mucho trabajo de campo debe completar las observaciones e interpretaciones que se proponen desde el subsuelo. Difícil sería hacerlo si no dejaba una clara guía de donde buscar, si no planteaba la posible correlación con los accesibles afloramientos.

La aplicación de la Metodología propuesta a un único ejemplo habría sido muy fácil para mí y si hubiese seleccionado para su aplicación sedimentos que no afloran, como el Neógeno del Mediterraneo, habría evitado las correlaciones con los trabajos previos y quizas conseguido la necesaria suficiencia académica, pero pienso que habría sido un tanto travieso y que habría limitado las posibilidades que creo existen en el método de trabajo. Es así como Triásico, Jurásico y Cretácico proporcionan una inmejorable posibilidad de acceso a los afloramientos. De ella debe derivarse la credibilidad que de los sondeos pretendo obtener.

De otra parte, es evidente que muchos de los datos e ideas vertidas no están sustentadas por todo el rigor científico que hubiese deseado, pero es preciso notar que la amplitud y diversidad de los temas tratados habrían necesitado cientos de páginas y trabajo suplementario que me habrían desviado del objetivo de escribir una Tesis de pocas conclusiones y bastantes ideas, que espero estén dignamente soportadas.

Si se intentan obtener matizaciones e ideas genéticas relativas a las Secuencias de Depósito, es preciso tratar de observar muchas y si es posible en facies marinas y continentales y en momentos tectónicos diferentes. Solo así es posible comparar, y es por ello por lo que extendí la interpretación a todo el volumen sedimentario al que era posible acceder mediante los sondeos de un área, que fue así cuidadosamente seleccionada. No solo mis viejos cuadernos de campo ni las diferentes respuestas sísmicas, antes comentadas, influyeron en la selección del área de trabajo; necesitaba amplia visión y no demasiados sondeos.

La segunda parte del trabajo, la dedicada a la deformación diapírica nace por expreso deseo de mi amigo y director Juanjo Gómez. El me ha convencido de que si no la incluyo en este texto no encontraremos ni tiempo ni motivo para hacerlo con la suficiente extensión que Juanjo piensa merece el tema. La verdad puede ser que tanto él como yo creamos que nuestro Prebético e Ibérico constituyen un modelo diapírico aflorante quizás único y que aunque aún haya mucho que aprender y perfeccionar merece la pena iniciar su presentación en este formal contexto. De otra parte, algunos de mis jóvenes amigos y estímulos, como A. Serrano, E. Hernández y J. Klimowitz, que conocen los modelos desde hace años, merecen que trate de ponerlos un tanto juntos y ordenados. Un motivo mas serio y mas acorde con la propuesta inicial, es que el modelo diapírico redondea la colaboración entre métodos de subsuelo y de superficie.

Quiero por último indicar que me hubiese gustado escribir sólo cincuenta páginas y hacer cincuenta dibujos, pero que no he sido capaz de hacerlo así por falta de capacidades y por no presentar actos de fé. Perdón entonces por el largo texto que al final resultó. Perdón también por la calidad de los dibujos, pero es que como delineante no paso de novato.

INTRODUCCIÓN TECTOESTRATIGRÁFICA.

El área de trabajo comprende sectores mas o menos extensos de tres diferenciadas cadenas montañosas: Bética, Ibérica y Costero Catalana. En ellas, las lagunas sedimentarias existentes no son siempre correlacionables y, salvo en los márgenes, no alcanzan a realizarse mas allá del tiempo representado por un reducido número de Pisos estratigráficos.

Es así como únicamente sobre los muy externos margenes de las actuales cadenas Bética, Ibérica y Costero Catalana se asiste al clásico biselamiento mixto, sedimentario-erosivo, que ocasiona importantes lagunas estratigráficas. Dos de estas son realmente importantes; la fosilizada por el Albiense Sup. y la en ocasiones mal caracterizada del Oligo-Mioceno Inf.

Estas regionales e iniciales observaciones evidencian una importante historia común para las tres cuencas, una homogeneidad sedimentaria derivada de la proximidad y estabilidad de los bloques pre-mesozoicos, viejos orogenos ya soldados, sobre cuyos márgenes se realiza el proceso de fracturación que permitirá el establecimiento de las nuevas áreas de sedimentación. Es evidente que existen diferencias en el registro estratigráfico de las tres cuencas, pero estas se van a realizar cuando el nuevo ciclo sedimentario está ya muy avanzado. Aún así, de hecho, estas diferencias solo son ciertamente notables en las facies profundas. Las respectivas plataformas siguen manteniendo una gran homogeneidad sedimentaria que solo será rota con el inicio de la actividad tectónica compresiva.

La modalidad de apertura y hundimiento del margen cratónico pre-mesozoico no está aún suficientemente bien estudiada, si bien parece muy probable que el tipo distensivo caracterizaría el sistema deposicional de la Ibérica y los tipos progresivamente mas transtensivos caracterizarían al Costero Catalán y Bético.

El inicial megadispositivo paleogeográfico, riberas diferentemente orientadas pero muy próximas de un oceano común, origina la gran semejanza de facies que en conjunto caracteriza los sedimentos preorogénicos de las plataformas de Iberica, Costero Catalana y Bética. Se llega así a la conclusión de que los diferentes sistemas de apertura no han podido imprimir una notable diferenciación de facies sedimentarias que superase el poder de homogeneización impuesto por unas condiciones ambientales, eustáticas, etc... supracuencales. De esta forma, Bética, Ibérica y Costero Catalana, que son entes nacidos de la inversión tectónica, mantienen grandes similitudes estratigráficas derivadas de una previa y larga etapa sedimentaria instalada sobre un margen oceánico.

Con estas bases de partida puede intentarse una común descripción estratigráfica que, ignorando los detalles impuestos, en la mayoría de los casos, por locales y por otra parte lógicos, dada la extensión areal, sistemas de aporte y colmatación, cumpla los fines exigidos a esta introducción tecto-estratigráfica al área de trabajo.

Tomadas en su sentido mas clásico, las facies rift abarcan practicamente todo el Trías y se caracterizan, a diferencia de los modelos mas usuales, por la presencia de rápidas invasiones marinas con inmediato retorno a las condiciones continentales. Las extensas plataformas carbonatadas de los llamados Muschelkalk 1 y 3 atestiguan este regimen e indican la proximidad de un oceano común. Dicho de otra forma, la inicial fracturación no parece realmente intracratónica; la precoz penetración marina no es acorde con el concepto intracratónico clásico donde centenares a miles de metros de sedimentos y decenas de millones de años preceden a la primera invasión marina.

Si el modelo de apertura no es intracratónico clásico, tampoco podemos claramente identificarlo con uno de tipo Margen Pasivo o Atlántico. En estos, una vez ocurrida la penetración marina, que alimenta la primera y frecuentemente única capa de sal, no existen supraregionales retornos a las condiciones continentales. En nuestro caso después de el establecimiento de las ya estables condiciones marinas del Jurásico, se asiste, a numerosos retornos a facies continentales.

Las condiciones de apertura total, las denominadas facies Postrift, se alcanzan en el Jurásico Inf. con el establecimiento de extensas plataformas que no alcanzarán una diferenciación de facies hasta el Jurásico Md-Sup.

Esta última diferenciación que ha servido de base para la definición de dominios paleogeográficos en la Cordillera Bética, especialmente en la zona Subbética, es igualmente apreciable en los dominios Ibérico y Costero Catalán. En ellos y, aún dentro de las reinantes condiciones de plataforma, se alcanzan durante el Dogger y el Malm Inf. las facies mas profundas de toda su historia sedimentaria.

En las tres áreas parece así asistirse a una neofracturación que ahora va a realizarse sobre la plataforma estable del Jurásico Inf. Las notables cubetas del Maestrazgo y de Vandellós no son sino un modesto equivalente, simple cuestión de escalas, de lo ocurrido en los sectores béticos más internos.

En líneas generales y en un esquema sencillo y clásico, hemos asistido ya a las etapas de subsidencia tectónica, invasión marina y flexuración del margen.

El Cretácico Inf. se caracteriza por una importante y brusca aparición de sistemas deposicionales de tipo siliciclástico. Sobre la previa morfología plataforma-talud-cuenca se asiste a una intensa actividad erosiva sobre las áreas de plataforma y a una sedimentación muy rápida y eficaz en las paleogeografías profundas merced al establecimiento de complejos y desarrollados sistemas turbidíticos.

La rápida progradación de los sistemas deposicionales se basa en un notable incremento de la productividad de material sedimentario, ya sea detrítico o carbonatado. Este ritmo de sedimentación o progradación es sin duda muy superior a la, por otra parte, muy activa subsidencia de las plataformas.

Al margen de estos rasgos regionales, el hecho diferencial mas notable consiste en la generación, en los sectores Prebético e Ibérico Levantino, de notables fallas de crecimiento que afectando a la cobertera post-Keuper estan actuando merced a una ya bien desarrollada deformación diapírica.

El Cretácico Sup. significa primordialmente una neta ampliación del área de depósito de las cuencas sedimentarias. El solapamiento extensivo que lo caracteriza parece el resultado tanto de un notable ascenso del nivel marino en el Albiense Sup-Cenomanense como de las características de la morfología sobre la que va a realizarse: Colmatación y peneplanización del Cretácico Inf. Se consigue así la gran eficacia sedimentaria de este ascenso eustático.

Se entiende entonces que tan solo sobre el acrecionado anterior talud del Cretácico Inf. del sector Prebético pueda establecerse una línea de paso entre las extensas y someras plataformas del margen a las cuencales condiciones de los dominios internos, que practicamente estan ausentes en Ibérica y Costero Catalana.

Este borde de la plataforma carbonática del Cretácico Sup. del sector Prebético constituirá, mas tarde, la línea de máxima penetración de las inundaciones marinas del Eoceno.

En el Cretácico Sup. la actividad diapírica del Prebético es particularmente intensa. Son signos claros de la misma la presencia de cantos blandos de materiales triásicos en los carbonatos cretácicos y la generación de capas slumpizadas en las facies mareales y submareales de la plataforma carbonática.

El Paleógeno caracteriza una notable y considerable reducción de las áreas marinas alcanzadas por el Cretácico Sup. Las amplias plataformas son activamente erosionadas y el producto de esta erosión es transportado a las paleogeografías internas merced a la generación de importantes sistemas turbidíticos. Esta nueva fase de destrucción del margen es evidente en la zona Prebética durante el Oligoceno y muy difícil de caracterizar en Ibérica y Costero Catalana por dos motivos importantes: La ausencia de paleogeografías profundas y el inicio de la deformación compresiva durante esta época.

Por desgracia, los sondeos exploratorios del Golfo de Valencia no alcanzan tampoco a reconocer las facies marinas del Paleógeno por lo que podremos así abrir una discusión e interpretación sobre su posible existencia, su ubicación teórica, y sobre la validez del concepto Secuencia Deposicional en épocas de actividad tectónica.

En el amplio sector Mediterráneo yuxtapuesto a Ibérica y Costero Catalana, el Paleógeno se caracteriza por su muy localizada presencia en fosas asimétricas de origen compresivo que acumulan centenares de metros de facies continentales rojas. Son el producto erosivo, con escasa longitud de transporte, de las inmediatas áreas emergidas donde los carbonatos jurásicos y cretácicos estan sometidos a un proceso de karstificación subaéreo.

Se entiende así que esta rápida sintetización tecto-sedimentaria del área de trabajo sea difícil cuando se pretenden describir los sedimentos orogénicos. La descripción pasa primero por el problema de fijar la edad de la principal deformación compresiva de cada una de las cuencas y esto ni es tarea fácil ni está bien precisado, y ello principalmente por la existencia de una deformación continua durante un largo periodo de tiempo, del Eoceno al Mioceno Inf., y por la presencia de bandas o frentes de deformación locales y diácronos.

La deformación tectónica compresiva se revela como el acontecimiento diferenciador de la hasta entonces común estratigrafía. A partir de la aparición de las tectofacies molasa las divergencias estratigráficas van a hacerse sentir hasta el momento en que una nueva y supraregional relajación distensiva del Mioceno Med. vuelva a unificar el medio y el registro sedimentario de él derivado.

Desde amplios puntos de vista, la deformación compresiva de las tres áreas de sedimentación puede describirse desde un modelo de deformación continua que comienza en el Eoceno en la Costero Catalana, es notable en la Ibérica durante el Oligoceno y se extiende a la Bética durante el Mioceno Inf. Es un discurso conocido que estas diferentes etapas de deformación ni producen los mismos efectos en las tres cordilleras, ni tan siquiera se han reconocido en las tres con el

carácter compresivo que ha servido para definirlas localmente. Esto nos proporcionará una interesante base de datos para tratar de adentrarnos en la validez o nó del concepto de Secuencia Deposicional en diferentes contextos tectónicos.

Si las Secuencias de Depósito, Eustáticas, Tectónicas o Mixtas pueden colaborar en aclarar muchos de los problemas que esta rápida esquematización ha obviado, difícilmente lo conseguiremos si confundimos litosomas o Unidades Litoestratigráficas con Secuencias de Depósito, o si adaptamos nuestras observaciones a la conocida Curva EXXON, sencillamente, en apariencia, porque es una moda a seguir.

Es frecuente que las modas científicas empiecen a dar sus frutos cuando acaban de pasar, cuando el tiempo sedimenta los iniciales conceptos. Espero que a los largo de este trabajo, iniciado hace muchos años, en plena moda, haya sido capaz de sustraerme a la misma y ofrecer una visión, sin duda personal, pero un tanto reposada.

Debo hacer notar que para no crear cierta confusión, el uso que hago de los adjetivos paleográficos externo e interno es contrario al léxico estratigráfico y afín a la tradicional diferenciación de las Zonas paleogeográficas de la Cordillera Bética: Prebético Externo para lo que se corresponde con la plataforma interna, Prebético Interno para la plataforma externa y así sucesivamente para las facies de cuenca del área Subbética. Está tan arraigada esta nomenclatura de las Cordilleras Béticas que me parece mas cómodo y fácil de entender si no la modificamos y la seguimos usando para referir las áreas paleogeográficas. En los capítulos dedicados al Neógeno del Mediterráneo y a las modalidades de distribución y superposición de Secuencias de Depósito de las páginas finales, volveremos a usar la correcta diferenciación paleogeográfica de una plataforma: Interno para el margen y externo para el tránsito a cuenca.

1.- ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DESDE DIAGRAFÍAS DE POZO

Ya se ha expresado que uno de los objetivos de este trabajo no es otro que mostrar la capacidad de definición estratigráfica secuencial que puede alcanzarse con las herramientas de subsuelo, especialmente diagrafías de pozo. Alcanzar esta meta pienso que necesita de una capacidad de correlación fiable entre observaciones de pozo y observaciones de superficie. Si lanzamos una interpretación estratigráfica de subsuelo y esta no es, al menos en una gran parte, coincidente con los datos obtenidos en los trabajos de campo, es posible que el esfuerzo realizado perdería, no credibilidad generalizada, esto es lo menos importante, perdería quizas posibilidades de aplicación futura. Y es esto último lo que realmente nos interesa.

Así pues, de la misma manera que se ha creído necesario la correlación entre subsuelo y superficie, trabajo ingrato, pesado y en ocasiones muy difícil, he creído igualmente necesario pasar del pozo a la sísmica de reflexión siempre que ello ha sido posible, siempre que existían condiciones sísmicas para hacerlo. ¿Porqué esta creencia?.Porque parece claro que el método sísmico ha alcanzado ya un grado de fiabilidad que aún no tiene el de sondeo y porque aprovecharé esa ocasión para plantear las dificultades y problemas que encierra la traducción de conceptos sísmicos a geológicos.

De esta forma, sin control sísmico, cuando éste sea posible, y sin correlación con afloramientos, cuando esto sea igualmente posible, sería difícil convencer de que a través de un simple perfil G. Ray y de una descripción litológica pueden identificarse y establecerse los límites de las Secuencias de Depósito en el sentido de P. R. Vail y los Cortejos que las componen: L S T, T S T y H S T.

Antes de entrar en la metodología empleada creo necesario realizar algunas precisiones y aclaraciones especialmente relativas a la nomenclatura que se va a emplear, justificar el porqué de la misma y ya entrados en harina dedicar unasbreves líneas a las relaciones entre "Depositional Sequences" (P. R. Vail) y Unidades Tectosedimentarias (A. Garrido Megías).

Las diagrafías de pozo creo son una herramienta inmejorable para, sin grandes problemas, definir la tendencia vertical, transgresiva o regresiva de los sedimentos que se han perforado. En las facies continentales la interpretación es más compleja, y aunque no estoy muy seguro de ella, mostraremos los criterios conceptuales empleados.

Anticipemos que lo que no es nada fácil, yo diría imposible, es definir con los sondeos medios sedimentarios específicos: No obstante pueden obtenerse indicaciones bastante válidas y generales de los mismos con la correlación entre sondeos y la construcción de una transversal de la cuenca de depósito.

Una Secuencia de Depósito (S.D.) de P.R. Vail consta conceptualmente de tres "Tract" o Cortejos, dos de evolución vertical regresiva, los L S T y H S T y uno de evolución vertical transgresiva, el T S T

Si las diagrafías de pozo muestran con facilidad, así lo creemos, estas evoluciones, es fácil identificar unos de otros, pero no tanto hacer lo propio entre H S T y L S T, y mas aún entre estos y uno del tipo S M W.

Esto no quiere decir que no haya al final de todo medios para decidir, sobre todo si tres-cuatro sondeos cortan estos episodios y la correlación es fiable, pero no es nada fácil en las ocasiones, muy frecuentes en el ámbito de trabajo, en que las paleogeografías profundas sólo son alcanzadas por uno o dos pozos. Para obviar estas incertidumbres y hasta las conclusiones finales del Triasico, Jurásico, Cretácio y Neógeno la nomenclatura que usaremos será la siguientes:

L SW y S M S T (SMW)	Episodios tipo "Super Regresivo" (RR)
H S T	" " Regresivo (R)
T S T	" " Transgresivo (T)

Salvamos así la indefensión en distinguir si un posible ciclo eustático comienza con un tipo L S W o un tipo S M W

La traducción de "Tract" por cortejo no nos parece muy acertada, y como en el parrafo anterior ya puede observarse hemos preferido usar la de Episodio que introduce el concepto tiempo. Tiempos de evolución transgresiva o solapante y tiempo de tendencia regresiva, colmatante o progradante.

No hay ninguna objección en la continuidad del concepto de superficie transgresiva, pero sí la encontramos en la de Máxima Superficie de Inundación (m.f.s), ya que conceptualmente lo que creemos identificar es el techo de los sedimentos depositados durante todo el Episodio transgresivo en paleogeografías externas e internas, pero no en la condensación de cuenca, y por otra parte no estamos seguros que el más alto nivel marino no se alcance o mantenga durante el Episodio de Alto nivel del Mar. Así pues, m.f.s es no ya traducido sino prudentemente cambiado a t.d.t (techo de los

depósitos transgresivos).

Los Cambios Relativos del Nivel del Mar y las Secuencias Deposicionales nacieron de la interpretación de las líneas sísmicas, sus secuencias, modalidades de contacto y control de facies mediante sondeos. La conocida Curva EXXON primero y las "Depositional Sequences" después no han hecho, en mi opinión, sino ordenar e introducir el concepto geométrico de facies y formaciones y sus causas genéticas en las menos conocidas, al menos en literatura inglesa, Unidades Tectosedimentarias de A. Garrido.

Si una U.T.S. está definida como una unidad de tiempo, erosión y/o depósito, de una polaridad, tendencia sedimentaria única, entendemos que una Secuencia de Depósito (P.R. Vail) incluye tres U.T.S separadas por dos Rupturas Sedimentarias (A. Garrido) que se correlacionarían con la Superficie Transgresiva y el techo de los depósitos transgresivos, m.s.f. de P.R. Vail.

Los matices de Extensivo y Restrictivo respecto a la U.T.S., anterior que A. Garrido utilizaba y proponía, son ahora la disposición geométrica existente entre T S T y L S T por un lado y entre H S T y S M W por otro y como ejemplos.

Dejando por el momento a un lado la génesis tectónica, eustática o mixta de U.T.S. y S.D. y su potencial de correlación, aún por discutir, cuencal o global, las S.D son una concepción espacial mas refinada, quizás por mas tardía, quizás porque ha encontrado el apoyo que las U.T.S. no tuvieron. Por este refinamiento y por su nivel de difusión, seguiremos en este trabajo sus pautas de interpretación y esperamos que con ello no se entienda que se ha relegado u olvidado el concepto de U.T.S., pues es posible que en las cuencas continentales constituyan uno de los mas eficaces medios de trabajo.

Metodología de subsuelo.

Las líneas sísmicas son una representación bidimensional de los contrastes de impedancia acústica del subsuelo. La impedancia acústica depende de la velocidad de propagación de la onda sónica y de la densidad del medio. Una reflexión sísmica en un contexto de alta frecuencia es así asimilada a un contraste con velocidad-densidad propias. Cuando esta reflexión no corresponde a una discordancia, el citado contraste equivale a una capa litológica, un estrato o conjunto de estratos tanto mas delgados y próximos cuanto mas alta sea la frecuencia alcanzada por nuestra sección sísmica. A escala geológica este delgado conjunto de estratos puede asimilarse a una línea tiempo.

Un pozo de exploración es una vertical y provocada sección estratigráfica que provee tanto de información directa, testigos y ripios de perforación, como de información litológica indirecta proporcionada por los parámetros y constantes físicas que registran las diagrafías de pozo.

Pozo y sísmica pueden ser directa y fácilmente relacionados por diversas vías de precisión creciente. La exactitud de la correlación, profundidad del pozo-tiempo sísmico, depende del método empleado: Desde la interpretación de un simple análisis de velocidad provisto por la línea sísmica, hasta la elaboración de un sismograma sintético realizado a partir de la velocidad, densidad, porosidad, etc... de las capas atravesadas en el pozo y registradas en las diferentes diagrafías.

La posibilidad de paso del pozo a la sísmica y viceversa permite una visión bidimensional del significado geológico de las reflexiones y grupos de reflexiones o secuencias sísmicas. La interpretación de muchas líneas sísmicas y pozos, cuantos más mejor, permite el paso a la concepción tridimensional.

Así trabajado, el subsuelo posee ciertas ventajas sobre los métodos clásicos de superficie, la mas importante de ellas, es la percepción a escala de nuestro escritorio o mesa de trabajo de importante volúmenes de sedimentos y las geometrías no tectónicas que los interrelacionan. Es este el origen de las Secuencias de Depósito y sin duda gran parte de su bien merecido éxito y aceptación.

Al margen de otros muchos datos y parámetros que no viene al caso describir, un moderno sondeo de exploración petrolífera obtiene una información estratigráfica directa provista por el usual retorno a superficie de los ripios, testigos laterales y verticales, de las formaciones atravesadas. Sobre ellos es entonces posible aplicar toda la investigación geológica que se desee, son al fin y al cabo una muestra de campo. La información estratigráfica diferida o indirecta, base de este trabajo, es proporcionada por las llamadas diagrafías o logs que han sido registradas en el agujero abierto.

Las mas usuales de estas diagrafías pueden resumirse como sigue:

SÓNICO. Medida de la velocidad de tránsito de una onda acústica. Sufre desviaciones de su standard normal en función de la porosidad, rugosidad del pozo, fracturación de la formación y el contenido de fluídos, especialmente los de tipo gaseoso.

RESISTIVIDAD/INDUCCIÓN. Registra la resistividad o conductividad de las formaciones y sus fluídos en la pared del pozo y su entorno próximo y lejano. Es así alterado por el contenido de fluídos y la porosidad, pero permite obtener ideas cualitativas de la presencia de permeabilidad.

DENSIDAD. Mide la densidad de las formaciones. Afectado por la presencia de gas y muy especialmente por la rugosidad de las paredes del pozo.

NEUTRÓN. Registra la respuesta de las formaciones ante un artificial bombardeo de neutrones. Es un registro de porosidad que sufre desviaciones importantes por causas ya descritas especialmente para Sónico y Densidad.

POTENCIAL ESPONTÁNEO. Registra diferencias de potencial entre un electrodo movil que se desplaza por el pozo y otro fijo. Permite obtener ideas de permeabilidad, salinidad del agua de formación y ofrece posibilidades de interpretación secuencial por la sensibilidad que presenta ante capas porosas o limpias y no porosas o arcillosas.

CALIBRE. Registra la geometría o rugosidad de las paredes del pozo. En pozos bien perforados indica la presencia de permeabilidad por la pérdida de diametro del pozo ante las capas permeables al desarrollarse allí el cake o costra.

BUZOMETRÍA. Provee indicaciones precisas sobre la pendiente y azimut de las capas. Se aplica para geología estructural y sedimentología en formaciones arena-arcilla. Las curvas de resistividad que correlaciona permite atacar problemas de capas finas.

RADIACTIVIDAD NATURAL. Mide la radiactividad natural de las formaciones que puede de inmediato traducirse a limpieza y arcillosidad cualquiera que sea la litología base: Caliza, dolomía, arena, arcilla, etc... Sus anomalías o desviaciones engañosas puden ser producidas por la presencia de minerales radiactivos detríticos o fijados en la materia orgánica de los sedimentos. La rugosidad muy elevada del pozo y las características del lodo de perforación pueden llegar a hacerlo inutilizable.

Aunque existen unas cuantas mas posibilidades diagráficas de pozo, éstas,tan escuetamente descritas,son las mas usuales. Dentro de este conjunto, puede asegurarse que como mínimo los logs de Radiactividad (GR), Sónico (ΔT) y algún eléctrico son sistemáticamente corridos en los pozos de exploración. Es lo que se conoce como programa mínimo o de abandono de un pozo que se considera seco.

El poder de definición vertical de las diferentes diagrafías difiere de unas a otras, pero puede como mínimo cifrarse en un metro, lo que nos proporciona un intervalo de observación nada despreciable.

Por su capacidad de definición vertical, la nula influencia de los fluídos contenidos en la porosidad y su sistemático registro, el perfil de Rayos Gamma (GR) es la herramienta que por excelencia debe usarse en el análisis secuencial. Otras diagrafías cooperarán en la interpretación, pues todas proveen información litológica, estas serán especialmente útiles cuando de formaciones carbonato-evaporíticas se trate.

El perfil G.R. es traducido a la limpieza o contenido de arcilla de las formaciones cualquiera que sea su litología básica. Para el propósito del análisis secuencial lo importante no es el valor absoluto del G.R., lo realmente importante es la variación relativa de unas capas a otras que puede ser analizada a escala métrica (secuencias elementales), decamétrica (agrupación de secuencias) y hectométrica (megasecuencia o parasecuencia).

La arcillosidad creciente o decreciente, cualquiera que sea la litología básica, puede de inmediato traducirse al lenguaje estratigráfico como:

- Granodecreciente o granocreciente si se trata de formaciones arena-arcilla.
- Inundación o somerizante para formaciones carbonatadas.
- Evaporación decreciente o creciente en formaciones evaporíticas.
- Energético decreciente o creciente cuando se trate de facies continentales.

Así pues, en la mayoría de los casos, la caracterización de las secuencias individuales y sus agrupaciones o tendencias en la vertical del pozo permite definir con exactitud conceptos tan útiles como inundación-transgresión-retrogradación y agradación-regresión-progradación. Las dudas o casos fuera de la mayoría; elementos radiactivos, sales en la matriz, etc... pueden identificarse con el concurso de otras diagrafías y no son tantas como para desperdiciar la oportunidad brindada por el G.R.

Los sedimentos continentales son mucho mas difíciles de interpretar, hasta tal punto que los conceptos que se han aplicado para su interpretación y que básicamente pueden resumirse en:

Llanuras de inundación.

Energía creciente	Regresión marina.
Energía decreciente	Transgresión marina.

Llanuras evaporíticas alimentadas por agua marina.

Evaporación creciente	Regresión marina.
Evaporación decreciente	Transgresión marina.

no se hoy si son conceptualmente válidos o no.

Algo distinto puedo afirmar de las formaciones continentales cuando se encuentran cerca de los bordes activos de las cuencas. Es entonces bien simple definir su carácter compresivo o distensivo por evidente correlación con las cuencas atlánticas (Cretácico Inf) y subandinas (Terciario). Las megasecuencias tipo rift y tipo molasa son muy difíciles de caracterizar lejos del borde activo, seguramente por el mismo motivo que lo son las marinas en las paleografías muy profundas, por homogenización de la energía deposicional del medio y condensación estratigráfica y sedimentaria.

Como en las técnicas de exploración empecé por los mas elementales trabajos, geología de campo y pozo, soy de la vieja escuela, conozco la dureza de los mismos y también su dificultad, así que quiero ahora, antes de olvidarlo, agradecer la colaboración a este trabajo de todos los geólogos de pozo que cuidaron la descripción litológica y de facies de las formaciones que atravesaban y cuyos revueltos ripios recibían en superficie.

Aprovecho este comentario para dejar constancia de que un G.R. aislado dice algo, pero que un G.R con descripción geológica de pozo dice muchísimo mas. Al menos en los principios de la interpretación de una cuenca, conocer conceptos tan elementales como el medio de sedimentación, marino o continental y su litología básica son imprescindibles para el análisis secuencial que intentamos describir.

Los fanáticos de las diagrafías de pozo, normalmente fanáticos litológicos y de fluídos, podrán decirnos que no necesitan descripción-litológica, que por sí solas, el conjunto de diagrafías permite una mayor definición litológica que lo observado por un geólogo de pozo en el revuelto mundo de ripios de perforación. Esto es casi verdad, pero las diagrafías no dirán si el sedimento es rojo o gris y si hay oolitos y Globotruncanas.

Los puritanos de la Estratigrafía podrán aducir que las diagrafías de pozo no veran las estructuras sedimentarias. Esto también es verdad en la mayoría de los casos, pero poco importa cuando lo que intentamos trabajar no es la identificación precisa del medio de depósito; intentamos la individualización y caracterización de los Episodios o Cortejos que integran las Secuencias de Depósito.

Además, en muchas ocasiones no hay mas que sísmica y pozo, en ocasiones solo pozo, ¿renunciamos a intentarlo? Mas vale discutir el problema que renunciar a resolverlo, o resolverlo sin discutir.

Tras esta larga introducción metodológica pasemos a intentar explicar las bases de un objetivo como el propuesto:

- 1.- Una S.D. según la conocida y por momento no discutida concepción de P.R. Vail consta de tres Episodios de tendencias o polaridades sedimentarias bien definidas. Dos son de tipo regresivo (L S T y H S T) y una de tipo transgresivo (T S T). Expresadas como arcillosidad creciente o decreciente de un G. Ray y siguiendo su tendencia de registro en la vertical, la respuesta del mismo a una S.D idealizada y compuesta sería algo como lo representado en la fig. 1. Una parasecuencia de inundación entre dos parasecuencias de progradación o somerización.

- 2.- De la Plaforma a la Cuenca,la respuesta de diversos sondeos atravesando distintas posiciones paleogeográficas, sería como lo representado en la fig 2. en la que intencionadamente no se dibujó un datum o línea de referencia porque esto será lo usual en nuestras posteriores correlaciones. Trabajaremos casi siempre en cuencas deformadas por movimientos tectónicos.

  Esta fig 2. expresa ya la idea de que no solo es posible distinguir los diferentes episodios (Tract); una aproximación a la posición paleogeográfica dentro de los mismos es igualmente factible. Si tenemos la oportunidad de que tres, cuatro o mas pozos puedan ser proyectados a una transversal paleogeográfica, las interpretaciones relativas a formaciones, litosomas y facies pueden llegar a ser muy precisas.

- 3.- Como el relleno sedimentario de las cuencas está en su mayor parte realizado por los Episodios regresivos, agradantes o progradantes y la geometría de los mismos es muy visible y llamativa, parasecuencias de tipo deltaico, lo aconsejable es comenzar por diferenciar éstas, sin por el momento preocuparse de si son megasecuencias del tipo H S T (R) o del tipo L S T (R.R).

La fig 3. muestra el estilo e interpretación litológica de los Episodios de tipo (R) relativos a diversas Secuencias de Depósito del Cretácico en el área de trabajo. Se han señalado ya los límites inferior m.f.s (t.d.t) y superior S.B (l.s) de todas ellas.

Las fig 4. muestra nuevos Episodios del mismo tipo del Cretácico y en ella, para ir acostumbrandonos, ya no se señalaron las pequeñas flechas que siguiendo la tendencia vertical del G.R representan la interpretación de las secuencias genéticas somerizantes.

La fig 5. representa Episodios del Jurásico relativos también a diversas Secuencias de Depósito individualizadas en este trabajo.

En la fig 6. se representa la correlación entre pozos relativa a las Secuencias de Depósitos (J_1 y J_2) en pozos relativamente alejados y del Muschelkalk-Keuper de dos sondeos del Mediterráneo. Esta figura sirve ya de introducción al problema que representa la interpretación de formaciones tipo carbonato-anhidrita.

En los dos últimos casos la dificultad proviene de:

- La limpieza según el G.R con la que se expresa la anhidrita. Ella desvirtúa un tanto la tendencia vertical de las minisecuencias.

- La ausencia de facies distales en las suaves rampas carbonatadas en las que se inscriben estas S. Deposicionales.

La fig 7. trata de mostrar la correlación de los Episodios T y R de las "formaciones" Escucha y Utrillas desde las facies clásticas externas a las carbonatadas de paleogeografías internas. La citada figura no pretendemos que soporte dicha correlación, es solo un ejemplo que en su momento justificaremos.

La fig 8. introduce al concepto de energía creciente o decreciente de las facies detríticas canalizadas de la fm. Areniscas de Manuel. Concepto que hemos asimilado en las llanuras de inundación próximas al oceano como distintivo de Episodios tipo R y T y del que no estamos absolutamente seguros. Del mismo modo muestra la idea de lo que hemos llamado evaporación creciente o decreciente, para el que repetimos los comentarios anteriores.

La fig 9. enseña un intento de correlación e interpretación entre tres sondeos relativamente próximos. Si hemos acertado en la correlación y los conceptos que en ella se vierten, hemos alcanzado mayor definición que la probablemente alcanzada en afloramiento para las facies no carbonatadas del Muschelkalk-1 en los bordes de la Meseta.

- 4.- Los ejemplos hasta ahora mostrados de las parasecuencias tipo H S T (R) hacen notar que conceptualmente en la base de los mismos existirá siempre un Episodio tipo T S T (T) del que se individualizan por un cambio de polaridad sedimentaria que suele estar representado por un máximo de arcillosidad cualquiera que sea la paleogeografía que atravesemos con el sondeo. Este punto exacto es el que definimos como Techo de los depósitos transgresivos (t.d.t).

En paleogeografías tipo plataforma, a techo de los Episodios H S T existirá también un Episodio T S T, y es en el techo donde mas difícil suele ser identificar la superficie de transgresión, ya que allí el contacto se realiza entre las facies mas somerizantes (limpias) del H S T y las usualmente energéticas y limpias del T S T. A la base, este problema no suele existir, como hemos visto, por la condensación de facies y posible hiato que van ligados al m.f.s (t.d.t).

- 5.- Los Episodios T S T (T) se caracterizan por una o varias secuencias genéticas del tipo granodecreciente. Esta secuencias son igualmente características de todas las facies canalizadas, marinas someras, turbidíticas o continentales. La descripción del geólogo de pozo y especialmente la ubicación bajo las facies mas distales del Episodio H S T , ayudaran definitivamente a caracterizarlas.

Veamos algunos ejemplos en las figuras siguientes:

En la fig 10 se muestra la correlación entre varios y diferentes grupos de sondeos de los Episodios T S T (T) de las Secuencias Deposicionales del Barremiense-Aptiense Inf. y del Kimmeridgiense-Portlandiense. Se observará que la base del trabajo de interpretación secuencial no es la correlación pico-pico de las diagrafías, es sencillamente la correlación de las agrupaciones de secuencias elementales o genéticas que definen los ritmos transgresivo o regresivo.

Es absolutamente normal que dentro de los Episodios o Tract se realicen cambios de facies y de potencias, desde el margen externo al segmento interno. Las diagrafías de pozo no serán entonces correlacionables, en la mayoría de los casos, en el sentimiento pico-pico del que gusta la geología de desarrollo de un yacimiento de petróleo y que por otra parte es frecuente a la escala, escasos Km^2, del campo productor.

Olvidarse del concepto correlación capa-capa es imprescindible para el análisis estratigráfico que nos proponemos realizar.

La fig 11 enseña Episodios transgresivos y regresivos de las S. Deposicionales Plio-Q y Mioceno del Golfo de Valencia. Los comentarios anteriores son extensibles a esta figura de la que además queremos destacar:

- La frecuente expresividad del punto m.f.s (t.d.t) tanto en formaciones carbonatadas como detríticas.

- La sencillez de identificación de la superficie de transgresión (s.t) gracias a la expresividad del Episodio T S T que la sucede y que normalmente resuelve el problema de facies proximales sobre facies proximales (somerizantes) citado con anterioridad.

En la fig 12 se muestra esa interpretación de cuyo concepto no estamos absolutamente seguros. La correlación de episodios energético decrecientes o de evaporación decreciente con auténticos Episodios tipo T S T en las facies fluviales y evaporíticas de las conocidas Areniscas de Manuel y "SupraKeuper". Sirve de nuevo para mostrar la distorsión que introduce en el log G.R. la limpieza de las anhidritas.

- 6.- Todas las figuras precedentes muestran un concepto que, a pesar del sentido común que encierra y de su utilidad, es frecuentemente olvidado. Nos estamos refiriendo a las tremendas diferencias de espesor existentes entre los Episodios T S T y H S T. Coloquialmente podríamos traducir esta apreciación en. "La geología que usualmente vemos es la colmatante, la realizada a base de espesas parasecuencias regresivas".

Conceptualmente un Episodio T S T es relacionado con un onlap sísmico extensivo o solapante hacia el margen. Este onlap sísmico es usualmente muy difícil de observar dado que su delgadez física (10-50 m), equivale normalmente a muy pocos milisegundos (2-10) tiempo doble de una línea sísmica usual. Esto quiere decir que la identificación en sísmica de los verdaderos onlap transgresivos necesita de la observación de líneas sísmicas muy largas, mejor cientos que decenas de kilómetros, y de una alta calidad.

Dos falsos onlap transgresivos son por el contrario muy visibles en las líneas sísmicas e inducen a muchos errores incluso en avezados interpretes. Nos referimos a los downlap distales, fosilizando altos internos a medida que progresa la colmatación de la cuenca profunda, y a los proporcionados por el límite hacia el margen de un Episodio de Alto Nivel del Mar (H S T). Volveremos sobre estos comentarios al mostrar la expresión sísmica del Neógeno del Mediterráneo, pero sirvan de momento para:

- Notar el frecuente error de geólogo y geofísico de que onlap es sinónimo de transgresión. Onlap es sencillamente una disposición de reflexiones sísmicas. El vocablo solapante cuando de un episodio transgresivo se quiere hablar, parece nacido, no muy afortunadamente, de esta traducción sísmica-geología.

- Recapacitar en la dificultad de generar curvas eustáticas relativas según los difícilmente caracterizables verdaderos onlap transgresivos.

- Y recapacitar sobre si los delgados Episodios transgresivos son muy rápidos, o desabastecidos en sedimentos, o ambas cosas a la vez.

- 7.- Acostumbrados ya a identificar Episodios R y T (H S T/T S T), tratemos de caracterizar los de tipo R.R. (L S T).

El concepto más seguro y firme no es la presencia de turbiditas, éstas, como frecuentemente veremos, también existen en Episodios tipo H S T. La idea mas firme consiste en la ausencia de T S T bajo un L S T. Conceptualmente el Episodio L S T representa una destrucción del margen y de la plataforma previamente construida; se colmata así la cuenca profunda. En este ambiente profundo de depósito del L SW no es conceptualmente posible la existencia de depósitos energéticos tipo T S T.

Así las cosas, la metodología inicialmente recomendada es la identificación de parasecuencias regresivas (tipo R) que no posean un episodio transgresivo a la base, las parasecuencias R pasaran a ser L S T (RR).

De otra parte, otros dos conceptos pueden ser usados para acabar la interpretación buscada:

- Las parasecuencias L S W suelen poseer un segmento turbidítico que es facilmente identificable en las diagrafías por la disparidad de sus secuencias individuales, positivas y negativas. Facies canalizadas, detríticas o carbonatadas, en un ambiente marino profundo, serán inequívocamente turbiditas.

- Las parasecuencias L S W no suelen alcanzar los niveles de somerización que alcanzan frecuentemente las H S T. El segmento conocido como Prograding Complex es por definición y posición paleogeográfica menos somero que el tope de un H S T.

La fig 13 muestra estos conceptos en los Episodios RR de las S.D. del Barremiense-Aptiense y del Aptiense-Albiense que hemos creído identificar y muestran por primera vez los tres "tract", cortejos, U.T.S o Episodios de una "Depositional Sequence" de primer orden, pues veremos como estas, ahora representadas, pueden subdividirse en otras de orden menor.

La fig 14 presenta una correlación de los sondeos Ascoy-1, Rio Segura G-1 y Alicante A-1 ubicados en el llamado Prebético Interno y relativa a la S.D del Kimmerid-Portlandiense. También esta figura representa la agrupación de S. de Depósito de orden menor.

- 8.- Todos los comentarios y recetas metodológicas anteriores es claro que estan referidos a las áreas de una cuenca comprendidas entre el margen y el talud distal. Mas allá, en plena cuenca, los episodios transgresivos y regresivos estarán únicamente representados por facies condensadas a modo de hemipelagita o lluvia pelágica. En estas especiales condiciones es prácticamente imposible establecer los límites de Episodios y Secuencias de Depósito ya sea con datos sísmicos, de pozo e incluso, en numerosas ocasiones, con afloramientos.

La dificultad se agrava no únicamente por la condensación estratigráfica y sedimentaria que caracteriza estas paleogeografías, también porque el sedimento tipo lluvia pelágica no refleja las polaridades sedimentarias que reinan en las plataformas correlativas. Las secuencias genéticas reflejan una energía que no existe en la cuenca abisal.

Teórica y conceptualmente los párrafos anteriores pueden ser anulados, pues puede llegar a suponerse que el sistema regresivo anterior, preferentemente uno del tipo Bajo Nivel, podría haber llegado a colmatar totalmente la cuenca profunda, es decir, haber expulsado el Oceáno a lugares mas propicios. Este caso parece no existir, al menos en las cuencas marinas de tipo oceánico que se han reconstruido desde la disgregación de la Pangea.

En una palabra, no parecen haber existido descensos relativos que superasen los necesarios 800-1200 m. mínimos que necesitaríamos para colmatar las paleogeografías oceánicas del Planeta. La sensación que así se obtiene es que la construcción del margen es infinitamente mas rápida y eficaz que la colmatación del fondo y que sistemáticamente la inversión orogénica se produce antes de que aquella colmatación se consiga.

Sea como sea, lo cierto es que sobre las planas oceánicas todas las facies son semejantes y solo, cuando la construcción del margen ha ido avanzando por superposición de episodios de inundación y colmatación, podremos distinguir con las herramientas que estamos trabajando los límites de las Secuencias y sus Episodios.

- 9.- El dibujo original y hartamente conocido de P. R. Vail de sus "Depositional Sequences", muestra la ausencia conceptual de turbiditas en los Episodios H S T o de Alto Nivel. Esta aseveración no es que no la hayamos constatado, es que en numerosas ocasiones hemos encontrado sistemas turbidíticos bien desarrollados en Episodios H S T.

Es cierto que lo normal y según el concepto genético que implican, destrucción por erosión del margen y plataforma, los episodios L S W desarrollen importantes sistemas turbidíticos en su fase inicial de paroxismo erosivo, pero no es menos cierto que si durante un episodio H S T e incluso T S T, existe en la plataforma o margen un sistema que introduce grandes cantidades de sedimento, delta o cañón submarino, cuando estos alcancen el talud serán distribuidos mediante sistemas tubidíticos. Mas aún, la inestabilidad de los taludes es frecuentemente motivo suficiente para generar depósitos de flujo turbidítico tipo canal-levee. Este último tipo de turbiditas efímeras esta casi siempre presente en los segmentos pie de talud de los episodios H S T , ante todo en aquellos claramente descompensados o de rápida velocidad de progradación.

Quizás sea este concepto, el continuo o discontinuo desarrollo de turbiditas, el que mejor podríamos usar para caracterizar L.S.W y H.S.T respectivamente. En un sondeo, dos, o incluso mas, es un concepto altamente peligroso, pues incluso las continuas turbiditas de un L.S.W poseerán de vez en cuando facies inter-abanico.

A escala de cuenca un L S W estará constituido por el B F F , el S F C y el P C y aunque un pozo puede reconocer uno, dos o los tres segmentos conceptuales de P.R. Vail, dependiendo de su posición, es muy posible que con mas de un pozo el problema quede resuelto.

- 10.- Por último quisieramos advertir que al techo de los episodios H S T, usualmente unos metros antes de la condensación sedimentaria que da paso al límite superior del episodio, existen facies muy someras que suelen mostrar secuencias canalizadas, granodecrecientes, que llegan a hacer difícil, en ocasiones, la identificación de la superficie de transgresión real con la que finaliza el Episodio H S T.

Estas facies canalizadas, marcales o inframareales, no son nada frecuentes en lo mas somero de los episodios L S W y son, como ya creemos haber indicado, un dato mas, pero tampoco suficiente, en la caracterización que estamos describiendo a través de las diagrafías de pozo.

La diferenciación de S. Tract tipo L S W y S.M.W. es aún mas sutil y como mostraremos numerosos ejemplos, dejaremos los criterios usados al discurrir del trabajo.

Acabamos de describir diez principios metodológicos que no pretenden ser diez mandamientos. Son diez simples recetas surgidas de la experiencia que deben ser siempre contrastadas, cuando ello sea posible,con las informaciones bibliográficas de la cuenca donde trabajamos y con la descripción de atributos geológicos que acompaña el informe final de un pozo exploratorio y muy específicamente con el llamado "Mud log" y "Master log" del pozo.

A título de resumen hemos dibujado las figuras 15, 16 y 17 que sintetizan respuestas G. Ray y conceptos que usaremos en adelante.

La figura 15 muestra diferentes imágenes y conceptos de los episodios transgresivos T S T Lo que hemos llamado "Secuencias Opuestas" son aquellas situaciones litológicas que distorsionan la usual y reiterativa respuesta granodecreciente del log G. Ray.

Estas "Secuencias Opuestas" no siempre pueden ser identificadas como producto de litologías demasiado limpias (anhidrita), en ocasiones pueden ser producidas por cuerpos sedimentarios tipo barra, "mound", etc. La incertidumbre que generan se resolverá por su escala y la correlación en numerosos pozos. La fig. 16 esquematiza dos de los más usuales tipos de H S T en los que se han vuelto a representar las Secuencias Opuestas que rompen la normal tendencia somerizante del log G. Ray. Si estas "secuencias opuestas" son reiterativas y correlacionables, abren la puerta a la interpretación de las S. de Depósito de Alta Frecuencia.

En el caso de ambiente sedimentario marino, estas Secuencias Opuestas estan especialmente localizadas en el segmento turbiditico y en el techo del Episodio. Son la respuesta a facies canalizadas profundas o someras. El caso fluvial-evaporítico muestra una parasecuencia de pequeños canales con tendencia energético creciente que culmina en evaporitas.

La figura 17 refleja el usual aspecto del binomio L SW-T S T desde el borde deposicional del primero hasta el segmento distal del mismo. Las Secuencias Opuestas del Episodio L S W suelen estar únicamente localizadas en el intervalo turbidítico, ya que, como antes comentamos, estos episodios no alcanzan una somerización tan importante en el segmento Prograding Complex (P C) como la usualmente alcanzada en los topes de los episodios H S T.

Finalmente, en la fig 18 se ha representado una idealizada imagen de una completa "Depositional Sequence" de P. R. Vail. En ella se esquematizan tanto las locales tendencias del log G. Ray como el estilo final que la agrupación de las mismas concede a los episodios L SW, T S T y H S T. En ella se han introducido ya ciertas modificaciones y observaciones al esquema de P. R. Vail que han surgido de este trabajo y que no merecen comentarios especiales que no estén recogidos en el grafismo de la citada figura.

La fig 18.bis recoge un anticipo de una Sec. de Depósito completa con S M W en su inicio.

Sedimentos continentales

La principal dificultad en la interpretación de las facies continentales se deriva de las bajas pendientes deposicionales en las cuencas donde estos sedimentos se depositan. Cuando no existen, como en las marinas, una rampa o un talud, la energía deposicional no sufre las importantes variaciones que esta morfología acaba por imprimir a los sedimentos. Líneas de costa, plataforma, talud y cuenca profunda, básicos y fácilmente identificables en las series sedimentarias marinas, no tienen un equivalente energético claro en las cuencas continentales.

Se podría decir que la mayor parte de las cuencas continentales sólo tienen talud o borde de área de depósito y cuenca o llanura de depósito. Es precisamente en los bordes de cuenca donde la actividad tectónica, distensiva o compresiva,

imprime y trasmite a los sedimentos continentales una clara y aparente organización secuencial que resulta fácil de observar en los sondeos. Esta organización secuencial sintectónica, pogradante cuando es de tipo compresivo y retrogradante cuando es de origen distensivo, de fácil identificación en primera instancia, no es simple en el detalle y ello principalmente por la diacronía de la deformación tectónica. Ni todas las fallas normales ni todos los cabalgamientos modifican al mismo tiempo todo el frente activo que constituye el borde de cuenca.

A gran escala, el carácter compresivo que es de tipo centrípeto, progresa hacia la cuenca continental,y el distensivo que es de tipo centrífugo y expande la cuenca de depósito, generan los dos grandes tipos de megasecuencias continentales que sin grandes problémas conceptuales podríamos asimilar a tectofacies molasa y rift.

Alejados de los bordes, cuando no existen pendientes deposicionales, una pulsación poco durable, sea compresiva o distensiva, no va a reflejarse en el registro sedimentario con tanta nitidez como para poder identificarla claramente y no atribuirla o confundirla con la diversidad de fenómenos palustres, fluviales, lacustres, etc... que pueden generar un cambio en la evolución vertical de los sedimentos.

En las cuencas continentales s.s., lejos del borde activo, existe una condensación estratigráfica o sedimentaria semejante a la ocurrida en las paleogeografías marinas profundas. Los problemas son entonces idénticos a la hora de identificar ascensos y descensos del nivel marino relativo, si es que este tipo de cuencas los reflejan, como a la hora de aislar pulsaciones tectónicas locales, diacrónicas o poco durables.

Las figuras 19 y 20 esquematizan la respuesta del log G. Ray en las dos megasecuencias continentales generadas por tectónicas distensivas y compresivas. Cuanto mas cerca del borde tectónicamente activo se ubique nuestro pozo, mas clara será la evolución vertical de nuestras diagrafías de pozo. En el eje de las cuencas, las dificultades, a veces no insalvables, crecerán. Las inmensas Cuencas Subandinas y las Atlánticas de Angola, Gabón, etc... reflejan muy bien estos problemas.

Una nueva dificultad, esta vez de tipo conceptual, se plantea a escala global. Me refiero a si pueden o no, primero observarse y después correlacionarse las variaciones relativas del nivel oceánico en las cuencas continentales y sus registros sedimentarios. A sabiendas de que lo que hoy creo razonable o evidente, mañana puede parecerme lo contrario, dedicaremos unas breves líneas al problemas:

- Las subidas relativas del nivel marino parecen primero rápidas y segundo, la mayoría, de escala decamétrica. Algunas podrían pensarse del orden de 100-200 m (Curva EXXON. Versión 3.1B. 1987).

Estos ascensos notables modificarán, sin duda, los bordes continentales emergidos pero dudo que alcancen a modificar el hábito compresivo o distensivo del frente de montaña o borde intracontinental de la cuenca de depósito. Hasta que ascensos y descensos del nivel oceánico no sean correlacionables con ambientes tectónicos a escala global, por el momento indemostrable y yo diría que impensable, no hay porqué correlacionar el ritmo compresivo, estático o distensivo del local frente de montaña con las variaciones "globales" del nivel marino.

Unidades Tectosedimentarias y "Depositional Sequences" parecen todavía poder aplicarse con diferentes garantías de éxito en unos u otros ambientes de depósito.

Se entiende así que la morfología previa del continente, llana o escarpada, la distancia de la cuenca continental al borde marino, la magnitud del ascenso, etc... van a ser factores que controlarán la llegada o no de la invasión marina a la cuenca continental que es algo muy distinto de que el registro sedimentario endorreico, aislado del océano, registre el ascenso eustático y haga cambiar la evolución vertical de los sedimentos promovida por el momento tectónico del borde activo de la cuenca.

- Una importante bajada del nivel marino, algunas se conocen, posiblemente provocará un fuerte encajamiento de la red fluvial y una destrucción masiva de la plataforma marina y la colindante, si la hubiese, llanura de inundación. ¿Es esto suficiente para imponer un cambio en el ritmo tectónico de la Cuenca? Si observamos las inmensas Cuencas Subandinas, la idea que personalmente obtenemos es que la tectónica andina es infinitamente mas poderosa que las variaciones del nivel oceánico, que son de otra parte, mucho mas rápidas; de mas corto periodo.

Desde el Eoceno al Cuaternario es seguro que en la cuencas marinas podremos contabilizar decenas de Secuencias de Depósito. En los continentales subandinos asistimos siempre a una megasecuencia molásica progradante donde son invisibles los correlativos ascensos y descensos eustáticos de las equivalentes facies marinas.

Hemos dicho son invisibles, por no decir inexistentes, puesto que no podemos demostrar lo que realmente pensamos.

Otra cosa muy diferente a lo que creemos ocurre en las Cuencas Continentales, endorreicas o no, pero de cierta entidad, las que por eso calificamos de continentales, es lo que pueda ocurrir en las sensibles llanuras de inundación. En ellas, los cambios del nivel de base de los ríos si que pueden probablemente reflejar ascensos y descensos relativos significados en esos conceptos de energía o evaporación creciente o decreciente que hemos empezado a usar y de los que tampoco nos sentimos muy seguros.

Sospechando que quizás los párrafos dedicados a las dificultades de estudio de los sedimentos continentales son un tanto prematuros y confusos, resumiremos los conceptos básicos aplicados para su interpretación.

1. Las megasecuencias continentales son facilmente caracterizables en los bordes activos de las cuencas. Secuencias energético decrecientes, centrífugas o distensivas y energético crecientes, centrípetas o compresivas. Tipos Rift y Molasa.

2. En el eje de una cuenca continental de dimensiones notables, preferible, pero no necesariamente endorreica, la ausencia de pendientes deposicionales provoca una condensación semejante a la ocurrida en las planas abisales marinas. Los problemas crecen y la interpretación es frecuentemente imposible a través de las diagrafías de pozo. Sospechamos que ascensos y descensos del alejado océano no son reflejados en el registro sedimentario de las cuencas continentales endorreicas. Cambios relativos en el sistema tectónico que afecte al distante borde, solo se observarán cuando sean duraderos y provoquen el acceso al eje de la cuenca de la nueva energía deposicional. El retraso entre el cambio tectónico del borde y el registro sedimentario del centro puede llegar a ser importante.

3. Las llanuras de inundación, aún fuera del alcance de las mareas, pero próximas a ellas, pueden registrar los movimientos relativos del nivel marino. La sensibilidad a los cambios en el nivel de base fluvial parece puede ser reflejada. Se adopta esta interpretación y no se asegura porque quizás cambios climáticos de larga duración podrían producir efectos semejantes con un nivel del mar estable.

RECETAS DE COCINA

La escueta síntesis de conceptos y su presentación en el log G.Ray, puede acompañarse de una serie de recetas prácticas que facilitaran la interpretación y que aconsejaría fuese el inicio de utilización del método.

A. Escala de observación

Las diagrafías de pozo son normalmente editadas a escala vertical 1:200 y 1:500. Como lo que se pretende es una interpretación secuencial, no litológica de detalle, es importante reducir la escala vertical a una que permita visualizar de un golpe una larga sección de pozo. Son recomendables las escalas 1:1000 y 1:2000.

Una reducción simple, horizontal y vertical, permite todavía a estas escalas observar con claridad las variaciones horizontales de las curvas que representan las medidas leídas por las distintas sondas.

Si se dispone de logs digitalizados estos podrían editarse conservando una escala horizontal 1:500 y vertical 1:1000.

B. Litología

El informe final de un pozo de exploración incluye un documento conocido como "Composite log", "Log habillé", Log fundamental, etc... Este documento reune dos-tres diagrafías de pozo y una descripción litológica y estratigráfica.

El trabajo puede iniciarse a partir de este documento, se aprovecha así el trabajo previo de otros muchos profesionales. De otra parte, nadie nos impide modificar lo que creamos conveniente.

Este log fundamental, mezcla de diagrafías y litoestratigrafía ha debido ser realizado, no siempre ocurre así, usando las descripciones de atributos geológicos de las formaciones perforadas. Estas son recogidas en otro documento elaborado a pie de pozo y que se conoce como el "Mud Log".

Es éste un documento clave que siempre deberá ser consultado y en el que se registran aspectos y parámetros tales como: Litologías expresadas en porcentajes de mezclas que ascienden con el lodo de perforación, velocidades de penetración, características físico-químicas del lodo, pérdidas y ganancias del mismo, temperaturas de entrada y salida, calcimetrías en continuo, indicios de hidrocarburos, parámetros de perforación, etc... y todo lo que el responsable geológico crea oportuno describir.

Consultar este documento en caso de duda y cuando se crea necesario modificar una interpretación previa es una sana costumbre que frecuentemente se olvida.

C. Ficha base

Construir a una escala, aún más comprimida, el control litoestratigráfico que nos han suministrado,junto con las primeras,y mas notables,observaciones relativas a la organización secuencial del G. Ray. Los restantes logs podrán siempre ser usados en caso de mezclas litológicas complejas que a veces, como ya hemos visto, dificultan la interpretación.

Sobre esta primera ficha conviene anotar:

1. Cambios bruscos de litología, mas aún si van acompañados de un pico de alto valor de G. Ray. Los paleosuelos, disconformidades y límites de Secuencias suelen mostrarlo.

2. Representar las tendencias verticales, positivas y negativas,a escala decamétrica y hectométrica.

3. Individualizar ya las fácilmente identificables megasecuencias regresivas, probables H S T, quizás L S T. Es en el seno de ellas donde una segunda fase de correlación-interpretación puede conducirnos a la segregación de Sec. de Depósito de Alta Frecuencia.

4. Buscar y aislar las poco espesas, a veces sutiles, secuencias de inundación y secuencias canalizadas.

5. Anotar cuantas observaciones se crean pertinentes, sobre todo las que hagan relación con el conocimiento propio o ajeno que se tenga de la cuenca.

Las figuras 21 y 22 dan una idea de esta muy personal ficha base.

D. Continuidad lateral

Con la ayuda de la cronoestratigrafía, si ésta existe o sin ella, buscar la correlación de las secuencias positivas o negativas con los sondeos mas próximos. La repetición del sistema secuencial observado es imprescindible. Dentro de un mismo Episodio transgresivo o regresivo podrán y deberán existir cambios de facies, de proximal a distal, pero nunca cambios de hábito o polaridad sedimentaria.

Los "tract" o las U.T.S. elementales, mantienen siempre una misma polaridad sedimentaria. Los segmentos donde la condensación sedimentaria es notable pueden dificultar la interpretación, pero no enmascararla. La Unidades Litoestratigráficas, conservadas en su mas estricto sentido de Litosomas y Formaciones, son frecuentemente una facies paleogeográfica, no un Episodio, Cortejo, "Tract" o U.T.S. elemental.

E. Correlación pozo-sísmica.

Si existen líneas sísmicas y éstas poseen una calidad mínima necesaria, calar los pozos en las líneas sísmicas por el método mas preciso al que pueda accederse. Controlar así las secuencias o paquetes de reflexiones sísmicas y observar, ante todo, las variaciones laterales de las mismas. Coincidencia o nó de los sutiles onlap y expresivos downlap con los límites de Secuencias y Episodios previamente establecidos.

Dada la delgadez de los Episodios transgresivos, unos pocos milisegundos, los downlap estaran practicamente escondiendo a los onlap transgresivos.

Si la sísmica es muy buena y los pozos pocos, pueden primero identificarse las secuencias sísmicas y luego buscar su significado en los pozos. Este método no es aconsejable porque un pozo verá siempre mas que una línea sísmica, pero puede ponerse en practica cuando los datos disponibles, sísmica y pozos, obliguen a ello.

F. Bibliografía

En casi todo el planeta y en España desde luego, existe la posibilidad de iniciar la interpretación con una idea mas o menos precisa de la ubicación litoestratigráfica de las principales rupturas sedimentarias de una cuenca. Tenerlas presentes y tratar de comprobarlas no quiere decir que haya que encontrarlas; diferencias de interpretación pueden y deben surgir.

En la mayoría de los casos, dada la juventud del concepto de Episodios y Secuencias, los datos bibliográficos reflejarán preferentemente discordancias y rupturas sedimentarias mayores. Límites probables de Secuencias de Depósito, no de Episodios o "Tract". Fue éste y no otro, el problema de las U.T.S de A. Garrido Megias en su tiempo, la ausencia de datos de campo tan precisos como necesarios. Si se observan sus escritos y los nuestros de aquellos tiempos, la mayoría de las U.T.S. incluían dos-tres Episodios diferentes. Las rupturas que se habían detectado eran las mayores, no los límites entre Episodios o Cortejos.

El problema no solo continúa hoy sino que es peor, pues salvo excepciones, se asimilan Unidades Litoestratigráficas a Secuencias de Depósito. Podría así decirse que estamos hambrientos de Sedimentología de Campo. Sedimentología que no trate de adaptarse a la conocida curva EXXON; que la discuta y muestre las controversias, que es sin duda la mejor forma de progresar.

Los eventos de media y alta frecuencia

Con el conjunto de conceptos y medios metodológicos que acabamos de describir, anticipemos que en este trabajo hemos distinguido y creo que justificado cuatro Secuencias de Depósito en el Triásico, catorce en el Jurásico, diecinueve en el Cretácico y ocho en el Neógeno. Este total de treinta Secuencias de Depósito según la concepción de P. R. Vail no incluyen siempre tres Episodios, el caso mas frecuente es la presencia de T S T y H S T. El hecho de haber distinguido unos pocos Episodios de Bajo Nivel (L S T) abre la interrogante de si este resultado es generado por el generalizado ambiente de plataforma donde se ubican los pozos,o si es que realmente existen Secuencias de Depósito desprovistas de L S T.

Al margen de este problema sobre el que podremos opinar al final del trabajo, existe otro muy evidente que está directamente relacionado con los acontecimientos de media frecuencia. Es decir, para un periodo de tiempo semejante, la versión 3.1B de B.U. Haq et al. muestra la existencia de no menos de cien Secuencias de Depósito y todas ellas con episodios de Bajo Nivel, Transgresivo y Alto Nivel de Mar. Son los ciclos de 3er Orden individualizados a intervalos temporales, de 1 a 3 millones de años, en ocasiones a 8-9 M. de años.

La desproporción entre el margen Ibérico y Absaroka, Zuni y Texas (3.1B 1987) es de tal envergadura que obliga a recapitular algunas de sus posibles causas:

1. ¿Hemos diferenciado sólo lo más evidente? No parece razonable por cuanto tan expresivo serán los Episodios de media frecuencia como los de baja o ciclos de 2° Orden (3.1B 1987). No hay una razón aparente que nos convenza de haber pasado por alto mas de 150 Episodios como mínimo.

2. Absaroka, Zuni y Texas son enclaves privilegiados.

3. Las curvas eustáticas relativas y sus correlativas Secuencias de Depósito no son como conceptualmente aparentan, es decir correlacionables a nivel global.

Se desprende de estos comentarios lo absurdo de los intentos de correlación a Nivel Global cuando ni los relojes geológicos han alcanzado la finura deseada ni las Secuencias de Depósito sean tan fáciles de datar.

El problema principal de los acontecimientos de media frecuencia, que según la citada curva 3.1B (1987) puede llegar a sucederse con intervalos del millón de años, casos del Cretácico Sup., Paleoceno y Tortoniense-Plioceno, es que para adaptarnos a ellos, nos veríamos obligados a fraccionar los Episodios regresivos, especialmente los H S T. según las siguientes indicaciones:

a) Las minisecuencias granodecrecientes que existen a techo de las facies mas somerizantes y que interpretamos como facies canalizadas en ambientes muy someros y energéticos tendrían que ser asimiladas a Episodios Transgresivos. La condensación estratigráfica del techo de estos H S T admitiría así algunos nuevos T S T y H S T. Estas nuevas Secuencias de Depósito no desarrollarían espesores notables y estarían igualmente condensadas en paleogeografías mas profundas. Cuando con criterios de correlación fiables hemos hecho esto,

hemos definido nuevas Sec. de Depósito, pero también muchas menos que las identificadas por B.U. Haq et. al.

b) Cada secuencia genética somerizante del tipo grano y, muy frecuentemente, estratocreciente, del tipo arcilla-limolita-arena o arcilla-caliza arcillosa-caliza significaría una ruptura sedimentaria con un inexistente o excesivamente delgado episodio transgresivo en la base. Se permitiría así la existencia de numerosas Secuencias de Depósito con un "invisible" T S T, y un H S T constituido por una única, y frecuentemente no correlacionable, secuencia somerizante. Como esto no nos parece serio y razonable, no se ha realizado. Si cada parasecuencia fuese asimilada a una nueva Sec. de Depósito podríamos delimitar muchas más que Haq et. al.

c) El notable número de Secuencias y Episodios que creemos faltan o que puede pensarse no hemos sabido distinguir en Prebético e Ibérica respecto a Absaroka, Zuni y Texas estarían depositadas en paleogeografías aún mas profundas y no reconocidas por nuestros sondeos.

Es evidente que no nos sentimos atraidos por ninguna de las tres hipótesis citadas y que nuestra primera impresión es que no "nos pudimos comer" tantas secuencias de Depósito como las de Absaroka, Zuni y Texas.

Para expresar, un poco anticipadamente, la probable finura de la metodología de trabajo y el poder de correlación de las diagrafías de pozo, se han realizado las figuras 23 y 24 que rápidamente comentamos.

La fig 23 presenta una correlación de pozos ubicados entre el segmento medio y externo de la Cuenca de los Llanos Orientales de Colombia y Venezuela (W. Martínez et al 1990-94). La transversal alcanzará facilmente los 250-300 Kms de larga y representa una sección estratigráfica que va desde el Oligoceno Inf. al Mioceno Md. como mínimo (Fm. Carbonera).

Sobre un fluvial basal (Fm. Mirador-Eoceno) se depositó la marina fm. Carbonera, que distribuye litosomas detríticos y arcillosos de una impresionante continuidad lateral, que sugiere una aparente descompensación entre cantidad de aportes y subsidencia en un sistema de muy baja pendiente. Pues bien, desde el borde de la Cuenca de Depósito hasta 250-300 Kms de la misma, representados en la figura, pueden correlacionarse cuatro Secuencias de Depósito.

Demasiados sondeos y buenas correlaciones, lito y bioestratigráficas, como para buscar en este segmento de la Cuenca una sola Secuencia Deposicional nueva. Para un intervalo de tiempo semejante en la no muy lejana Cuenca de Texas la carta 3.1B de 1987 nos indica la presencia de por lo menos 12-15 Secuencias de Depósito completas, del tipo media frecuencia o ciclo de 3er orden.

Sobran, por el momento, nuevos comentarios y sin duda crece el interés por los acontecimientos de Media Frecuencia (Ciclos de 3er Orden/3.1B 1987).

En la fig 24 se representa la correlación pozo-pozo, mediante curvas de Potencial Espontaneo (S.P) de una transversal de 100 Kms. en el extremo Norte de la Cuenca Austral en Argentina. La figura ha sido realizada con tres intenciones:

1. Mostrar la diferencia de definición secuencial existente entre los logs G.R y S.P, claramente favorable al primero si se compara con la figura anterior.

2. Las posibilidades de fraccionamiento, en Secuencias de Depósito independientes, de una megasecuencia o parasecuencia tipo H S T. Entre cada línea de trazos cortos podría existir una pareja H S T y T S T donde prácticamente éste último sería invisible por la calidad de los log S P o por la arcillosidad del Tract transgresivo.

3. La correlación entre pozos de uno de los tipos de T S T que conceptualmente hemos presentado en la fig 15, el que hemos llamado tipo fluvio-marino y que en la figura representa la fm. Springhill.

Es evidente que en estas formaciones continentales podríamos igualmente meter numerosas Secuencias de Depósito y encontrar así un número mas elevado de las mismas. Es evidente que estas facies condensadas continentales depositadas sobre cratones muy estables pueden encerrar y de hecho encierran, en la mayoría de los casos, muchas Secuencias de Depósito bien diferenciadas en los ambientes marinos correlativos.

Es esta una pequeña limitación del método, semejante a la que encontramos en paleosuelos superpuestos, pero que en nuestra opinión en absoluto justifica las diferencias encontradas con Absaroka, Zuni y Texas, pues salvo en el Triásico y Weald-Pürbeck, el registro sedimentario que analizamos es mayoritariamente marino. No cabe pues introducir los aparentemente ausentes ciclos de 3er orden de B.U. Haq et. al. en los breves episodios continentales que el Cretácico y Jurásico de Béticas e Ibérica contienen.

Desde otro punto de vista, es aún mas sorprendente, que nuestras diagrafías de pozo observen, en ocasiones, las

secuencias genéticas de alta y muy alta frecuencia y sean incapaces de encontrar e individualizar los ciclos de 3er orden que he llamado de media frecuencia para individualizarlos de estas últimas de alta y muy alta frecuencia de Cross 1988 y Guillocheau 1989, entre otros, y que por su duración media, del orden de los cien mil años, podríamos asimilar a movimientos glacio-eustáticos resultantes de las variaciones de parámetros orbitales de la Tierra, los ciclos de Milankovitch (Berger 1980,84).

La jerarquización de las secuencias, que comprenden todas las escalas de los paquetes de sedimentos, es frecuentemente ignorada u objeto de confusiones y ello conduce a minimizar o sobrestimar los diferentes tipos de rupturas sedimentarias presentes en los registros estratigráficos y a dificultades de comunicación. Para mostrar la nomenclatura simplificada que usaremos y las ideas más actuales de la Estratigrafía secuencial se ha construido la fig 25.

La citada figura quiere expresar que las series sedimentarias observadas en los sondeos resultan del apilamiento de varios ordenes de secuencias, de duración temporal diferente y de periodicidad mas o menos regular (Kauffman 1986). Dentro de ellas, al día de hoy, son definidos dos grandes conjuntos:

1. Las secuencias de alta frecuencia comprendidas entre cien mil y ochocientos mil años. Dentro de ellas, el más pequeño o elemental motivo es la secuencia genética o parasecuencia de Busch 1971 y Van Wagoner et al 1988. Su superposición es llamada parasecuencia set de Van Wagoner et al 1990.

2. Las Secuencias de Depósito, de duración entre 1 y 9 millones de años, estan delimitadas por rupturas o no conformidades sedimentarias e incluyen los Tract, Cortejos, U.T.S. o Episodios transgresivos y regresivos que siguiendo a Vail et al (1987) serían los tipos L S W, S M W, T S T y H S T que no son otra cosa que el apilamiento de secuencias genéticas,las parasecuencias set.

Estas Secuencias de Depósito se jerarquizan, según su duración en secuencias de 2° orden (3-9 millones de años) y de 3er orden (1-3 millones años).

Estas de 3er orden, las hemos llamado de frecuencia media y son las que han provocado esta larga exposición por la gran discrepancia encontrada entre la escala compuesta de (Haq et al) sobre Absaroka, Zuni y Texas y nuestra área de observaciones.

El calificativo de frecuencia media es para reservar el apelativo alta frecuencia e incluso super-alta frecuencia (Gillocheau, 1991) para las secuencias genéticas visibles en el log G.R y que han sido individualizadas por un pequeño trazo horizontal en el margen izquierdo de las columnas litológicas en todas las figuras hasta ahora presentadas.

En el área de trabajo no existen sondeos lo suficientemente numerosos, y próximos, como para intentar abordar la correlación y problemática de estas secuencias genéticas a su escala original, de 1 a 10-20 m. como media mas frecuente. Serán así únicamente utilizadas para identificar mediante sus tendencias y ritmos de apilamiento o agrupación el objeto principal del trabajo, los Episodios, que conceptualmente ordenados en el sentido de P. R. Vail nos llevarán a las Secuencias de Depósito. Sus modalidades de apilamiento y la proporción arcilla-arena o caliza constituirán indicadores del volumen de sedimentos y espacio, donde distribuirlos, y del tipo de pendiente, talud o rampa, que distribuía los cuerpos sedimentarios (fig 26).

La metodología a emplear es simplemente transformar los sondeos en cortes de campo, con sus limitaciones y sus ventajas. Si identificamos los cortejos y las superficies que los delimitan, podremos obtener Secuencias Deposicionales sin la ayuda de las geometrías sísmicas.

Secuencias de depósito del área de trabajo

La copiosa información bibliográfica existente sobre las áreas emergidas del borde del Mediterráneo, zonas Prebética, Ibérica Levantina, Maestrazgo y Catalánides proporcionó una línea inicial de investigación que orientó la búsqueda de los límites intersecuencias. Por el contrario es escasa o muy deficiente la información que podría encontrarse en lo relativo a la identificación de los episodios transgresivos y regresivos que ellas debían encerrar.

Esta guía,proporcionada por los trabajos de campo previos,ha sido muy difícil de sintetizar y correlacionar de unas áreas a otras, pues si bien existen numerosas descripciones de Unidades litoestratigráficas formales, quizás demasiadas, se hace notar la falta de un auténtico espíritu de síntesis, de correlación posible entre las distintas áreas. Así pues, si se observa y grafica en un mismo cuadro las mas representativas Unidades Litoestratigráficas descritas, queda patente que no existe un consenso en cuanto a los límites cronoestratigráficos inferior y superior de las mismas. A pesar de este desajuste inicial, las bandas cronológicas en las que fluctúan estas diferentes,y en ocasiones distantes,Unidades Litoestratigráficas no eran tan amplias como para hacer perder la esperanza de que unas y otras Unidades podrían grosso modo corresponder a cambios

de facies de posibles Episodios o Secuencias Deposicionales comunes. Como ya se ha indicado en párrafos anteriores parecía mucho mas complicado, ausencia de interpretaciones en este sentido, aislar, siquiera inicialmente, los cortejos o episodios de inundación de los de somerización.

De todas formas, con el fin de que constituya una guía para el lector interesado y pueda ser discutido y mejorado, al inicio de cada Sistema se presenta un intento de acomodación litocronoestratigráfica de las zonas que de algún modo podrían estar presentes en el área de trabajo y que se refieren al Triasico, Jurásico y Cretácico.Si en ellos no están todas las Unidades Litoestratigráficas descritas es sencillamente porque son demasiadas.

Los sedimentos del Paleógeno no son penetrados por la gran mayoría de sondeos que van a utilizarse en la interpretación, por esta causa sólo se indicarán ciertas observaciones,de tipo regional, ante todo referidas al sector Mediterráneo y otras,más aisladas,que han sido realizadas con uno o dos sondeos en el Prebético Interno.

Las Secuencias Deposicionales del Neógeno ofrecen una magnífica oportunidad de estudio a partir de los sondeos de Golfo de Valencia. En los márgenes emergidos afloran ampliamente, a pesar de ello no han sido abordados en síntesis de ámbito regional. Es así como a partir del Golfo de Valencia se pretenderá una definición y unificación de su interpretación secuencial,que tratará de mejorar las breves notas bibliográficas que sobre ellos existen.

En general y en las páginas que siguen, se tratará el problema de identificación y correlación de Secuencias, Episodios y Facies,adaptandose en lo posible a las notas bibliográficas previas que se consideran mejor correlacionables con las observaciones propias, de más extensa área de depósito y por ende más conocidas en la bibliografía.

Como no se ha investigado a conciencia la caracterización micropaleontológica o palinológica de los límites secuenciales y episodiales observados y correlacionados a través de los sondeos, no se pueden precisar con demasiada exactitud lo citados límites; por esta razón la nomenclatura usada para las mismas puede resumirse así:

C_{3R}. Tercera Secuencia de Depósito del Cretácico, episodio regresivo superior.
C_{3T}. Tercera " " " " " , episodio transgresivo.
C_{3RR}. Tercera " " " " " , episodio regresivo inferior.

Estas abreviaturas irán acompañadas de cuadros recapitulativos que indicarán a nivel de piso estratigráfico los límites superior e inferior de la Secuencia de Depósito. Estos límites han sido obtenidos merced a los datos bioestratigráficos recogidos en los informes finales de los pozos y la correlación, en ocasiones difícil, con los datos bibliográficos.

Como los Episodios suelen albergar numerosas facies, suprimiré siempre que ello sea recomendable la creación de Unidades Litoestratigráficas con base en datos de subsuelo. Trataremos de describir estos cambios litofaciales y paleogeográficos adaptándonos a las Unidades Litoestratigráficas ya definidas en bibliografía, y ello aunque estas no se ajusten en numerosas ocasiones a lo observado en los pozos y sus correlaciones. Los desajustes que creemos encontrar serán indicados, al menos, de un modo gráfico.

El principal problema en la correlación subsuelo-superficie proviene de:

1. Numerosas antiguas Unidades Litoestratigráficas han perdido su específica función de litosomas por ser recientemente asimiladas a Secuencias de Depósito.

2. Numerosas Unidades Litoestratigráficas encierran litosomas pertenecientes a más de un Episodio o Cortejo. Incluso más de una Secuencia de Depósito.

3. En general, los delgados Episodios Transgresivos no han sido aislados de los Episodios Regresivos.

A pesar de esto, hemos preferido mantener,junto a la interpretación realizada en subsuelo,las denominaciones previas. Se establece así una guía para poder entendernos y para comprobaciones y mejoras futuras.

Incluso cuando los sondeos penetran litosomas no aflorantes, no hemos asignado, generalmente, denominaciones nuevas pero si señalado apelativos referentes a su litología, medio sedimentario y posición paleogeográfica probables.

En general, las Secuencias de Depósito observadas serán primero discutidas con relación a las informaciones bibliográficas, segundo justificadas por láminas de correlación entre sondeos y finalmente representadas en una transversal paleogeográfica y deposicional única que intenta también dar cuenta de la geometría previa sobre la que se establece la citada Secuencia Deposicional. Después se realizará la subdivisión de esa agrupación de Secuencias o Secuencia de primer orden en otras de orden menor (Alta Frecuencia).

Sobre estas transversales reconstruídas en base a la proyección sobre ellas de los sondeos de exploración,desde

el margen a las áreas internas de la cuenca, es donde se han representado las formaciones litoestratigráficas que en cada Cortejo o Episodio pueden distinguirse. Siempre que es posible, es allí donde se intenta una correlación con las Unidades Litoestratigráficas mas difundidas en bibliografía y donde se muestran los desajustes ya comentados.

La mayoría de estos desajustes parecen provenir de la adaptación rápida de las viejas Unidades Litoestratigráficas a los mas recientes conceptos generados con el desarrollo de la Estratigrafía secuencial. La ausencia de sedimentología de detalle, no únicamente referida al medio de depósito, si no a la tendencia transgresiva o regresiva, en nuestras ya viejas Unidades Litoestratigráficas es la principal causante de los desajustes notorios que creemos haber encontrado.

De cualquier forma, la ayuda bibliográfica a la hora de iniciar el trabajo ha sido vital para el desarrollo del mismo, pues las rupturas sedimentarias importantes estaban ya caracterizadas en su mayoría y se disponía así de una evidente guía cronoestratigráfica que permitía focalizar la atención sobre específicos tramos de los sondeos.

Antes de entrar en su descripción y justificación la figura 26 a muestra las Secuencias de Depósito que con bastante fiabilidad para las marinas y dudas, ya expresadas, para las facies continentales, hemos encontrado. Como ya hemos anticipado la cronología de los límites de Secuencias de Depósito y Episodios debe ser tomada con cautela. También es preciso indicar que la existencia de muchas Secuencias de Depósito con dos Episodios (T S T y H S T) no significa que no contengan un tercer Episodio (L SW/SMW) en paleogeografías no alcanzadas por los sondeos. Tampoco podremos demostrar lo contrario, la existencia de Secuencias Deposicionales con únicamente dos Episodios, es decir, no cíclicas.

Por último agreguemos que los puntos de interrogación se corresponden con escasos datos de sondeo, especialmente y como ya indicamos en el Paleogeno, donde es seguro que habrá muchas más Secuencias Deposicionales que las representadas.

El patrón de referencia de las Secuencias de Depósito del Mesozoico es la carta 3.1B (B.U. Haq et. al. 1987). Dicha carta recoge 120 individuales y completas, "Depositional Sequences", que son llamadas ciclos de 3er orden y que están distribuidas del modo siguiente:

Triásico	10
Jurásico	29
Cretácico	36
Paleoceno	6
Eoceno	15
Oligoceno	5
Mioceno	12
Plioceno-Holoceno	7

Si nos olvidamos de nuestras nomenclaturas geológicas y nos referimos al tiempo absoluto, se observa que o el planeta sufre una visible aceleración o nuestro poder de observación crece a medida que el registro sedimentario es mas joven.

Al margen de esta primera observación, es evidente que si tectónica, eustasia, volumen de aportes y volumen donde distribuirlos, constituyen el entramado conceptual de la respuesta sedimentaria a estos ciclos de 3er orden, será imposible que todas las cuencas sedimentarias y todas las paleogeografías de una misma cuenca alberguen el completo registro sedimentario propuesto por B.U.Haq. et.al.

Ahora bien, si aislásemos las causas tectónicas y nos fijásemos únicamente en las variaciones eustáticas de un oceano común, parece lógico pensar que:

- A escala de cuenca, cientos de kilómetros de margen, diferencias de aportes y espacio donde distribuirlos serán de caracter local y por tanto, solo localmente pueden enmascarar las variaciones eustáticas.

- La magnitud y duración de estos cambios de nivel si que son factores que quedarán reflejados en paleogeografías diversas de la cuenca. Ascensos y descensos muy modestos sólo serán reflejados en el registro sedimentario del margen. En plaforma externa y cuenca, la condensación será un obstáculo para identificarlos. Ascensos y descensos de magnitud-duración notables tienen mayores oportunidades de modificar de forma sensible el registro sedimentario de plataforma y cuenca.

- La eficacia de un cambio eustático no será, solo y siempre, directamente correlacionable con la magnitud-duración del mismo, la topografía del continente emergido, plano o montañoso, y la topografía submarina, ancha o estrecha plataforma, harán que la extensividad de los depósitos transgresivos, la erosión correlativa con el descenso y sus depósitos, se ubiquen en distintas paleogeografías y sean así muy o escasamente llamativos. Transgresiones muy eficaces serán reconocidas cuando una extensa llanura fluvial preceda al impulso transgresivo.

Erosiones eficaces serán reconocidas cuando una somera y amplia plataforma preceda al descenso eustático.

No nos cabe entonces ninguna duda de que las Secuencias de Depósito que encontremos, con tan escasos puntos de control como son los provistos por nuestros sondeos y distribuidos casi exclusivamente sobre la plataforma externa-cuenca del Cretácico y Jurásico, no han de coincidir con el compuesto registro de B.U. Haq et. al 1987., ya que además de pertenecer a cuencas diferentes, completas o especiales, alberga Secuencias de "eficacia" limitada.

Ahora bien, si descontamos de tal registro las 26 Secuencias de Depósito del Paleógeno, pues sobre él poco podemos opinar, ausencia de sondeos, las 94 restantes relativas al Mesozoico y Neógeno las hemos encontrado reducidas aproximadamente a 45. Esta drástica reducción no llama la atención tanto por el número de ciclos de 3er orden omitidos como por las especiales condiciones de someridad de las plataformas jurásica y cretácica que hemos observado. Estas extensas y poco profundas plataformas las entendemos proclives a registrar cambios eustáticos poco significativos y por consiguiente deberíamos haber encontrado un mayor número de Secuencias.

Llama la atención que hayamos encontrado Secuencias de Depósito que sin muchas dificultades podríamos correlacionar con Ciclos de 3er orden y no hayamos identificado algunos "Supercycles" de 2^{o} orden, mas aún cuando ellos parecen haber sido definidos por comenzar con un descenso eustático notable; Ladiniense (UAA-2), Bajociense (ZA-1) y Bathoniense (ZA-2), como ejemplos mas notables.

Podríamos así pensar, que sobre la plataforma bética, algunos eventos de tercer orden han sido más eficaces que otros "más importantes", como son los llamados de segundo orden. No intuimos la causa de esta diferente eficacia pero ello no nos preocupa tanto como el gran número de Secuencias de 3er orden que no hemos localizado.

Esta ausencia de ciclos de 3er orden plantea tanto un problema metodológico; imposibilidad de detectar ascensos y descensos sutiles, como un problema de interpretación; correlación de registros transgresivos y regresivos diferentes a través de nuestros pozos y en ausencia de finos controles paleontológicos.

Con respecto a la imposibilidad de detectar registros sedimentarios relativos a pequeñas y poco durables variaciones de nivel, poco podemos hacer, pero frecuentemente señalaremos pequeñas secuencias granodecrecientes que se observan en el seno de los Episodios regresivos tipo H S T. Estas pequeñas y "no correlacionables" secuencias podrían corresponderse con Episodios tipo T S T y ello significaría que habría algunas mas Secuencias de Depósito que las individualizadas y descritas fig 26.b. Estas se corresponderían con respuestas sedimentarias poco eficaces que no alcanzan a toda la plataforma o que son difícilmente correlacionables. Ambos hechos no significan que, caso de existir, sean por obligación de 3er orden en la jerarquización impuesta por B.U. Haq. et. al 1987, pero indudablemente nos aproximariamos a su finura, quizás con falta de rigor y credibilidad.

Comprobar esta hipótesis necesitaría de muchísimos puntos de observación convenientemente distribuidos en los sectores interno y medio de las plataformas, ya que si son debidas a variaciones de escasa magnitud-duración, ese será el lugar geométrico donde la respuesta sedimentaria será mas factible y visible..

Si aceptasemos esta posibilidad es evidente que podremos haber correlacionado diferentes "System Tracts" como si del mismo se tratase (fig 26 c,d,e) y ello nos llevaría a reconstruir mal la arquitectura y distribución de facies que para cada Secuencia de Depósito de primer orden hemos hecho. Este error puede estar presente en nuestros esquemas pues habremos dibujado cambios de facies que atraviesan las discontinuidades tipo superficie transgresiva y de inundación máxima, de esas poco eficaces y muy próximas Secuencias de Depósito. Nada podemos hacer al respecto, pues solo multitud de observaciones ayudarían a resolverlo y es evidente que para tal fin lo mas apropiado es marcharse al campo, y no es este el objeto de nuestro trabajo. A pesar de todo creo que este problema de la alta frecuencia o la baja eficacia no nos ha introducido muchos errores en base a:

- Hemos trabajado plataformas amplias y la mayoría de tiempo geológico observado no se correspondía con facies de plataforma interna-margen donde la sensibilidad a pequeñas variaciones eustáticas, tectónicas, etc... está a flor de piel.

- Hemos dispuesto de pocos pozos que están regionalmente distribuidos y es así difícil pensar que cada pozo es un "punto singular". Es decir, la probabilidad de haber correlacionado los cambios mas eficaces parece bastante razonable. Estos cambios mas eficaces constituyen los límites de nuestras Secuencias de primer orden (fig 26.b).

- Aunque no hemos dispuesto de muchos controles paleontológicos, estos existen en los informes finales de pozo y dentro del nivel piso estratigráfico es posible que estén bien.

Esta última observación indica claramente cual es el problema de la alta frecuencia y de la correlación con la carta 3 1.B. 1987. En ella es frecuente encontrar cuatro-cinco Secuencias de Depósito completas en el seno del tiempo geológico relativo a un único piso estratigráfico. Es decir, o datamos nuestras discontinuidades con una precisión exquisita o siempre encontraremos dos-tres de la citada carta con las que correlacionar nuestra burda datación.

En ausencia de finura cronoestratigráfica creo que los puntos de correlación mas fiables son los Tract de tipo L S W Invariablemente ellos son usados por B.U. Haq et al (1987) para limitar los supercielos de segundo orden.

Un último problema metodológico es el relativo a la generación de secuencias genéticas somerizantes en ascenso del nivel del mar, justo en el momento en el que la cantidad de aportes o producción de carbonato supera el ritmo de la inundación marina (P.R. Vail), es decir en el inicio de un "System Tract" tipo H S T. No hemos podido comprobar este concepto pero si hemos visto que ciertos H S T del Mioceno del Golfo de Valencia muestran un onlap sísmico hacia el margen. Como no debemos hacer la subsidencia un juego de yo-yo y, especialmente en carbonatos, la retrogradación de una barra de alta energía sobre una mierita de lagoon daría, en diagrafías de pozo, una secuencia somerizante, el problema de atribución de polaridades sedimentarias somerizantes a System Tract Transgresivos es insoluble con las diagrafías de pozo. Ahora bien, esta incompetencia del método estará especialmente localizada en las líneas de costa de las Secuencias de Depósito y en aquellos puntos donde la actividad tectónica, la producción de sedimento, etc... sean ejemplarmente anómalos. Es entonces una incompetencia de carácter local que no nos preocupa demasiado, tanto por el segmento paleogeográfico donde se realizan nuestras observaciones como por la escala en la que ellas son tratadas. Estamos tratando de interpretar un margen de placa de dimensiones notables en el que las locales anomalías no son mas que acentos que vienen a engrandecer la Estratigrafía Secuencial. Si adelantamos una de las conclusiones, creo que despejaremos dudas metodológicas y dudas conceptuales: Cualquier facies sedimentarias y cualquier agrupación de facies es posible encontrarla en cualquiera de los tres estadios de nivel marino que definen un "System Tract". El dibujo conceptual de P.R.Vail es una acertada simplificación de las facies mas características de cada estadio de nivel, pero no de las exclusivas.

En esta línea metodológica y conceptual queremos también recalcar que cuando no se dispone de un G. Ray Selectivo (N.G.T.), la concentración de minerales radiactivos puede inducir errores. Una de las situaciones más frecuentes donde este problema existe es en la condensación del extremo techo de los Episodios H S T , donde los fosfatos radiactivos son frecuentes.

Este fenómeno y la congenita delgadez de los Episodios T S T puede llevarnos a que físicamente estemos indicando como Cortejo Transgresivo un paquete de sedimentos aún más espeso de lo que en realidad es, pues estamos sumando las últimas, y muy condensadas secuencias genéticas regresivas (radiactivas), a la genuina y excesivamente delgada secuencia de inundación. Los trabajos de campo, en curso de realización, de J.J. Gómez (comunicación verbal) muestran esta distribución de radiactividad natural en numerosas discontinuidades tipo superficie transgresiva.

Si no somos capaces de detectarlas en un sondeo, lo que estamos introduciendo es un error de un par de metros de localización de la superficie transgresiva, error que no creemos tan importante como para abandonar las posibilidades de interpretación global (fig 26 f).

Como no encontramos criterios jerarquicos claros y definitivos para las Sec. de Depósito que hemos diferenciado, llamamos de primer orden a aquellas que están limitadas por registros sedimentarios de continuidad a nivel de cuenca y fácil identificación y correlación. En ocasiones estas Secuencias de primer orden pueden ser subdivididas, no sin dificultades, en otras de duración mas corta. Esas constituyen nuestras Secuencias de segundo orden (fig 26.a).

Es decir nuestra jerarquización proviene de las continuidad a nivel de cuenca y no de la duración o magnitud de los cambios que las produjeron. Si fuese cierto que las que hemos llamado de orden o eficacia mayor no incluyen otras de orden menor, las primeras pueden ser consideradas como las segundas. Si de alguna forma las hemos diferenciado es porque en el seno de las primeras es donde creemos mas probable que nuestros métodos de subsuelo no hayan sido tan finos como deseabamos y será en ellas donde nuevas Secuencias de orden menor "deberían" aparecer.

Este "deberían" creo refleja mi vocación eustática y global, y mi confianza en el trabajo de B.U.Haq et.al. (1987). El problema de la universalidad creo, entonces, que radica en el área de depósito del sedimento correlativo con cambios eustáticos de corta duración y poca magnitud. Es por esto por lo que creo que los extremos márgenes de las cuencas marinas son el lugar geométrico donde buscar estos cambios modestos.

II.- INTERPRETACIÓN ESTRATIGRÁFICA SECUENCIAL

- Triásico
- Jurásico
- Cretácico
- Neógeno del Golfo de Valencia

II. 1 TRÍÁSICO

Problemática y conceptos usados en la interpretación

El Trías, que aflora extensamente en los márgenes de las Cadenas Béticas, Ibérica y Costero Catalana ha sido estudiado en detalle por numerosos compañeros. Su trabajo proporciona una importante base bibliográfica de donde pueden extrarse todo tipo de informaciones estratigráficas con las que iniciar la interpretación de nuestros sondeos. Dados los objetivos que este trabajo se planteó y persigue, sería absurdo tratar de estalecer una histórica descripción bibliográfica de los trabajo previos, del progreso que han significado y de las principales controversias o líneas de interpretación que ellos plantean.

De cualquier forma, sea por su modernidad, sea por sus aportaciones a la línea de trabajo que nos propusimos, me atrevería a recomendar la lectura de Arche, A; Calvet, F; Dabrio, C; Fernandez, J; García Gil, S; Garrido, A; Hernando, S; Marzo, M; Orti, F; Pérez Arlucea, M; Ramos, A; Salvany, JM; Sopeña, A y Virgili, C.

Las aportaciones de la geología de pozo al conocimiento del Trías son muy escasas y, como corresponde a los inicios, se dedican principalmente a la interpretación litológica y su correlación con miembros y formaciones de superficie: Bartrina, T; Castillo, F; Hernández, E; Jurado, M.J.; Leret, G; Martínez, W; Serrano, A; Suarez, J. y muy recientemente Muñoz, A., Ramos, A., Sopeña, A y Sánchez-Moya, F.

En el área de trabajo muy pocos sondeos de exploración han penetrado la totalidad de la columna estratigráfica triásica presumiblemente presente. Muchas y variadas razones, algunas razonables y otras no tanto, han llevado a este desinterés petrolífero por el Trías. No es este el lugar ni el momento de discutirlas, pero esta concepción del valor exploratorio del Trías ha generado una laguna de datos que agrava, aún mas, su ya difícil interpretación.

Con el fin de obtener una visión un tanto mas completa se ha recurrido a la selección e interpretación de tres sondeos del ámbito Costero Catalán, distantes un centenar de kilómetros del límite Norte de la principal fuente de información. Los sondeos Amposta Marino DS-1, Tarragona E-1 y Tarragona D-1 son los únicos que atraviesan, casi completamente; una serie triásica condensada y permiten, en principio, establecer bases de correlación entre C. Catalana y Bética-Ibérica.

Una primera guía de correlación, un tanto informal pues no recoge todos los datos bibliográficos, muestra muy esquemáticamente la idea que hoy se tiene sobre la posición cronoestratigráfica de algunas, quizá mas representativas, Unidades Litoestratigráficas del Triásico en el área de observación (fig 27).

Una segunda figura muestra sobre un diagrama lito-cronoestratigráfico los sondeos que existen desde un punto de vista útil y que se han revisado, su probable posición relativa sobre una transversal geológica muy simple y los niveles que alcanzaron (fig 28). Una siguiente figura enseña la posición geográfica de los sondeos que han sido utilizados en la interpretación (fig 29).

Estos primeros esquemas indican ya los principales problemas que van a dificultar la interpretación secuencial del Triásico y que no son otros que los relativos a la convergencia de facies, la dificultad inherente a las facies evaporíticas y todos aquellos que en particular plantean los sedimentos continentales.

No es entonces el Triásico el nivel estratigráfico idóneo para mostrar las posibilidades de las diagrafías de pozo en la interpretación secuencial, confieso, y adelanto, que salvo en sus facies marinas, la interpretación es, como ya hemos comentado, conceptualmente dudosa, pero por seguir una rígida norma de geólogos, la de describir de antiguo a moderno, comenzaremos por él.

Otro problema puede agregarse a la interpretación del Triásico, el ha hecho que numerosas publicaciones sean hoy muy cuidadosas con la vieja usanza de correlacionar facies con edades. La comprobada convergencia de facies entre Buntsandstein con Muschelkalk Md, incluso de ambos con ciertos niveles del Keuper, significan una verdadera dificultad a la hora de interpretar sondeos que no incluyen datos palinológicos. Podría así decirse que solo aquellos que cortan ordenadamente los dos episodios marinos del Muschelkalk proporcionan una cierta garantía de la sucesión vertical de facies, pues a los problemas ya citados se une además la usual deformación diapírica o tectónica del Triásico.

Un problema diferente, esta vez de tipo conceptual, afectara a la interpretación del Triásico y éste está estrechamente relacionado con la significación de las facies evaporíticas y detríticas continentales con cambios eustáticos relativos. ¿Estamos seguros que secuencias de evaporación creciente o decreciente son conceptualmente correlacionables con cambios eustáticos que generan regresiones o transgresiones?

Los sedimentos evaporíticos parecen muy sensibles a los cambios climáticos, indudablemente mucho mas que los sedimentos marinos de otras facies, y todavía, mas allá de los ciclos de Milankowiht, probables causantes de las secuencias genéticas de alta y muy alta frecuencia, no hemos correlacionado, con garantía, cambios climáticos de largo periodo con eustatismo.

A pesar de la ausencia de muchas y necesaria garantías, pero sabedores de que las evaporitas triásicas provienen de aguas marinas (Orti 1987, Salvany et al 1990), se ha adoptado esa línea de interpretación al considerar que estas llanuras de inundación y charcas evaporíticas, próximas o lejanas, pero planas y sin barreras separadoras del mar abierto, si pueden registrar cambios eustaticos relativos de largo periodo. Se adopta esta interpretación y no se asegura puesto que quizás cambios climáticos de larga duración podrían producir efectos parecidos o idénticos con un nivel de mar estable y que solo ocasionalmente alimentase las extensas llanuras de inundación.

La gran mayoría de las facies detríticas observadas pertenecen al tipo canalizado. La tendencia vertical de las agrupaciones de secuencias individuales, energético creciente o decreciente, es en la llanura de inundación usada como signo de descenso y ascenso eustatico respectivamente. La duda conceptual proviene ahora de los efectos semejantes que puede generar el "ritmo tectónico", compresivo y distensivo, megasecuencias tipo molasa y rift.

En favor de la interpretación eustática existen muy pocos argumentos, pero quizás decisivos, si aislamos de ella el Buntsandstein:

1. Las llanuras de inundación no suelen estar muy próximas al borde tectónico activo de las cuencas continentales. Para el caso que nos ocupa, la penillanura fini-hercynica, es muy difícil concebir un frente activo de montaña, distensivo o compresivo, relativamente próximo a las orillas del Thetys.

2. Una pulsación tectónica ha de ser muy duradera para que la energía deposicional que genera, alcance no ya al eje de las cuencas endorreicas sino también las orillas marinas.

3. El carácter extensivo o restrictivo de las Unidades Litoestratigráficas, parece indicar un periodo de cambio demasiado rápido para eventos tectónicos usuales y por otra parte, si así fuese, contradicen el concepto de respuesta lenta en alcanzar la totalidad de la paleogeografía cuencal.

Acabamos entonces por aceptar, no por asegurar, que la respuesta de los sedimentos continentales del Triásico Md. y Sup. puede asimilarse a las mismas causas genéticas que las por el momento aceptadas para las facies marinas. No olvidemos que como punto de partida conceptual nos adaptamos a las "Depositional Sequences" de P. R.Vail et al.

Por su longitud de penetración y ausencia de causas tectónicas o diapíricas disturbadoras, los sondeos Ledaña-1 y Tarragona E-1 son sondeos especialmente recomendados para definir las series sedimentarias tipo del Triásico de los Márgenes Bético y Costero Catalán respectivamente. Por esta razón se han independizado en las figuras 30 y 31 que a escala vertical 1:1000 pueden utilizarse como gráficos de consulta y correlación. Sobre ambas figuras se han señalado ya los límites de las cuatro Secuencias de Depósito triásicas y sus correpondientes Episodios según los conceptos e interpretación ya comentados.

La nomenclatura t.d.t., techo depósito transgresivos o extensivos, equivalente en cierto modo a la superficie de máxima inundación, encuentra para el caso de los sedimentos continentales una nueva justificación. El depósito transgresivo o extensivo mantiene un ámbito de aplicación mas amplio que aquel m.f.s. de Posamentier et al (1988) que intuitivamente hace rápida referencia a los sedimentos marinos.

Las cuatro Secuencias Deposicionales identificadas se correponden con paleogeografías de margen emergido y plataformas marinas. Conceptual y físicamente contienen solo Episodios tipo T S T(T) y H S T (R), si bien discutiremos las posibilidades de presencia de Episodios tipo L S T (RR).

Los límites secuenciales han sido así establecidos en la base de las parasecuencias energético decrecientes o "transgresivas" y ninguna de ellas responde a la aparición del primer sedimento marino. La llanura de inundación fluvial, evaporítica o mixta, parece así registrar mediante cambios en el nivel de base o en la alimentación en agua marina, las fluctuaciones relativas del próximo o alejado nivel marino.

La ausencia de controles cronoestratigráficos precisos no permite una eficaz datación de los límites de Secuencias y Episodios, pero según los datos bibliográficos existentes y las correlaciones realizadas estas podrían corresponderse con:

S.D.T_1 Scytiense-Anisiense Inf.-Md.
S.D.T_2 Anisiense Md.-Karniense.
S.D.T_3 Karniense a Noriense?
S.D.T_4 Noriense a Rhetiense?

La primera Secuencia de Depósito alberga facies Buntsandstein, Muschelkakl-1 y Muschelkalk-2. La segunda incluye facies Mk_2, Mk_3 y Keuper-1. La tercera representa el llamado Keuper-2, y finalmente, la cuarta comprende las Dolomias tableadas de Imón y las alternancias dolomia-anhidrita.

Como ya hemos indicado, las cuatro Secuencias de Depósito se observan en facies de plataforma o de llanura de inundación, ya sea esta última de tipo fluvial, de tipo lagunar-evaporítica o incluso mixta. Conceptualmente no tienen porqué existir depósitos sedimentarios de tipo bajo nivel en estos ambientes de margen de cuenca donde hemos observado las Secuencias Deposicionales, pero también conceptualmente, deberían existir profundas superficies erosivas correlativas con los Episodios de bajo nivel, si es que las Secuencias de Depósito estan siempre generadas por un ciclo eustático con los tres Episodios: Bajo, Transgresivo y Alto. Los cortejos sedimentarios de Bajo nivel, podrían existir en paleogeografías profundas de la cuenca que no han sido alcanzadas por nuestras observaciones en sondeo.

Aunque posible, dada la dificultad de estudio de las facies continentales, por la multitud de pequeñas superficies tractivas, creemos que si realmente existiesen tres superficies erosivas, los numerosos trabajos de campo y la calidad de nuestros afloramientos las habrían detectado y correlacionado, pues aunque las bajadas relativas fuesen del tipo 2, habrían dejado su huella continua y correlacionable en las llanuras de inundación y márgenes de las plataformas marinas.

En la carta de B.U. Haq et al (31 B. 1987) aparecen representados once de estos Episodios de bajo nivel para el Triasico; cinco del tipo L S T (W) y seis del tipo S M W. Unos y otros, por definición, generarían discordancias erosivas en las plataformas y llanuras de inundación previas.

Si únicamente fijamos nuestra atención en los más destructivos L S T y creemos en la correlación global, deberíamos tener conocimiento de continuas superficies erosivas entre Buntsandstein y Permico, o intra-Permico según B.U. Haq et al, intra-Muschelkalk-2, a techo del Keuper-1 y a techo del Keuper-2.

Es evidente que una de las limitaciones de los sondeos, por su caracter puntual, es que no pueden definir superficies erosivas cuando no estan ligadas a lagunas sedimentarias detectadas por microfaunas o microfloras. Para el caso que nos ocupa, los conocedores de nuestras facies y afloramientos entienden la dificultad planteada en la identificación de estas superficies erosivas, hasta tal punto que no podríamos asegurar que realmente no existan. De hecho, la mas antigua y la correspondiente al Muschelkalk 2-3 aparecen documentadas en los trabajos de Sopeña (1979) y Perez Arlucea (1985) en la Cordillera Ibérica. No existen por el momento referencias bibliográficas relativas a las del Keuper-1 y Keuper-2 que nos aproximarían al modelo conceptual de la ciclicidad eustática.

Agreguemos que a partir de las diagrafías de pozo hemos constatado la ausencia del Bético Keuper-2 de Orti Cabo (1974) en la zona Costero Catalan. Si esta observación es cierta y no es que está todo el condensado en niveles de potencia inferior a la definición vertical de las diagrafías, es entonces razonable intuir la presencia de una discontinuidad erosiva a techo de Keuper-1 en las áreas paleogeográficas donde no exista el depósito del Keuper-2.

La ciclicidad eustática podría quedar completada si la conceptual superficie erosiva del techo del Keuper-2 nos ha pasado desapercibida por las dificultades que entrañan la escasez y calidad de afloramientos que le es habitual.

Conviene puntualizar que la ciclicidad eustática necesita de superficies erosivas, no únicamente de discontinuidades o rupturas sedimentarias que seran lógicas cuando a un Episodio de Alto nivel le suceda un Episodio Transgresivo, es decir, la superficie de transgresión es una discontinuidad que no implica una discordancia erosiva cuando es observada en la plataforma marina.

Una apreciación muy diferente es el resultado de la obligada comparación entre las Secuencias de Depósito que razonablemente creemos identificar y las expresadas con "vocación de globales" en la carta 3.1B de 1987. Para un intervalo de tiempo muy semejante al que describimos, Buntsandstein-Rhetiense, la citada carta muestra cuatro Superciclos de 2° orden y nueve Ciclos de 3er orden. Los primeros podrían ser aceptablemente equiparables o correlacionables con las cuatro Secuencias de Depósito del tipo T S T/H S T que hemos encontrado. Hasta completar los nueve de 3er orden y puesto que la jerarquización es un nuevo concepto insuficientemente razonado por Vail et al, nos quedan cinco Secuencias de Depósito completas que somos incapaces de encontrar o que realmente no existen en el área observada.

Es pronto para obtener conclusiones generales y puesto que el problema va a ser muy repetitivo, esperaremos al final del trabajo para esbozar algunas explicaciones mas detalladas que las ya esbozadas.

Antes de abordar la justificación de nuestra interpretación haremos un breve repaso de los que en principio consideramos puntos conflictivos con las mas usuales interpretaciones que del Triasico se han hecho:

· 1) Las facies continentales del Buntsandstein y el Muschelkakl-2 no las asimilamos a Episodios L S T (Calvet et al 1989). Entendemos que un episodio sedimentario relacionado con una destructiva bajada del nivel marino es correlativo con una superficie erosiva. El producto de esta erosión será depositado en dos áreas palcogeográficas diferentes, que directamente relacionadas con las magnitud del descenso, tipos 1 y 2, serán: La plataforma para los descensos modestos y la cuenca profunda para los descensos que generen destrucción masiva del margen aereo y submarino.

En ambos casos, sea sobre el continente, sea sobre la llanura de inundación, la cantidad de depósito atrapado será mínima. Es el concepto de los "Incised Valley" de P. R. Vail.

Tanto por facies como por continuidad y espesor, los sedimentos continentales del Buntsandstein y del Muschelkalk-2 entre otros, distan mucho del modelo conceptual. De otra parte, estos depósitos tipo L.S.T es imposible que fosilicen, salvo en su cuña mas externa, la discordancia erosiva que los ha generado. Si estas superficies erosivas fuesen las del Pérmico-Buntsandstein o la del Muschelkalk-2/3 (Sopeña y Pérez Arlucea) el dispositivo geométrico no es correcto.

Nos parece así que el Buntsandstein no es otra cosa que una facies tipo rift con motor tectónico y no eustático. El mar, que sin duda existía en paleogeografías muy alejadas, tardó 15 millones de años en inundar las fosas y semi-fosas que se abrían en el Continente. El tiempo entre el inicio tectónico distensivo y la primera penetración marina depende para estas tectofacies rift de dos factores: De la proximidad o lejanía entre el lugar donde se abre la fosa y el mar, y de la velocidad de apertura tectónica. Un tercer elemento puede hacerse entrar en el juego, el relativo al ritmo eustático. De esta forma, si vivimos un ritmo ascendente, la inundación marina será mas rápida para idénticas condiciones de lejanía y velocidad de apertura.

· 2) La atrevida individualización mediante sondeo de las facies Buntsandstein de las facies continentales Muschelkalk-1, en las áreas donde el Muschelkalk-1 marino está ausente, representa otro punto conflictivo.

La interpretación adoptada se basa en la excelente correlación secuencial entre sondeos y en los datos de campo que hablan de la extensividad del marino Muschelkalk-3 sobre sedimentos equivalentes al Buntsandstein y Muschelkalk 1 y 2 (Gil et al 1987).

Entendemos que el punto mas conflictivo no es la individualización en si de unos continentales de otros, si no la correlación de los pertenecientes al Muschelkalk-1 con los Episodios Transgresivo y Regresivo observados en su seno, litosoma clásico, cuando es marino (Calvet 1987 y Pérez Arlucea 1987), reafirmado por nuestras diagrafías de pozo.

Si los conceptos aplicados de energía creciente o decreciente no son válidos para identificar en la llanura de inundación los ascensos y descensos del nivel marino, interpretaríamos entonces el conjunto de facies rojas existentes entre el litosoma Muschelkalk-3 y el Paleozoico, como facies de margen condensadas de toda la Secuencia de Depósito previa. Como el lector puede apreciar, se ha intentado ir un poco mas lejos y utilizar los conceptos de partida en la individualización de los Episodios que componen la primera Secuencia de Depósito del Triásico cualquiera que sea su medio sedimentario. Es un atrevido, pero quizás único medio de correlación de continentales y marinos cuando los datos bioestratigráficos no son tan finos como necesarios.

· 3) Otro punto conflictivo radica en la significación de la Arenisca de Manuel (Orti 1974) como límite entre las Secuencias de Depósito T_2 y T_3.

Como en el caso anterior la interpretación se basa tanto en las correlaciones y datos proporcionados por los sondeos, como en los trabajos de campo realizados en el sector de Alcaraz (Fernandez y Dabrio 1977, 1986). Así mismo, un criterio mucho mas regional parece avalar esta interpretación, nos referimos a la ausencia de toda la Secuencia de Depósito T_3 en el sector Costero Catalán y Valle del Ebro. Si los únicos detríticos conocidos en el Keuper pertenecen a esta Secuencia, y sus mapas de isopacas muestran un rápido acuñamiento hacia el sector

Costero Catalán (Torres et al 1990) es razonable pensar que ellos pueden constituir un límite de Secuencia Deposicional.

De nuevo, los conceptos de energía creciente o decreciente han sido utilizados para aislar dos Episodios en esta Secuencia T_3. Se diferencia así una formación "transgresiva" constituida por Manuel ss. y Cofrentes (Orti 1974) de una regresiva que se inicia en lo que podíamos llamar Manuel Sup. La dicotomía de la Arenisca de Manuel en dos tendencias sedimentarias diferentes pasó desapercibida en las investigaciones de campo y ello sin duda por la calidad de los afloramientos y el enfoque de los citados trabajos, pues la existencia de una desarrollada formación de Manuel esta bien documentada, entre otros y mas recientemente en el corte de Montealegre del Castillo (Sopeña et al 1990).

· 4) Un punto, creo menos conflictivo, radica en la atribución de la Secuencia de Depósito T_4, equivalente a la llamada zona de Anhidrita o Suprakeuper, al Triásico y no al Jurásico (Castillo 1974).

La correlación entre esta Secuencia T_4 del Prebético y del sector Costero Catalan es incuestionable desde el punto de vista de las diagrafías de pozo, y en ambas zonas se ubican sobre las Dolomías de Imon (Goy et al 1977) y bajo un Jurásico bien caracterizado.

Si de otra parte revisamos las modernas dataciones palinológicas de nuestras series del Trías, se observa como Karniense Sup, Noriense y Rhetiense no han sido aún identificados. Como describe Orti Cabo (1990) la Zona de Anhidrita aflora en muy pocos enclaves, por esta causa su estudio no ha sido lo suficientemente intenso como para poder caracterizarla adecuadamente. La Secuencia Deposicional T_4 es por estos motivos atribuida al Triásico.

· 5) Otro punto que conviene comentar es la intepretación relativa al Episodio Regresivo del Muschelkalk-1 marino. Este no parece culminar en las facies carbonáticas si no que prosigue por una llanura de inundación -facies MK2- que llega a progradar sobre gran parte de la rampa marina carbonatada. Es algo muy semejante al tantas veces constatado en afloramiento transito gradual del Muschelkalk-3 al Keuper-1.

La presencia de areniscas intercaladas con anhidritas inmediatamente al techo de los carbonatos y el hábito energético creciente de las agrupaciones de secuencias fluviales que prosiguen, son los criterios fundamentales adoptados para esta interpretación.

De cualquier forma conviene resaltar que en función de la posición paleogeográfica que se observe, el límite secuencial cambiará de lugar, lo lógico es, que en paleogeografías mas cuencales este se ubique a techo de los carbonatos e incluso que las dos barras marinas aparezcan unidas en una sola. Es este quizás el caso del Muschelkalk en las más cuencales paleogeografías que representan los Dominios del Subbético.

· 6) Del mismo modo que creemos en la progradación de las llanuras fluviales, creemos que es posible interpretar facies fluviales retrogradando, inmediatamente antes de los primeros sedimentos marinos de Muschelkalk 1 y 3.

· 7) Un último punto conflictivo radica en la interpretada ausencia de la Secuencia de Depósito T_3 (Keuper-2) en el sector Costero Catalán. Las correlaciones pozo-pozo con el sector Prebético y la ausencia de detríticos constituyen los principales argumentos. Entendemos que no son conclusivos, pero tampoco lo son los que interpretan su presencia basados principalmente en un cambio de coloración (Salvany y Orti 1987 y 1990) de los sedimentos del Keuper.

Desde el punto de vista de las correlaciones en base a diagrafías de pozo, nuestras conclusiones parecen claras y ellas se alinean con los datos de isopacas proporcionados por Torres et al (1990).

Los sondeos Ledaña-1 y Tarragona E-1 incluidos en las figuras 30 y 31, muestran ya una anticipación gráfica de las principales ideas y conceptos vertidos en esta indroducción al Triásico. A través de ellos y de unos pocos mas,es ya hora de pasar a la descripción y justificación de la interpretación realizada y resumida en la figura 32.

Secuencia de Depósito T_1

Tal y como la definimos, y según los datos proporcionados por los sondeos Tarragona E-1, Tarragona D-1 y Amposta DS-1 que muestran una perfecta correlación con las Unidades Litoestratigráficas del sistema Costero Catalan, la edad puede ser precisada como Scythiense-Anisiense Inf. (Virgili 1958., Marzo, 1980 y Calvet 1987).

Su correlación con la zona Prebética representada en la fig 33 enseña las dificultades derivadas de la presencia de un único litosoma carbonático marino (MK-3), con la incertidumbre que representa la identificación de los Episodios en las facies continentales equivalentes al MK-1.

La Secuencia T_1 no es atravesada al completo por ninguno de los sondeos presentes en el área de trabajo, pero puede ser completada con los sondeos del Maestrazgo donde es posible reconocer, bajo los conglomerados de facies Buntsandstein, un Permico en facies grises y un desarrollo importante de evaporitas, incluyendo halita, en el miembro continental superior (MK-2).

Toda la Secuencia T_1 puede caracterizarse como de tipo rift. La evolución vertical muestra una serie de facies, y asociaciones de facies, clásicas de este tipo de secuencias sintectónicas distensivas:

- Abanicos aluviales organizados en una parasecuencia granodecreciente.
- Fluviales trenzados y meandriformes.
- Llanura de inundación con evaporitas de origen marino
- Inundación marina

La invasión marina se realiza a través de pequeñas secuencias iniciales de evaporación decreciente, anhidrita-dolomía, y culmina en francas secuencias marinas del tipo dolomía-arcilla. Este tránsito gradual entre continentales y marinos, observado en las diagrafías de pozo, es idéntico al documentado en campo en áreas vecinas (Marzo 1980 y Jurado 1988).

Al techo de estas delgadas secuencias transgresivas, el log G. R. muestra siempre una pequeña pero neta inflexión que da paso a las secuencias marinas somerizantes que caracterizan el inicio del Episodio Regresivo (H.S.T.). La sutileza de la información proporcionada por el G.R. en la identificación del m.f.s (t.d.t) es posiblemente debido a la escasa pendiente de la llanura que soporta la inundación marina y a la muy externa paleogeografía del Episodio. Ambas circunstancias no generan facies distales que permitirían sedimentos mas arcillosos en los Episodios transgresivo y regresivo que contactan en el sutil t.d.t. La ausencia de estas facies provoca la falta de contrastes fuertes en el log G. Ray.

A pesar de esta inusual dificultad de identificación del punto t.d.t (techo de los depósitos transgresivos), los datos de campo de la Cordillera Ibérica (Pérez Arlucea 1987) y Costero Catalana (Calvet 1989) lo sitúan en el seno del litosoma carbonático, tal y como se ha individualizado.

El límite Superior de la Secuencia T_1 se ubica en el seno de las facies continentales del Muschelkakl-2. He aquí una primera y diferente interpretación provista por las diagrafías de pozo, contrapuesta a las observaciones de campo, posiblemente por la calidad de los afloramientos. En efecto, por encima de las calizas y dolomías marinas aparece un complejo arcilloso-detrítico y evaporítico de tendencia energético creciente. Este complejo es bruscamente interrumpido por secuencias anhidrita-dolomía o arenisca-arcilla, de marcado hábito energético decreciente. Este tipo de ruptura ha sido utilizado para la separación de Episodios en el Prebético, área donde no existen sedimentos marinos (fig. 33).

Las diagrafías de pozo permiten así interpretar que durante el Episodio Regresivo Superior la llanura de inundación prograda a la rampa marina. En esta situación regresiva debería incluirse la potente capa salina de El Maestrazgo que ocupa gran parte de las facies MK-2.

La interpretación descrita es en todo semejante a la documentada en campo para el tránsito MK-3/K-1.

En situaciones paleogeográficas mas internas, supuestamente existentes en la zona Subbética, esta progradación no llegó a alcanzar toda la plataforma marina del MK-1, y es entonces cuando los carbonatos marinos de Anisiense y Ladiniense constituirían un único litosoma que albergará el límite o contacto de las Secuencias T_1 y T_2. Esta deducción no tiene mas apoyo que la ausencia de datos bibliográficos que indiquen la presencia de dos litosomas o unidades carbonáticas en el Subbético y la esperada y lógica evolución del paso de plataformas a cuencas de las Secuencias T_1 y T_2.

La constatación de esta hipótesis necesita de nuevos datos, tales como:

- Presencia de dos litosomas marinos en el Prebético.
- Datación de Anisiense y Ladiniense en los carbonatos marinos triásicos.

La única aportación,que en relación con este problema podemos hacer, radica en la interpretación del sondeo Jaraco-1. Es este un sondeo problemático, quizás cortando una serie muy tectonizada, pero muestra un grueso (300 m) tramo carbonatado que podría interpretarse (fig. 33 b) como el resultado de la superposición de los marinos Mk-1 y Mk-3 sin que entre ellos se intercalen facies continentales tipo Mk-2. Aunque esta es la hipótesis adoptada para las paleogeografías meridionales del Prebético, la probable tectonización del domo de Jaraco, no permite una confianza absoluta en que tal dispositivo sedimentario se realice a partir de posiciones paleogeográficas tales como la que podría asumirse para tal sondeo.

Si esta interpretación no fuese la correcta, Jaraco-1 mostraría un anormalmente espeso Mk-3 y un Mk-1 en facies detríticas y rojas,semejantes a las de Ledaña, Salobral y Carcelén.

La Secuencia de Depósito T_1 (Scythiense-Anisiense Inf-Md) se caracteriza como una del tipo rift. Alberga así un registro sedimentario controlado por subsidencia tectónica, inicialmente muy activa y quizás mas moderada después. La invasión marina tardía no tiene porque representar un ascenso del nivel oceánico, pues puede concebirse como una simple y progresiva penetración del agua marina hacia las abiertas y subsidentes fosas. Si pensamos en el inmenso espacio y volumen así inundado en esta inicial disgregación de la Pangea, el volumen oceánico global, siendo el mismo, debería haber experimentado un descenso global notable. El adjetivo relativo es así bien significativo cuando de ascensos y descensos del nivel oceánico se habla.

Sea como fuere, en ascenso o descenso real del nivel marino, lo cierto es que se acaba por realizar una invasión marina que traduce el solapamiento extensivo hacia el Continente de los carbonatos marinos del Muschelkalk-1 y de sus facies correlativas de llanura de inundación.

La colmatación regresiva parece comenzar muy rápidamente y puede ser observada desde paleogeografías externas a internas, esta colmatación regresiva acaba por hacer progradar, en los márgenes de la cuenca, la llanura de inundación sobre la extensa y poco profunda plataforma marina del Muschelkalk-1.

Es en esta Secuencia T_1 donde para un intervalo temporal muy semejante la carta 3.1B de B.U. Haq et al (1987) diferencia cinco Secuencias de 3er orden. La ausencia de ellas en nuestra interpretación puede ser debida tanto a los factores con anterioridad aludidos (área de depósito, etc) como a:

1. Nuestras facies Buntsandstein corresponden solo al Scytiense Superior.
2. El Buntsandstein representa las facies continentales de numerosas Secuencias de Depósito marinas que sólo serán visibles en paleogeografías inundadas con anterioridad.

Esta última hipótesis nos estaría diciendo que cuando el motor sedimentario es tectónico distensivo, los sedimentos continentales lejanos a la orilla marina no pueden reflejar mas que una única polaridad sedimentaria, la granodecreciente de las clásicas megasecuencias de tipo Rift.

Secuencia de Depósito T_2

La identificación y correlación litológica de los miembros y formaciones que en ella incluimos con las Unid. Litoestratigráficas de las zonas Prebética (Orti, 1974., Solé y Ortí, 1982 y De Torres 1990), Costero Catalan (Virgili, 1958, Marzo, 1980 y Calvet, 1987) e Ibérica (Ramos, 1979, Sopeña, 1979, López Gómez, 1986, De Torres Sánchez, 1990), y los trabajos de Besems (1981) sobre las formaciones Chiclana del Segura y Hornos-Siles (López Garrido 1971) parecen suficientes como para atribuir una edad Anisiense Md-Karniense a esta Secuencia Deposicional T_2 que alberga facies del MK-2, MK-3 y Keuper-1 en los tres ámbitos geográficos descritos.

En su conjunto puede caracterizarse la presencia en ella de dos Episodios, uno del tipo transgresivo y otro regresivo. Si en paleogeografías mas internas alberga un Episodio del tipo bajo nivel es algo que no podemos asegurar y que ya discutimos en la introducción al Sistema Triásico.

El Episodio transgresivo se inicia en facies llanura de inundación fluvial, y en ocasiones fluvio-evaporítico, de la formación MK-2 que pasan gradualmente a las secuencias anhidrita-dolomía y dolomía-arcilla, estas últimas ya abiertamente marinas y localizadas en la base de la formación MK-3.

En el seno del litosoma carbonático (MK-3) se realiza el paso T.S.T.- H.S.T. (t.d.t.), que es en este caso mas evidente que el correspondiente a la Secuencia T_1. La causa de esta mayor evidencia no es otra que el normal desarrollo de facies distales de plataforma marina del MK-3 que generan espléndidas secuencias genéticas tipo arcilla-dolomía arcillosa-dolomía que conforman el inicio de la parasecuencia regresiva siguiente.

De modo muy gradual se instala, sobre la plataforma marina somerizante una llanura de charcas dolomíticas y evaporíticas en la que es muy notable la total ausencia de material detrítico y cuyas facies, genéricamente conocemos como Keuper-1 (Orti, 1974).

Los trabajos de Pérez Arlucea en la Ibérica, Orti en las Béticas y Calvet y Salvany en Cataluña coinciden y documentan en afloramiento el límite del Episodio Transgresivo y el paso gradual al Keuper (Capas de Royuela, Capafons, etc...) del Episodio Regresivo. No ocurre así, quizás por las usuales malas condiciones de afloramiento, con el límite inferior de la Secuencia, que es frecuentemente interpretado a techo del litosoma carbonático del Muschelkalk-1 (figs 31, 32 y 33).

El límite superior de la SD T_2 es el brutal contacto marcado por las Areniscas de Manuel (Orti 1974). La ausencia de estas facies canalizadas y las correlaciones pozo-pozo de la Secuencia T_4 (Suprakeuper) son los principales argumentos que utilizamos para la ya comentada condensación extrema, o no depósito, de la Secuencia T_3 (Keuper-2) en el segmento Costero Catalán.

Una simple comparación entre los Episodios transgresivos y regresivos de las Secuencias de Depósito T_1 y T_2 muestra diferenciaciones que quizás merezca la pena tratar de comentar:

1. Las notables diferencias de facies y espesores de T_1t y T_2t pueden inmediatamente asimilarse a momentos tectónicos diferentes. A pesar de ello, la estricta inundación marina es idéntica en ambas.

2. El Episodio regresivo marino T_{2r} alcanza a diferenciar secuencias somerizantes que evidencian una mayor distalidad y pendiente que las correspondientes a T_{1r}. Es sin duda la expresión de la conocida gran extensividad hacia el craton Ibérico del Muschalkalk-3.

3. Los Episodios regresivos continentales T_{1r} son practicamente idénticos en Bética y C.Catalana-Ibérica y se caracterizan por la ausencia de halita, si bien ésta se conoce en el surco de El Maestrazgo.

4. Los Episodios regresivos continentales T_{2r} depositaron espesas capas de sales en Béticas a diferencia de lo ocurrido en Ibérica y C. Catalana. Ambos y a diferencia del anterior caracterizan ausencia de siliciclásticos.

Contando con unas condiciones paleoclimáticas comunes a ambas zonas geográficas y muy posiblemente muy similares para Ladiniense, Anisiense y Karniense, la impresión que de estos hechos se obtiene, es que subsidencia y rugosidad del continente imprimen fuerte carácter al registro sedimentario relativo a los Episodios T y R de las Secuencias T_1 y T_2.

La acumulación y depósito de sales de composición isotópica marina, todas las del Triásico, puede pensarse controlada por la condensación del techo de las parasecuencias regresivas, y subsidencia tectónica, Bética y Maestrazgo.

Si bajo unas condiciones climáticas uniformes, posiblemente áridas y cálidas, relacionamos disponibilidad de material detrítico con rugosidad del continente emergido, o al menos con proximidad o lejanía del frente o cadena de montañas a las llanuras de inundación externas, puede atribuirse a esta diferenciación la presencia o ausencia de detríticos en unos u otros Episodios.

¿Relieve y tipo de subsidencia o actividad tectónica pueden relacionarse? Si así lo hacemos,y asumimos como ciertas las hipótesis climáticas, podríamos llegar al resumen siguiente, que maltrata, en principio, al eustatismo de media y baja frecuencia y que no tiene mas objeto que mostrar la complejidad del problema:

Buntsandstein.	Intensa subsidencia tectónica.
Muschelkalk-2.	Peneplanización incipiente, relativa lejanía de los relieves del continente.
Keuper-1.	Peneplanización muy avanzada, relieves muy lejanos y subsidencia térmica acusada o tectónica localizada en Béticas y prácticamente ausente en C. Catalana e Ibérica.
Keuper-2.	Generación de nuevos relieves en Béticas (Areniscas de Manuel) y estabilidad, ausencia o extrema condensación en C. Catalana.

Secuencia de Depósito T_3

Sus límites inferior y superior son respectivamente las Areniscas de Manuel y el paquete dolomítico estable y continuo que correlacionamos con las Dolomias tableadas de Imon y que constituyen ya la base transgresiva de la Secuencia T_4.

Caracteriza así la totalidad del llamado Keuper-2 con las conocidas formaciones de Manuel, Cofrentes, Quesa y probablemente Ayora de Orti 1974. Una edad Karniense puede así ser atribuida a la mayor parte de la misma.

En los sondeos del Prebético que es donde puede caracterizarse, su espesor varía entre los 90-100 m del ya comentado Jaraco-1 hasta los 800 m de Carcelén-1. En todos los sondeos, el Episodio regresivo contiene gruesos paquetes de sales y sulfatos que llegan a alcanzar el 70-80% del espesor total de la Secuencia. Se caracteriza así el mas evaporítico de los Episodios regresivos del Triásico (fig 30).

La Secuencia T_3 se inicia con una fuerte descarga de detrítico que bruscamente invade las tranquilas charcas evaporíticas del Keuper-1. El Episodio interpretado como correlativo con una inundación marina (fig 34) aparece conformado por una multitud de pequeñas secuencias de tipo canalizado, que se agrupan en una parasecuencia de claro hábito o tendencia energético decreciente. Es la expresión de las formaciones Areniscas de Manuel y Arcillas de Cofrentes.

El conjunto Manuel-Cofrentes es realmente espeso, del orden de los 100-120 m. y mantiene siempre la presencia de delgados niveles arenosos y de anhidrita. Evidencia una muy notable evolución vertical energético decreciente y representa muy probablemente una llanura de inundación fluvial como la descrita para el Tramo 3 del sector de Alcaraz por Dabrío et al (1986).

El techo del Episodio se alcanza sin un cambio litológico notable, pues nuevas secuencias elementales, de tipo canalizado, inician el Episodio regresivo (fig 34).

Dos observaciones avalan esta ya largamente comentada interpretación y correlación de facies continentales con convencionales Tract, Cortejos o Episodios marinos:

1. El cambio de evolución vertical se localiza en el punto de máxima arcillosidad del conjunto Manuel-Cofrentes.

2. Las nuevas mini-secuencias canalizadas muestran una neta evolución vertical, energético creciente, que da paso a las capas salinas del Keuper-2 (fig 34. Sondeos: Salobral, Carcelén y Jaraco especialmente).

Tras este breve intervalo siliclástico, el Episodio regresivo se completa con secuencias de evaporación del tipo arcilla-sal, arcilla-anhidrita-sal y finalmente del tipo dolomía-arcilla-anhidrita (figs 30, 34 y 35).

La comparación en sondeo de los Episodios regresivos del Keuper-1 y Keuper-2 permite observar la ciclicidad descompensada de los depósitos evaporíticos. La hemos llamado ciclicidad descompensada porque, aunque el ritmo de estos depósitos sea anhidrita, sal, anhidrita, se observa como la halita es predominante en el segmento inferior-medio y la anhidrita en el segmento superior de los citados Episodios regresivos.

En ausencia de datos isotópicos y palinológicos suficientes, que tal vez permitiesen interpretar el significado de este dispositivo cíclico pero asimétrico, se nos ocurre que tal vez su origen no es climático sino que representan, en el Episodio de alto nivel, momentos eustático-subsidentes diferentes. Este atrevimiento se basa en que, dada la ausencia de detríticos, puede pensarse en una casi perfecta compensación entre subsidencia y precipitación o producción de sedimentos y todo ello en los depósitos condensados propios del techo (top set) de las parasecuencias de colmatación.

En este contexto las capas salinas representarían momentos de estabilidad del nivel oceánico que permiten una alimentación continua en agua marina a las lagunas de la llanura de inundación subsidente. ¿De que otro modo pueden obtenerse capas de sal de 200 m como en Ledaña-1? El resultado final de esta triple relación entre condensación, estabilidad oceánica y subsidencia, no es otra cosa que una clara agradación.

Las asociaciones de facies dolomía-anhidrita que culminan las parasecuencias regresivas, y netamente las dominan, significarían momentos de alto nivel y una cierta estabilidad de la subsidencia

Esta observaciones muy teóricas son quizás muy prematuras y apresuradas, pues la observación de numerosos Episodios tipo H.S.T.(R) en facies marinas del Jurásico, Cretácico y Mioceno, deben proporcionar más datos sobre los que reflexionar.

La Secuencia de Depósito T_3 parece ausente o excesivamente condensada, respecto a Ibérica y Prebético, en la zona Costero Catalana tal y como puede deducirse de las correlaciones presentadas en las figuras 31, 33 y 35.

Regionalmente es entonces una Secuencia de Depósito de ámbito cuencal y sin embargo alberga en su base un Episodio detrítico, las Areniscas de Manuel, fuertemente expansivo. Una tal caracterización puede interpretarse como el resultado de una fase localizada de apertura tectónica distensiva. Se producirían así algunas de las observaciones que parecen caracterizar a la Secuencia T_3:

- Localización específica en el área Prebética.
- Extensividad generada por la apertura centrífuga de la tectónica distensiva.
- Reactivación del relieve sobre los bordes del Cratón Beti-Ibérico. Se permite así la nueva alimentación en detrítico.
- Alimentación continua en agua marina y subsidencia acusada que permitan el depósito de espesas capas salinas.

Estas nuevas reflexiones sirven como mínimo para introducirnos en los problemas que puede plantear una interpretación de acento global cuando pueden invocarse causas tectónicas locales. De ahí que haya defensores de las causas tectónicas que expresan algo como "Los sedimentos son el resultado de la actividad diastrófica". Sus razones, sin duda tienen, pero otros no sin razón llegan a decir "Los medios sedimentarios imponen tarde o temprano su caracterización a las causas tectónicas".

Creemos conocer ejemplos, distribuidos por la superficie actual o fosil del Planeta que darían la razón, posiblemente sólo local, a unos y otros, pero como frase lapidaria, en el clímax de la discusión, siempre se ocurre aquello de ¡Se olvida Vd. de la gravedad! ¡Se olvida Vd. de que para generar sedimentos hay que haber creado una cuenca! ¡A mi, el nivel del mar no me interesa pues posiblemente siempre hubo un volumen de agua muy semejante sobre la piel del Planeta, el océano se encamina donde la actividad tectónica le marca!

Estos últimos razonamientos son también lapidariamente contrarrestados por aquellos de ¡Precisamente,Vd. lo acaba de expresar, como siempre ha habido océanos y continentes, siempre han habido cuencas, y el diastrofismo tectónico lo único que hace es modificarlas con una frecuencia mucho mas lenta que aquello que interpreto en los sedimentos!

Al final de estas agradables charlas de colegas siempre he obtenido la misma sensación, unos y otros llevan razon y casi siempre se acaban poniendo ejemplos de registros sedimentarios marinos y continentales para defender las dos posturas antagónicas; los dos casos límite.

La observación de las Unidades Litoestratigráficas Manuel y Cofrentes (Orti, 1974) de la figura 34 y la aplicación a ella de los conceptos de energía creciente y decreciente, casi permite la segregación de una nueva Secuencia de Depósito de orden menor en el seno del representado Episodio Transgresivo T_{3T} (fig. 34 bis). Como no existen datos bibliográficos que acompañen este atrevimiento y no estamos nada seguros de la respuesta de los medios continentales a las fluctuaciones del nivel oceánico, no asumimos esta segunda interpretación como fiable, pero la significamos tanto como ejemplo del poder de definición de las diagrafías como para ver si algún compañero se anima y trata a las Formaciones Manuel y Cofrentes con los nuevos conceptos que han aparecido desde su definición en 1974 por F. Orti.

Secuencia de Depósito T_4

Constituye el conjunto de sedimentos, quizás peor caracterizados de toda el área donde se distribuyen nuestras observaciones. Es una especie de cajón de sastre que se conoce con los nombres de Suprakeuper, Infralías o Zona de Anhidrita.

Por las correlaciones de pozo y la caracterización que hacemos de las Dolomías Tableadas de Imon (Goy et al. 1976 y 1977) la Secuencia de Depósito T_4 podría ubicarse entre el Noriense y el Rhetiense.

La fig 35 representa una correlación entre los pozos del sector Prebético (Ledaña, Carcelen, Alicante A-1 y Perenchiza) y el sondeo tipo del sector Costero Catalán (Tarragona E-1). El segmento representado alberga desde el paquete dolomía-anhidrita del Keuper-2 (T_3) hasta el Jurásico s.s. (J_1). La convergencia de facies de las Secuencias de Depósito T_3, T_4, T_5-J_0 e incluso J_1 es el principal problema a resolver.

La metodología de las secuencias elementales y de los efectos de la anhidrita en un G. Ray excesivamente limpio y distorsionador, (secuencias opuestas de la introducción metodológica) permite interpretar las agrupaciones de secuencias o parasecuencias-set que definen los sucesivos Episodios de la Secuencias de Depósito (fig 35). Debe también entenderse que lo importante no es definir el "punto exacto" de cada sondeo donde interpretamos la existencia de una ruptura en el hábito o polaridad sedimentaria, lo importante es correlacionar con coherencia ritmos transgresivos y regresivos.

A pesar de todo, la casi constante presencia de anhidrita y la escasez o dificultad de los datos bibliográficos relativos al problema, dificultan la interpretación.

La primera dificultad que encontramos es caracterizar la Dolomía Tableada de Imón.

- Usualmente las Dolomías Tableadas de Imon son asignadas a un poco potente y muy constante en espesores paquete dolomítico por encima del cual sólo existen como facies evaporíticas las brechas de matriz anhidritica, carniolas. En sondeo las carniolas son observadas como mezclas de anhidrita-dolomía sin efectos de disolución meteórica.

- En el Sondeo Carcelén-1, los análisis isotópicos del testigo nº5, cortado a 1070m de profundidad muestran una composición de afinidad jurásica (Utrilla 1989 y Orti 1990).

- Las Dolomías Tableadas de Imón son un litosoma realmente cosmopolita y extensivo sobre las anhidritas del Keuper. Esto nos parece significa que constituyen parte de una Secuencia de Depósito diferente en la que debe integrarse la zona de Anhidrita de afinidad triásica, pero de cualquier forma no estamos seguros y mostraremos, en consecuencia dos diferentes interpretaciones.

De la aceptable, aunque difícil, correlación de la fig 35 pueden deducirse las siguientes observaciones:

1. Sobre el Keuper-2 (Prebético) o el Keuper-1 (Costero Catalán) se diferencia una parasecuencia de evaporación decreciente que incluye porcentajes muy variables de sus dos componentes básicos, anhidrita y dolomía, según las áreas geográficas. El paquete dolomítico de los sondeos Ledaña, Carcelén, Alicante y Perenchiza mantiene espesores afines a los conocidos para la Dolomías de Imón.

2. El techo de este Episodio es bastante expresivo y define el inicio de una parasecuencia de evaporación creciente muy bien diferenciada en Perenchiza-1 y Tarragona E-1, y mas difícil de caracterizar en Ledaña, Carcelén y Alicante A-1, donde las secuencias genéticas son muy delgadas, o las mezclas anhidrita-dolomía demasiado importantes para que den una respuesta diagráfica más organizada.

La interpretación que acabamos de describir insiste en una subsidencia diferencial entre el Prebético y el sector Costero Catalan. Es decir, donde existe el depósito del Keuper-2, se desarrolla una espesa serie sedimentaria de Anhidrita-Dolomia y viceversa.

La secuencia T_4 se inicia por un Episodio dolomítico-anhidrítico de tipo transgresivo que correlacionamos con la Dolomías tableadas de Imón. Aunque de difícil observación, algunos pozos muestran por encima una bella parasecuencia regresiva (Perenchiza-1) de tipo dolomía-anhidrita que constituye el Episodio T_{4R} y que correlacionamos con la definición en sondeo de las "carniolas suprakeuper".

Estos dos Episodios son litológicamente muy diferentes del Keuper-2 (T_{3R}) pues no incluyen ni detríticos ni sal.

De cualquier forma, la frecuente tectonización interna, la disolución de sulfatos en superficie y la convergencia de facies entre el tope del Keuper-2 (dolomía-anhidrita) y la práctica totalidad de esta Secuencia de Depósito pueden llevarnos a una segunda,y menos probable correlación con superficie. Esta segunda hipótesis consistiría en atribuir la Dolomía tableada de Imón a la siguiente Secuencia T_S-J_0, pues aún por encima de ellos todavía existen potentes tramos anhidrita-dolomía.

Resumen; ideas y conclusiones relativas al Triásico

A partir de la interpretación secuencial y litológica de las diagrafías de pozo, de las correlaciones pozo a pozo y de la probable relación genética entre Episodios energéticos o evaporíticos de las llanuras de inundación y cambios relativos del nivel marino, se han caracterizado cuatro secuencias de Depósito del tipo simple, es decir conformadas únicamente por un Episodio de inundación seguido de otro de somerización o colmatación.

Las Secuencias Deposicionales T_1 a T_4 se depositaron en ambientes paleogeográficos de margen de cuenca que caracterizan los subambientes fluviales, evaporíticos y marinos poco profundos que en ellas pueden identificarse. Este medio de depósito imposibilita conceptualmente la presencia de sedimentos continuos del tipo, bajo nivel del mar. Si existen rellenos relictos equivalentes de ellos, no han sido observados, pues no son los sondeos y sus diagrafías la herramienta adecuada para su identificación.

Así pues, los límites de las Secuencias de Depósito se ubican en la base de los Episodios que asimilamos al tipo transgresivo en las facies continentales del margen y en la superficie transgresiva equivalente de las plataformas marinas.

Los cuatro Episodios de inundación pueden, a priori, diferenciarse en dos tipos básicos, que por su probable causa genética llamamos de Inundación tipo distensivo (I.T.D.) y de Inundación tipo eustática (I.T.E.).

Las características principales del primero (I.T.D.) pueden resumirse en:

a. Importante solapamiento extensivo, centrífugo hacia el margen del área de depósito, que no es necesariamente regional. Caso de las Areniscas de Manuel y de la facies Buntsandstein de las Secuencias T_1 y T_3.

b. Reactivación brusca del poder erosivo en el área fuente de sedimentos. La ilógica brusca llegada de detríticos en un Episodio de evolución vertical transgresiva es un matiz muy diferenciador.

c. Alto ritmo de sedimentación que acaba por traducirse en la acumulación de espesores muy considerables para el Episodio en cuestión. Podríamos decir, que este tipo distensivo produce cortejos transgresivos con alto ritmo de agradación.

Las características principales del tipo I.T.E. pueden significarse en:

a) Moderado solapamiento extensivo hacia el margen, casos de las Secuencias T_2 y T_4 (Muschelkalk-3 y Suprakeuper). Aunque el cortejo transgresivo sea marino no necesariamente es mas extensivo que el cortejo transgresivo anterior, aunque éste sea en facies continentales.

b) Notable ausencia de material detrítico.

c) Espesores desproporcionados entre el cortejo transgresivo, muy delgado y el cortejo regresivo siguiente, muy espeso. Caracterizan una delgada y quizás rápida retrogradación.

d) Aparente área de depósito de ámbito supracuencal.

Los Episodios regresivos son en sí apenas diferenciables y significan, para las cuatro secuencias diferenciadas, una progradación de las llanuras de inundación, sobre las extensas, poco profundas y poco diferenciadas plataformas marinas o llanuras fluvio-evaporíticas a las que alcanzan la posición paleogeográfica de los sondeos que hemos dispuesto.

En principio las charcas evaporíticas y dolomíticas con las que culminan los cortejos regresivos reflejan una notable asimetría en los depósitos salinos, sulfatados y dolomíticos. Esta asimetría y en espera de nuevos elementos de comparación con parasecuencias regresivas marinas, se interpreta como el resultado de "momentos" eustatico-subsidentes diferentes, que parecen repetitivos en los cuatro cortejos observados y que si se completan con los cortejos marinos inferiores pueden significarse como:

1. Inicial estadio con alta capacidad de generación de barros carbonatados. La anoxia y baja productividad del cortejo transgresivo parece rápidamente superada. Este efecto traduce una rápida progradación marina (R.P.M.)

2. Rápida progradación continental que impide el depósito de gruesas capas de sedimentos evaporíticos (R.P.C:).

3. Estabilización compensada que permite la alimentación continua en agua marina a una subsidente llanura de inundación. Se alcanzan así las gruesas capas salinas, cloruros o sulfatos. Se obtiene una Agradación regresiva

4. Progradación regresiva (P.R.) con rápido cambio del espacio físico de depósito, condensación estratigráfica y desplazamiento rápido hacia cuenca.

Las dudas relativas a estos "momentos diferentes" son muchas, o lo que es lo mismo, los argumentos escasos, débiles y versátiles. ¿Porqué entonces expresarlos ahora? Porque no vamos a tener la ocasión de observar parasecuencias regresivas continentales tan completas y será difícil compararlas con las marinas si no vamos estableciendo observaciones e hipótesis previas. No cabe duda que esto es un procedimiento criticable, pero solo esperamos que sirva como introducción al problema de los Episodios de Alto nivel de mar.

La figura 32 enseña una interpretación mucho menos atrevida, de las cuatro Secuencias de Depósito a las que nos ha llevado la metodología de trabajo y los datos bibliográficos mas notables. En ella se han representado nomenclaturas, facies, Unidades Litoestratigráficas y Formaciones que constituyen una guía para posteriores investigaciones y una posibilidad de relacionar datos bibliográficos con las Secuencias T_1 a T_4. Así es mas fácil entendernos que si hubiesemos usado nuevas nomenclaturas.

Las figuras 36 y 36 bis recogen un intento de representación en dos dimensiones, son muy esquemáticas pero creemos que recogen las principales asociaciones de facies y finalmente intentan abrir las puertas a la predicción litológica de paleogeografías más internas. En éstas es posible que existan Episodios tipo L. S T , pero por la total ausencia de datos, no se han extrapolado en la interpretación presentada.

La leyenda de la citada figura es:

T_{1T}- A/ Conglomerados fc. Buntsandstein. B/Fluviales tipo trenzados o braided.
C/ Fluviales meandriformes. D/ Anhidritas del Röt y sal si la hubiera.
T_1 E/ Carbonatos marinos del MK-1.

T_{1R}- A/ Carbonatos marinos del MK-1 B/Anhidritas y arcillas rojas y sales si las hubiera del MK-2 C/Fluviales del MK-2.

T_{2T}- A/ Fluviales del margen externo MK-2 B/ Anhidritas MK-2/3 C/ Carbonatos marinos MK-3
T_2

T_{2R}- A/ Carbonatos marinos MK-3 B/ Anhidritas y arcillas rojas MK-3/K-1.
C/ Sal K-1 D/ Complejo anhidrítico, dolomítico y arcilloso del K-1.

T_{3T}- A/ Areniscas de Manuel s.s. B/ Arcillas rojas y anhidritas.
T_3 T_{3R}- A/ Areniscas de Manuel sup. B/ Anhidritas C/ Sal del K-2.
C/ Anhidritas y dolomías superiores.

T_{4T}- A/ Dolomías tableadas de Imón.
T_4 T_{4R}- B/ Complejo dolomía-anhidrita del Suprakeuper.

La representación en dos dimensiones incluye algunas ideas que encontramos razonables pero que evidentemente no podemos demostrar, las mas visibles serían:

1. Los márgenes externos caracterizan una muy conocida e importante convergencia de facies. A pesar de ello pensamos que los conglomerados de facies Buntsandstein son más posibles en las Secuencias Deposicionales T_1 y T_3, especialmente en T_1.

2. Todas las Secuencias tendrán, lógicamente, equivalentes totalmente marinos. Las mas inmediatas se correponderán con las facies MK-1, MK-2 y MK-3. Cuando ello ocurra, quizás en las paleogeografías tipo

Subbético, caracterizarán un único litosoma carbonatado. Este litosoma albergará los límites de Episodios y Secuencias correspondientes.

3. En la citada paleogeografía del Subbético o quizás en una más interna la Secuencia T_4 puede ser enteramente marina, mientras que la Secuencia T_1 es probable continúe en facies continentales en su parte basal.

4. Las sales del Röt y del Muschelkalk-2 cuando existan,como es el caso del Valle del Ebro y del Maestrazgo deberían ubicarse en las posiciones representadas.

No podríamos finalizar esta interpretación sobre el Triásico del margen que acabamos de describir sin un intento de esquematización en tres dimensiones, este es a la postre el objetivo principal del análisis secuencial. Una aproximación al citado último objetivo aparece representado en la fig. 37. Se han diferenciado en ella las mas usuales áreas geográficas de los datos bibliográficos y a las que de forma directa o indirecta hemos podido colaborar con la localización de los sondeos interpretados. La figura incluye una distribución esquemática de facies,a la vez que en el registro sedimentario se han diferenciado ya los principales tipos genéticos que hemos, a título de hipótesis de partida, avanzado en párrafos precedentes.

El esquema e interpretación que hemos presentado no incluye muchos puntos conflictivos con los mas modernos trabajos previos, y es que en lugar de conflictos preferiríamos llamarlos colaboraciones entre subsuelo y superficie; si hay que significar algunos, estos podrían ser los siguientes:

- Ausencia del llamado Keuper-2, del sector Prebético y Valenciano, en el segmento Costero Catalán.

- Límites de Secuencias en el seno del Muschelkalk-2 y en la base de las Areniscas de Manuel. Referidos siempre a la posición paleogeográfica de nuestras observaciones.

- Separación e individualización en el Keuper-2 y "Suprakeuper" de los cortejos de inundación y colmatación.

- Posibilidad de individualización de dos Sec. de Depósito de orden menor en el seno de las formaciones Manuel y Cofrentes.

- Inclusión en los T S T de Muschelkalk 1 y 3 de facies fluviales retrogradando que anteceden a los primeros sedimentos marinos.

- Atribución del Buntsandstein a una "secuencia rift" que debe contener sedimentos equivalentes de varias Secuencias de Depósito promovidas por un lejano océano.

II. 2 JURÁSICO

Los materiales de edad jurásica afloran ampliamente en el margen septentrional del dominio Bético y en la práctica totalidad de la Cordillera Ibérica. Desde el margen Bético hacia el Sur los sedimentos del Jurásico desaparecen progresivamente bajo materiales mas modernos, cuando vuelven al afloramiento lo hacen siempre gracias a accidentes tectónicos de mayor o menor envergadura.

El Jurásico de la Cordillera Ibérica alcanza en afloramientos, practicamente continúos, hasta la actual costa mediterranea del Golfo de Valencia, mas allá de la misma, los sondeos de exploración permiten un seguimiento del mismo hasta las aguas profundas del Golfo de Valencia. De esta forma, estos sondeos y los realizados en geografías meridionales de la Bética permiten una casi continua observación de los materiales jurásicos considerados autóctonos o parautóctonos.

La compactación y la ausencia de contrastes litológicos importantes hace que en las líneas sísmicas no puedan observarse los cortejos de reflexiones que tanta ayuda representan a la hora de intentar interpretaciones sedimentarias de amplia escala. La única herramienta que a este respecto puede pues utilizarse son entonces las observaciones directas o de superficie y las, llamémosles indirectas, o de sondeo.

Podríamos decir que observaciones directas, realizadas en afloramiento, hay centenares a miles. La tradición geológica del país ha permitido en las últimas dècadas la publicación de numerosísimos trabajos de campo que tratan los sedimentos jurásicos de Ibérica y Béticas.

Sería tan absurdo, como lo fue para el Triásico, que tratase de hacer una descripción histórica de los avances realizado en los últimos veinte años en la interpretación del Jurásico, pero también sería injusto y poco ortodoxo que no agradeciera y recomendara la lectura de los trabajos realizados, entre otros por: Azema, J; Boulard, P.F.; Canerot, P; Comas Rengifo, M.J; Champetier, Y; Foucault, A; Fourcade, E; García Hernández, M; Giner, J; Gómez Fernández, J.J; Goy, A; Jerez, L; Julia, R; López Garrido, A,C; Mas, R; Meléndez, A; Meléndez, N; Paquet, J; Robles, S; Rodríguez Estrella, T; Ruiz Ortiz, P.A.; Salas, R; Seyfried, H; Vera, J.A. y Yébenes, A.

Esta copiosa información previa ha permitido orientar el trabajo en subsuelo hacia aquellos intervalos cronoestratigráficos, mas o menos precisos, donde conocíamos la existencia de discontinuidades sedimentarias mayores, pues desde los trabajos de A. Garrido Megías y P. R. Vail la escuela de sedimentología española se ha lanzado a interpretar en base a Secuencias de Depósito y lo que desde antiguo conocíamos como discordancias, suelos endurecidos, hiatos y límites de formaciones o unidades litoestratigráficas, han pasado en muchos casos a ser probables límites de Secuencias de Depósito.

Comprobar con la metodología de subsuelo las más conocidas, o evidentes, discontinuidades sedimentarias ha sido un tarea relativamente fácil, diferenciar su significado y los Cortejos o Episodios que las citadas Secuencias de Depósito albergan, ha sido otra cosa muy diferente.

La fig 38 muestra las Unidades Litoestratigráficas que en los diferentes dominios paleogeográficos del Prebético, Ibérica y Maestrazgo han sido, en unos casos, formalmente definidas y en otros, como en el caso del área Prebética sirvieron de la mano de G. Defalque e I.Guigon de S.E.P.E. (1969) para iniciar mis juveniles pasos en la cartografía geológica del área. Es bien conocido por todos, que aún a falta de definiciones formales, es imposible olvidar las "Unidades Litoestratigráficas" que vivimos en la juventud y que con el paso del tiempo hemos comprobado no eran mas inexactas que las posteriormente definidas formalmente, en ocasiones, muchos años después.

La citada figura 38 recoge ya la posición de las principales discontinuidades estratigráficas que han sido mejor documentadas y las posibles equivalencias entre las diferentes Unidades Litoestratigráficas Formales e Informales. Es como mas tarde veremos un cuadro de buena voluntad al que no ha sido tan fácil llegar como aparentan las líneas anteriores.

La fig. 39 muestra la posición geográfica de los sondeos que, a ciencia cierta y en longitud útil, penetran los sedimentos del Jurásico y han sido utilizados en la interpretación. Esta figura recoge igualmente la prolongación al Mediterraneo del frente intramioceno de las Unidades tipo Subbético según la interpretación realizada en 1978 (Martínez, W et al) y recogida por Soler, R et al (1982). Se ilustra de esta forma la conexión Bética-Ibérica y la especial y atrayente posición de los sondeos Rio Segura G-1 e Ibiza Marino A-1. Es preciso advertir que el dibujo del citado frente en el Golfo de Valencia es sólo aproximado y ello a pesar de estar realizado con toda la información sísmica existente. Esta aproximación deriva de la dificultad de interpretación relacionada con la similitud existente entre el citado frente, de frecuente aspecto gravitacional, y las coladas volcánicas intramiocenas.

La fig. 40 esquematiza una transversal tectoestratigráfica construida desde el Prebético al Subbético Int. Se desprende de ella los principales rasgos que sobre su evolución han sido repetidamente enunciados:

- Plataforma carbonatada poco diferenciada hasta el Carixiense-Domeriense.
- Ruptura tectónica y diferenciación de umbrales y surcos durante el Dogger y Malm.
- Alto ritmo de colmatación y progradación en el Malm Sup-Cretácico Inf.

Es de esta forma como solo a partir del Carixiense es cuando realmente pueden diferenciarse dominios paleogeográficos de primer orden.

En la Cordillera Ibérica, ubicada siempre en un ambiente paleogeográfico mucho más somero, es difícil diferenciar verdaderos dominios paleogeográficos. Se distinguen no obstante subdominios de tipo local, realizados en las casi omnipresentes facies de plataforma que la caracterizan.

Los sondeos usados en la interpretación (fig 39) se distribuyen por ambos dominios tradicionales e incluso ofrecen la posibilidad del reconocimiento estratigráfico del Golfo de Valencia. Ellos van a proporcionar una distribución regional de facies y Unidades Litoestratigráficas que muestran la continuidad y uniformidad del registro sedimentario del Jurásico en Bética e Ibérica y la extensa plataforma que ocupaba el actual Golfo de Valencia.

A diferencia de la problemática planteada en el Triásico,por el gran volumen de facies continentales que alberga y la dificultad de su interpretación, el registro sedimentario Jurásico es, en su casi totalidad, de origen marino, lo que facilita su interpretación en el sentido en que la hemos planteado, en el de las "Depositional Sequences".

La interpretación que presentamos es así conceptualmente mas fiable. Los problemas planteados derivan tan solo de que las facies carbonáticas y evaporíticas del Jurásico Inf. no son usualmente las que proporcionan mayores contrastes en las diagrafías de pozo, pero las correlaciones obtenidas, nos llevan, en la mayoría de los casos, a un nivel de fiabilidad que consideramos muy elevado.

Quizás la gran ventaja del pozo y sus diagrafías respecto al afloramiento radica en la capacidad de observación de las litologías blandas y solubles, y de los grandes paquetes dolomíticos.

La ventaja del pozo y sus diagrafías respecto a las líneas sísmicas, es que estas, como en el caso que nos ocupa, frecuentemente no diferencian todo el conjunto de geometrías y atributos que tan populares las han hecho en los últimos años. Las líneas sísmicas son deseables, en ocasiones necesarias, pero nunca imprescindibles si hay pozos. Tampoco olvidemos que un buen afloramiento es casi siempre mejor que un pozo.

SECUENCIAS DE DEPÓSITO DEL JURÁSICO

Ninguno de los sondeos realizados en el área de trabajo puede establecerse como sondeo tipo. Construir una tal única imagen de correlación y consulta necesita de la colaboración de, al menos, dos-tres sondeos que se hayan realizado en segmentos paleogeográficos diferentes. A efectos de esquematización, pero sin cometer el error de componer una columna sintética con dos-tres sondeos-paleogeografías diferentes, podríamos utilizar los siguientes:

Margen	Ledaña-Salobral.
Plataforma	Golfo Valencia F-1, Ascoy e Ibiza Marino A-1.
Plataforma Cuenca	Río Segura G-1 y Alicante A-1.

Sobre paleogeografías de Margen y Cuenca, la fig. 41 muestra las 16 Secuencias de Depósito y 37 Episodios que hemos encontrado. Los límites de Secuencias pueden ahora ser tratados con mayor fiabilidad que los representados para el Triásico,pues proceden tanto de datos bibliográficos como de controles y estudios micropaleontológicos realizados en los sondeos. A pesar de esto, no creemos obtener mayor finura que la proporcionada por el nivel Piso Estratigráfico y ello no siempre (T_5-J_0, J_1 y J_5).

Como conceptualmente era razonable de esperar, sobre las plataformas Bética e Ibérica no se ha reconocido ningún Episodio (Tract) del tipo bajo nivel, mientras que en su borde externo se diferenciaron los relativos al Kimmeridgiense, Titónico, Berriasiense y muy probablemente uno en el Domeriense.

Como ya fue anticipado, las dudas existentes en la identificación de los dos tipos de Episodios de bajo nivel, sin el concurso de las líneas sísmicas, nos obliga a introducir un cambio en la nomenclatura mas en uso. Este cambio puede resumirse así:

Episodio Regresio (R)	H S T
Episodio Transgresivo (T)	T S T
Episodio "Super Regresivo" (R.R)	L S W y S.M.W

De este modo los Episodios que llamamos R.R. encierran,en principio,dos diferentes tipos de P.R.Vail et al. Los "Low stand systems tracts" y los "Shelf margin Wedge". Su geometría conceptual es tan diferente que debería de haber una notoria diferenciación sedimentaria interna que permitiese una fácil caracterización de los mismos, sea en sondeo, sea en afloramiento.

La presencia o ausencia de turbiditas no es para nosotros un argumento suficiente, por los mismos motivos que antes habíamos argumentado para los Episodios H S T Sin el concurso de la geometría sísmica y sin el motivo turbidítico como argumento, no es fácil diferenciarlos en sondeo y ello porque, en realidad, lo único que sustancialmente los diferencia es la magnitud o duración del correlativo descenso relativo del nivel oceánico. Descenso de tipo 1 o tipo 2. La diferencia entre los descensos tipo 1 y tipo 2 puede pensarse relacionada no con la magnitud del descenso si no con la duración del mismo. Es decir, un Episodio S M W puede ser un estadio inicial, descenso rapidamente abortado, de un Episodio L.S.W Conceptualmente y desde un estricto punto de vista de la Estratigrafía no hay muchos motivos para diferenciarlos.

De cualquier forma, diferenciar unos de otros a través de un sondeo no es una tarea fácil, pero en buena lógica las S M W tendrían que desarrollar una parasecuencia regresiva de características intermedias entre las de los tipos H S T y L SW. Ni tan clásica de Plataforma como las primeras, ni tan característica de Cuenca como las segundas. El argumento diferenciador es tan sutil y los sondeos tan pocos, que no por capricho modificamos la usual y aceptada momenclatura.

En otro orden de cosas, el Jurásico del área que hemos trabajado permite reflexiones sobre el valor a escala global de las fluctuaciones relativas del nivel del mar y de sus correlativas secuencias de Depósito.

Sobre la fig 42 hemos representado las Secuencias y Episodios identificadas en Bético e Ibérica y las Secuencias y Episodios que para el Jurásico se indican en B.U. Haq et al (Versión 3.1B 1987).

Si atendemos únicamente a los eventos de baja frecuencia (Supercielos de 2° orden) se observa de inmediato que obtenemos una aparente buena correlación, si no somos muy exigentes, porque no podemos serlo (fig 45), con la edad de los límites de las Secuencias. Con esta salvedad, la aparente buena correlación se rompre bruscamente en:

1. Nuestra Secuencia J_4 es dividida en tres de 2° orden, las ZA-1, 2 y 3.
2. De un total de 17 Secuencias se pasa a un mínimo de 32.

La fig 43 recoge de nuevo las anteriores observaciones junto a las principales discontinuidades sedimentarias interpretadas como límites de Secuencias en Béticas, Ibérica y Costero Catalana y finalmente en Mallorca según y respectivamente los trabajos de Vera, J.A (1988), García Hernández, M. et al (1989), Giner, P (1980), Salas, R (1983) y Alvaro, M et al (1989). Los resultados de la citada figura 43 son muy contradictorios para el área levantina española y todos ellos, en conjunto, muy pobres en comparación con la famosa versión 3.1B de B.U. Haq et al (1987).

A las diferencias observadas en las distintas áreas geográficas del entorno Mediterráneo pueden hacerse las siguientes observaciones:

1. La mayoría de los trabajos expresados fijan su atención en las discontinuidades sedimentarias, no en Episodios o "Tract" según el concepto de P.R.Vail. La correlación es así muy difícil, ya que las discontinuidades pueden ser límites de Secuencias de Depósito o límites de Episodios. La superficie transgresiva puede pasar a lo largo del prisma sedimentario que define una Secuencia de Depósito desde límite de Secuencia en plataforma, a límite de Episodio, en cuenca.

2. En Béticas (García Hernández et al) y Mallorca (Alvaro et al) citan discontinuidades que dejan entender que no son tan importantes como otras ¿Quiere esto decir que estas secundarias, son límites de Episodios? No lo sabemos.

Estos breves comentarios indican que estamos faltos de mucha sedimentología en campo y que hay latente un problema de escalas y caracterización de las rupturas o discontinuidades sedimentarias observadas.

Para llegar a definir las Secuencias de Depósito, en el sentido de P.R.Vail, es necesario relacionar discontinuidades y polaridades sedimentarias a lo largo de transversales lo mas extensas posibles. Es esta la oportunidad que nos brindan los sondeos del área y que tratamos de aprovechar.

Pasar de plataformas y bordes internos a las facies condensadas de cuenca es algo que no creo posible realizar en sondeo, nuestras diagrafías de pozo no podrán alcanzar el detalle que los trabajos de Vera, J.A. et al (1984), García Hernández, M et al (1987) y Ruiz Ortiz, J (1990) entre otros, han alcanzado en los segmentos internos de la Cordillera Bética. Un buen afloramiento será siempre mejor que un sondeo o una línea sísmica.

Aunque las discrepancias con mis amigos y colegas hispánicos sean muchas, no las creemos insalvables, pues casi todas ellas parecen derivadas de la jerarquía que se atribuye a la discontinuidad sedimentaria observada y a las dificultades de caracterizar su edad, dificultades a las que mas tarde dedicaré unas breves líneas.

Para los acontecimientos de alta frecuencia, los llamados Ciclos de 3er orden, la correlación con la Carta de B.U. Haq et al (1987) es absolutamente imposible. Es como si Absaroka y Zuni fuesen lugares de privilegio, o como si nuestros métodos de subsuelo y superficie fuesen un tanto ciegos o limitados.

Sobre la fig 44 se ha redibujado la versión 3.1B de 1987 en la que de derecha a izquierda se representan las tres jerarquias o frecuencias de eventos que sus autores califican como "Supercycles set, Supercycles de 2° orden y Cycles de 3er orden". La duración en millones de años de ciclos de 1° y 2° orden está representada en el eje de abcisas. Los espacios blancos y negros representan, a la misma escala, pero en el eje de ordenadas, la duración y número de Secuencias de Depósito de 3er orden. Cada uno de estos últimos, no olvidemos, contienen tres Episodios (fig 42), es decir son en si Secuencias de Depósito. Si la correlación global es total y la citada carta el modelo, es aquí donde debemos de encontrarla.

De la citada figura 44 puede describirse:

1. Los siete Supercíclos sets de 2° orden mantienen una aparente correspondencia con los cambios biológicos que en su día sirvieron para caracterizar o definir el Triásico, Lías, Dogger,Malm, Cretácico Inf., Cretácico Sup., Paleógeno y Neógeno. Los Estratotipos europeos parecen así exportables.

La duración de estos Supercíclos es bastante homogénea, alrededor de 39 millones de años. Solo Zuni B y Tejas B bajan a 30 M.M. de años.

2. Los Supercíclos de 2° orden tienen una duración media bastante estable, del orden de 9-10 millones de años. Supercíclos rápidos se localizan en Rhetiense y Aptiense (4 M.M.años) y lentos en el Buntsandstein, Sinemuriense, Pliensbaquiense, Oxfordiense-Kimmeridgiense, Campaniense-Maastrichtiense y Burdigaliense-Serravalliense (12-16 M.M años). Estos Supercíclos de 2° orden son los que en líneas generales "mejor coinciden" con las Secuencias Deposicionales que creemos haber delimitado en Trías y Jurásico, y podemos anticipar, en Cretácico.

3. Los Ciclos de 3er orden, los que en teoria definen el catálogo de las Secuencias de Depósito, son mas interesantes de contemplar ya que pueden tratarse sin líneas de demarcación que los agrupen. Es decir, pueden observarse individualmente.

Lo primero que se aprecia en la citada fig 44 es que aparentemente existe una aceleración de estas Secuencias de Depósito individuales desde el Triásico al Cuaternario (Escala vertical representada)

Al margen de esta visible aceleración, la mayoría de las Secuencias duran entre dos y cuatro millones de años. Sorprenden, de ser verdad a escala planetaria, los altos ritmos del Cenomanense-Turonense (1,2 M.M años), del Paleoceno-Eoceno Inf (1,0 M.M años) y del Tortoniense-Mioceno (< 1,0 M.M años). En el lado opuesto, épocas de ritmo lento, el Trías-Jurásico Inf. (9,0 M.M años) y Aaleniense-Bajociense (8,0 M.M de años).

La visible aceleración del ritmo de las Secuencias de Depósito a medida que nos acercamos al tiempo presente,- ¿es real? o es sólo derivada de una mejor calidad de las observaciones que sirven para definirlas: entre éstas, la facilidad que los datos sísmicos permiten en los poco compactados sedimentos. La aptitud de los autores de la versión 3.1B (1987), que no han mostrado el sistema de obtención de la citada carta, permite cualquier tipo de suposición.

Es asi posible que la interpretación sísmica, de detalle, de ciertas cuencas sedimentarias y los datos estratigráficos de esas mismas cuencas y quizás de algunas otras, hayan sido compuestas y trasladadas a la carta que se intuye, por su titulo, "Mesozoic-Cenozoic Cycle Chart", de vocación global.

Es igualmente cierto que obtenemos la sensación de que ciertos ascensos y descensos relativos son correlacionables a nivel global. ¿Es una realidad mas que una sensación? Nuestros relojes geológicos no parecen por el momento tan afinados como la diversidad y movilidad que el Planeta requiere. Si los Mayas y Toltecas calculaban el año astronómico con escasos segundos de error, todavía hoy un par de millones de años sigue siendo un intervalo de tiempo geológico difícil de precisar en numerosas ocasiones. Por otra parte, la sensación de coetaneidad se acentúa aún mas por la dificultad que entraña la caracterización del momento preciso en que se realiza el cambio de polaridad sedimentaria y el tiempo de permanencia de la misma.

¿Cuanto tiempo media entre el inicio y el final de un Episodio transgresivo? ¿En qué lugar de la Plataforma datamos la discordancia erosiva que genera una bajada destructiva?

Las preguntas que surgen y que nos planteamos merecen tanto la pena que la mejor forma de ayudar consistirá en reconocer nuestras lagunas y no adaptar las observaciones a las curvas y cartas de P.R.Vail y B.U.Haq. Intentamos decir así, que cuando hemos establecido una ruptura sedimentaria, Aaleniense, Oxfordiense, Portlandiense, etc... hay que tomarla con esa finura cronológica; si su correlación con los afloramientos permite la "finura de Mayas y Toltecas" tanto mejor. Solo con este fin se ha intentado el reconocimiento y correlación con las Unidades Litoestratigráficas descritas en afloramiento y que acompañaran las figuras realizadas para las Secuencias de Depósito del Jurásico.

La dificultad del reloj geológico en la técnica de las Secuencias de Depósito viene expresada en la figura 45, que muestra la cantidad de finos datos cronológicos y la deseable localización de los mismos que es necesaria para datar Episodios y Secuencias. La figura que no merece mas comentarios ha sido relegada a este lugar, fuera de las páginas de metodología, porque sirve para mostrar que en el Jurásico nuestra indefensión no proviene, como en el Triásico, por ausencia de fósiles, sino por necesidades conceptuales.

Sorprende así el grado de exactitud representado en la carta 3.1B de 1987 para las aproximadamente 150 Secuencias de Depósito representadas, mas aún cuando el único grupo biológico fosil que creemos alcanza tal finura es el representado por los Ammonoideos y estos no están presentes en toda la escala estratigráfica.

Es también evidente que cualquier ruptura sedimentaria que encontremos, será difícil no "coincida" con alguna de las 450 representadas. Lo absurdo entonces de expresar la coincidencia con ellas solo por seguir una moda; no es este el mejor modo de colaborar en la discusión actualmente planteada sobre génesis y ámbito, local o global, de las Secuencias de Depósito.

Aunque una ruptura sedimentaria sea conceptualmente instantanea, la duración de la polaridad transgresiva o regresiva genera a lo largo del área de depósito numerosas posibilidades de atribución cronológica (fig. 45). Si además Absaroka, Zuni y Texas contienen 150 Secuencias Deposicionales, ¿Cómo no vamos a encontrar siempre una correlación con ellas?

Secuencias de Depósito T_5-J_0 Y J_1 (Rhetiense? - Sinemuriense)

Entre las dolomías que, por posición estratigráfica, facies y espesores, hemos correlacionado con la Fm. Dolomías Tableadas de Imón, y el paquete calcáreo-dolomítico que correlacionamos con la Fm. Calizas y Dolomías de Cuevas Labradas, los sondeos cortan una alternancia compleja de dolomía, anhidrita y arcilla.

En los afloramientos del margen, ante todo de la Cordillera Ibérica, este paquete sedimentario es atribuido a una única Formación conocida como las Brechas y Carniolas de Cortes de Tajuña. En sondeo, la anhidrita que está usualmente preservada de los fenómenos de disolución, hace que el conjunto litológico muestre un aspecto diferente del que enseña en afloramiento. Gracias a esta mejora en las posibilidades de observación, los sondeos permiten identificar dos rupturas sedimentarias notables dentro del grueso paquete dolomía-anhidrita comprendido entre Imón y Cuevas Labradas.

Estas rupturas sedimentarias mayores, pueden conceptualmente asimilarse a superficies transgresivas que por su externa posición paleogeográfica son traducidas por límites de Secuencias Deposicionales. Como es frecuente, estas "conflictivas" superficies transgresivas (dificultades de interpretación derivada del tipo dolomía-anhidrita) son mucho más fiables cuando por encima de ellas se deja ver, con mayor claridad, la imagen clásica relativa a la superficie de inundación máxima.

La reducción de volumen por disolución de superficie genera en afloramiento unas extremas, difíciles, condiciones de observación que provocan la ausencia de referencias bibliográficas de detalle con las que poder correlacionar y así afianzar las interpretaciones de sondeo. A falta de estas comprobaciones y dadas las acusadas convergencias de facies, difícil caracterización y difícil cronoestratigrafía, las dos Secuencias Deposicionales que los sondeos permiten interpretar deben ser tomadas con cautela, pues tampoco los sondeos distinguen una auténtica brecha de una mezcla dolomía-anhidrita.

También es preciso comentar que la correlación establecida con las Dolomías de Imón de aquel primer y continuo tramo dolomítico, que incluimos en la Secuencia Deposicional T_4, no es absolutamente fiable. Las Dolomías de Imón son ante todo una clásica y cosmopolita facies Ibérica y aunque no exista una causa que permita independizar las plataformas Ibérica y Bética, no es absolutamente seguro que la facies Imón se mantenga en todos los dominios paleogeográficos externos.

De otra parte, la ausencia de fósiles (Goy, 1976-77) o la afinidad jurásica o triásica de los análisis isotópicos de las anhidritas (Utrilla, R. y Orti, F.) no proporcionan medios de correlación subsuelo-superficie absolutamemte fiables.

Es así como las Secuencias Deposicionales T_4 y T_5-J_0 se mantienen con toda la incertidumbre cronoestratigráfica que los estudios de superficie aún conservan y si hemos incluido las Dolomías de Imón en la nomenclatura usada para las Secuencias Deposicionales del Triásico ha sido por la "correlación litológica" comentada y por la afinidad isotópica de las anhidritas.

De todas formas lo que en realidad queremos mostrar es que los sondeos permiten subdividir las Carniolas de Cortes de Tajuña en cuatro paquetes con diferentes polaridades sedimentarias. Si intentamos una correlación con superficie es sencillamente para no introducir nomenclaturas formacionales nuevas y a la vez dejar constancia del paquete sedimentario al que nos referimos.

La figura 46 muestra una correlación de sondeos localizados entre áreas típicamente ibéricas (G. Valencia B-1) y béticas (Alicante A-1). Aunque las facies anhidrita-dolomía también sean difíciles en sondeo, éstos identifican con bastante fiabilidad un delgado Episodio Transgresivo por encima del paquete dolomía-anhidrita que asignamos como relativo al H.S.T. de la Secuencia Deposicional T_4 (Ledaña, Carcelén, Perenchiza, Tarragona E-1, etc...).

Esta delgada secuencia de inundación (5-10 m) no está absolutamente ausente de anhidrita pero es bastante limpia y en algunos sondeos se describen facies bioclásticas e incluso oolíticas.

A su techo es muy característico, y continuo, un pico de arcillosidad máxima que da paso a una parasecuencia regresiva que incluye una mayor proporción de anhidrita en las descripciones de sondeo e imágenes diagráficas. Esta parasecuencia regresiva es muy llamativa y expresiva en sondeos del margen tales como G. Valencia B-1, Perenchiza-1 y Jaraco-1 y gana en arcillosidad en los sondeos mas internos como Alicante A-1.

La confianza en las correlaciones pozo-pozo y las diferencias litológicas que incluyen los conceptuales episodios transgresivo y regresivo, permiten la individualización de una Secuencia Deposicional que consideramos en el tránsito Triásico-Jurásico (T_5-J_0) y que debe de estar incluida en la parte alta de la Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña.

En el tope del Episodio Regresivo T_5-J_{0R} se reconoce sistemáticamente un pico muy expresivo de G. Ray que da paso a una nueva y mucho más espesa secuencia de inundación que constituye el inicio de la Secuencia Deposicional J_1. A diferencia del techo, discontinuidad con estromatolitos, grietas poligonales y costras ferruginosas del sector levantino de

la Cordillera Ibérica (Gómez, J.J. 1979), este límite inferior de la Secuencia J_1 es imposible de correlacionar con observaciones de superficie.

La Secuencia Deposicional J_1 es posiblemente Hettangiense-Sinemuriense ya que su Episodio Transgresivo incluye todavía facies anhidrita-dolomía, que en algunos sondeos son interpretados como brechas, que aun son correlacionables con la Fm. Cortes de Tajuña.

El Tract o Cortejo Transgresivo J_{1T} (figs 46 y 47) diferencia una facies de margen mas anhidrítica (brechas y carniolas en superficie) que la observada en posiciones paleogeográficas mas internas donde la anhidrita está especialmente presente en la base. Este sutil cambio de facies va acompañado de un notable espesamiento de la de por si ya anormalmente, por comparación con muchas otras, gruesa parasecuencia transgresiva.

El Episodio Regresivo siguiente es muy delgado en el margen y comienza a desarrollarse e incluir litologías blandas en los sondeos mas internos (G. Valencia F-1 y Alicante A-1). Estas secuencias genéticas, que incluyen ya arcillas, que pueden atribuirse a facies distales, indicarían el lugar donde la plataforma externa de muy baja pendiente desarrollaría facies de suave rampa o de rampa distalmente acentuada (fig 47).

Como mas tarde veremos en el intento de reconstrucción de la plataforma jurásica, esta diferenciación inicial parece constituirse en un importante elemento geométrico que controlará la morfología de las posteriores Secuencias Deposicionales del Jurásico. Parece así como si la primera diferenciación tipo plataforma-rampa o plataforma-talud constituyese un factor clave en la posterior construcción del margen. Es decir, las subidas o bajadas posteriores del nivel marino no son ni tan importantes ni tan destructivas como para hacer que la primera topografía submarina no siga controlando la diferenciación plataforma-cuenca de sucesivas fases de retrogradación y progradación. La línea de articulación progradará pero, si no se producen ascensos de nivel importantes o descensos muy destructivos que colmaten el pie de talud, las nuevas posiciones del talud no estarán muy alejadas en la vertical del cambio de pendiente antes establecido.

El Cortejo Regresivo ordenaría tres facies que del margen externo al borde interno se corresponderían con el Mb. Dolomías, calizas y margas verdes, la Fm. Calizas y dolomías de Cuevas Labradas (Goy, A. et al 1976 y 1977) y las aludidas facies distales de los sondeos G. Valencia F-1 y Alicante A-1 (fig 47).

La Secuencia de Depósito J_1 significa la definitiva invasión marina de las hasta entonces someras llanuras de inundación y plataformas que han propiciado el depósito anhidrita-dolomita del tránsito Jurásico-Triásico. La inundación marina caracteriza un espeso Episodio Transgresivo, 50-60 m, que nos inclina a adelantar en el tiempo la ruptura tectónica de las plataformas jurásicas que es normalmente atribuida al Carixiense. Es decir, vemos en la transgresión del Hettangiense una imagen de agradación muy semejante a las interpretadas como inundaciones de tipo distensivo.

Los dos sondeos mas internos de la figura 46 parecen abrir la posibilidad de la presencia de una nueva Sec. de Depósito en el seno del admitido H S T de la Secuencia J_1.

El mas meridional de ambos (Alicante A-1) podría incluso admitir la presencia de un Episodio del Nivel Bajo al inicio de la misma. De creer en esta sutil correlación, la nueva Secuencia ($J_{1,2}$) estaría muy condensada o sería inexistente en el margen que representan los restantes puntos de observación.

Como hicimos para el caso Manuel-Cofrentes, incluimos esta observación porque mas vale abrir la puerta a las observaciones dudosas que cerrarse a ellas por sistema.

Secuencia de Depósito J_2 (Sinemuriense? - Domeriense)

La Secuencia J_2 está limitada por las discontinuidades del Sinemuriense a la base y la generalizada del Domeriense o Carixiense al techo.

Las Unidades Litoestratigráficas que con ella pueden relacionarse se corresponderían con las Margas del Cerro del Pez para el Episodio transgresivo y las Calizas Bioclásticas de Barahona (Goy, A et al 1976) para el Episodio regresivo. Ambos Episodios se desarrollan en un medio tipo plataforma somera en el margen externo (Ledaña-Jaraco) y alcanzan facies más profundas en las posiciones internas (Golfo Valencia F-1 y Alicante A-1).

Las figs 48 y 50 muestran el grado de fiabilidad de la correlación entre pozos que viene, ante todo, marcada por la nitidez de los Episodios transgresivos del Sinemuriense y del Domeriense (Yebenes. A. et al 1988) que definen las dos superficies transgresivas que enmarcan la Secuencia J_2.

No es extraño que el Mb. Margas del Cerro del Pez sea practicamente invisible en el Sector Levantino de la Cordillera Ibérica (Gómez, J.J. 1979) ya que en la totalidad de los sondeos, del margen externo, aparece representado por 1-3 m. de breves secuencias genéticas del tipo margo-caliza, no alcanzando un desarrollo perceptible hasta las paleografías mas internas que representan los sondeos de G. Valencia F-1 y Alicante A-1. A pesar de esta observación, la atribución del T.S.T. a este Mb. Cerro del Pez es dudosa, pues también podría correlacionarse con la base de la Sec. J_{3-2} que luego veremos.

Esta extrema delgadez del Episodio transgresivo no impide la expresividad del pico de Rayos Gamma que detecta el techo de los depósitos transgresivos e inicia, el también muy delgado, Episodio Regresivo que asimilamos a las Calizas Bioclásticas de Barahona (figs 48 y 49) o la formación Cuevas Labradas, pues no estamos seguros de la correlación con el Cerro del Pez.

La fig 48 realizada con un plano de referencia en la discontinuidad del Sinemuriense (García Hernández et al 1989 y Gómez, J.J. 1979) y tratando de proyectar los sondeos a una orientada transversal margen-cuenca, muestra como el sondeo Golfo de Valencia F-1 parece representar la apertura al surco Ibérico central, y la uniformidad sedimentaria de la plataforma Bética e Ibérica.

Una transversal margen cuenca puede reconstruirse proyectando los sondeos que controlan los espesores y facies de esta Secuencia Deposicional. De dicha transversal (fig 49) sorprende un tanto el escaso desarrollo que se alcanza en posiciones paleogeográficas tan internas como la relativa al sondeo Alicante A-1, mas aun cuando en ese sondeo se interpreta un Episodio tipo L.S.T. en la base de la Secuencia Deposicional J_3 (Pliensbaquiense-Aaleniense). Este hecho pone de manifiesto que Alicante A-1 representa una paleogeografía tan interna como su posición geográfica anunciaba. A pesar de ello, ni facies ni espesores alcanzan una clara diferenciación, lo que habla una vez más de la suavidad y constancia de las plataformas del Jurásico Inf.

Secuencia de Depósito J_3 ($J_{3.1}$, $J_{3.2}$, $J_{3.3}$ y $J_{3.4}$) (Carixiense Sup/Domeriense Inf - Aaleniense)

La Secuencia J_3 está comprendida entre las rupturas sedimentarias del Carixiense Sup. o Domeriense Inf. y la muy conocida y regional del Aaleniense.

En principio existe una buena correlación entre sondeos y Formaciones-Unidades Litoestratigráficas del margen Ibérico, si bien los sondeos parecen permitir una diferenciación de Episodios transgresivos y regresivos que no coinciden exactamente con los límites de las citadas Unidades Litoestratigráficas.

Se corresponde en apariencia con la diferenciación 2a de las Cordilleras Béticas (García Hernández et al 1989) y englobaría en una sola las propuestas $J_{1.2}$ y $J_{1.3}$ de las Cordilleras Costeras Catalanas (Giner, J. 1980 y Salas, R. 1983) y a las U.T.S. V, VI y VII de la Ibérica (Yebenes, A. et al 1988).

Si la interpretación del sondeo Alicante A-1 fuese correcta, la Secuencia de Depósito J_3 sería la primera en que habríamos reconocido los tres Episodios conceptuales de P.R. Vail et al: L SW/S M W (R.R), T S T(T) y H S T (R).

Aunque Alicante A-1 se localiza en una posición interna y las imágenes de sus diagrafías y litologías pueden permitir interpretarlo, dicho sondeo se realizó sobre el "rollover" del compartimento hundido de una falla de crecimiento limitante de un colchón salino. Esta peculiaridad puede perturbar el normal desarrollo del registro sedimentario y es por ello por lo que este Episodio tipo L.S.T nos genera muchas dudas. Además, un sólo pozo u observación no acompaña los propósitos iniciales del trabajo que no eran otros que los de evitar las interpretaciones demasiado atrevidas. A pesar de esto y ante las dudas, se han adoptado las dos posibles interpretaciones que quedan reflejadas en las figuras 50 y 51.

En las conclusiones finales (fig 41) se ha adoptado la posibilidad mas completa, por ciertos razonamientos que seguidamente comentaremos y porque en definitiva es mas fácil borrar que dibujar.

Adaptar una u otra interpretación significaría sobre la fig 50 correlacionar la base del incompleto episodio transgresivo de Ascoy-1 con los 6600' de Alicante A-1 o con la profundidad de 6868' del citado sondeo.

La primera hipótesis significa un desarrollo del episodio regresivo de J_2. La segunda posibilidad significaría un espesor muy anormal del episodio transgresivo de J_3 donde además habría delgadas capas de anhidrita. De decidir entonces la supresión de un episodio tipo RR lo lógico sería inclinarse por la primera hipótesis, mas aún en el contexto tectónico que las líneas sísmicas permiten interpretar, que ya ha sido comentado, y en la posición paleogeográfica que dicho sondeo representa.

De otra parte la posibilidad de existencia de un episodio tipo RR se basa en:

- Conocida ruptura física de la Plataforma jurásica que permitiría la diferenciación de las primeras facies de Cuenca.

- Presencia de delgadas intercalaciones de anhidrita,en un posible medio marino franco,que podrían interpretarse como resedimentadas. Destrucción de las plataformas previas por una notable bajada del nivel marino.

- Numerosas y dispares secuencias elementales, que aunque un tanto desvirtuadas en el log de radioactividad natural por la citada anhidrita, suelen ser la clave de la intepretación de los segmentos Prograding Complex y Sloope Fan Complex del conceptual L.S.W. de P.R. Vail.

- Solución al problema de los espesores anómalos, pues aunque se ha comentado el contexto distensivo que podría generar estos crecimientos, sabemos que regionalmente es algo prematuro para los movimientos salinos del Keuper. En esta época conocemos colchones o intumescencias salinas, pero no fallas de crecimiento a ellas asociadas. El crecimiento sinsedimentario es sísmicamente bastante expresivo en niveles superiores, pero no en estos basales.

De ser cierta esta interpretación, que por los motivos antes enunciados será la que describiremos, la Secuencia J_3 constaría en plataforma de los dos clásicos episodios transgresivo y regresivo y en cuenca de un inicial episodio que nos parece de tipo L S T. Agreguemos que ninguno de los sondeos relativamente internos como Ascoy, Rio Segura, Calpe, Muchamiel y Jávea penetraron lo suficiente como para aportar mas datos.

Río Segura alcanza solo al Titónico; Ascoy se quedó muy próximo; Jávea llegó al Campaniense; Muchamiel al Aptiense y Calpe pasó del Mioceno a un auténtico diapiro triásico. Cabriel penetró una confusa y desordenada serie mesozoica de afinidad subbética e Ibiza Marino llegó al Kimmeridgiense.

Este episodio R.R. presenta un espesor relativamente delgado, para lo usual en este tipo de episodios, o la posición del sondeo Alicante A-1 coincide con el margen externo del mismo. Este segundo supuesto parece confirmado por los espesores muy semejantes del episodio regresivo anterior entre los sondeos Golfo de Valencia F-1 y AlicanteA-1, que aunque distantes entre sí, identifican en conjunto una neta separación entre la plataforma externa e interna del episodio anterior. La escasa proporción de arcilla del propio acontecimiento RR de inicio de la Secuencia J_3 hablaría también en favor de esta cercana posición a su vértice deposicional, fig 51.B.

De otra parte, la aparente escasa intensidad de la discordancia correlativa sobre el margen, discontinuidad del Carixiense o Domeriense Inf, parece indicar, por la pequeña amplitud del hiato sedimentario detectado en los afloramientos del margen, que el episodio es destructivo, pero de escasa duración, o mejor dicho, poco penetrativo.

El episodio J_{3RR}, localizado únicamente en el sondeo Alicante A-1, y por tanto dudoso, no parece haber sido observado en los afloramientos del margen que trabajamos, es así imposible establecer su correlación con alguna Formación o Unidad Litoestratigráfica previa. En Alicante A-1 está constituido por dolomías finamente cristalinas o arcillosas, con muy esporádicos fantasmas de ooides. La anhidrita se presenta tanto en delgados intervalos, menores de 1m, como rellenando las fracturas visibles y también como elemento de cementación.

Las imágenes diagráficas, con dudas, muchas dudas, podrían llevarnos a interpretar una sección inferior de tipo turbidítico y otra superior tipo parasecuencia regresiva clásica. Los 81 m de potencia cortados en Alicante A-1 no permiten mayores detalles interpretativos.

Sobre esta cuña regresiva y las facies del techo del episodio (J_{2R}) se reconoce y correlaciona sin dificultad (fig 50) el episodio transgresivo siguiente (J_{3T}). Desde Ledaña-1 a Jaraco-1 está practicamente constituido por una secuencia de inundación de 4-6 m de espesor. El segmento interno identificado por Golfo Valenica F-1, Ascoy-1 y Alicante A-1 muestra tres-cuatro secuencias elementales que en conjunto totalizan 20-30 m de depósitos transgresivos. Se dibuja así una perfecta y conceptual cuña transgresiva entre las superficies transgresivas y de inundación máxima.

La posible correlación con las Unidades y Formaciones,previamente definidas,parece indicar que las Calizas y Margas Verdes constituyen el episodio transgresivo y que el siguiente episodio regresivo incluye desde aquí hasta la parte inferior de la Fm. Carbonatada de Chelva.

El Episodio regresivo con el que termina la Secuencia J_3 alcanza hasta la conocida discontinuidad del Aaleniense. Del margen externo al interno gana progresivamente espesor hasta el punto de control mas interno de Alicante A-1. En este, la importante reducción de potencia, la finura de las secuencias elementales y el aumento de los términos arcillosos permiten interpretar la presencia del suave talud deposicional o rampa de este Episodio regresivo.

En esta cuña regresiva pueden,a grandes rasgos,diferenciarse dos conjuntos de facies, las calcáreo-dolomíticas con muy escasas intercalaciones margo-arcillosas del margen externo y las calizas gravelosas, oolíticas, etc... muy dolomitizadas de plataforma. En estas últimas, los intervalos margosos, y el aspecto de las individuales secuencias somerizantes nos indicarían la presencia de la suave rampa de progradación hacia cuenca.

Esta Secuencia J_3, que acabamos de describir, incluye demasiadas Unid. Litoestratigráficas y Miembros como para no sospechar que dichas diferenciaciones pueden representar litosomas relativos a Secuencias de orden menor que no hemos diferenciado en la correlación representada en la anterior figura 50. Si a ello agregamos las propuestas subdivisiones J_{1-2} y J_{1-3} (Giner, J., 1980 y Salas, R. 1983) y V, VI y VII (Yebenes, A. 1988) la sospecha de que hemos descrito una Secuencia de segundo orden en el concepto de B.U. Haq (1987), se acrecienta.

En la figura 50 hemos por primera vez representado la presencia de secuencias elementales o genéticas de tipo granodecreciente en el Episodio H S T (de ahí lo de opuestas) de la descrita Secuencia J_3. Estas observaciones serán sistemáticas de ahora en adelante, pues constituyen la instroducción a las Secuencias de Alta Frecuencia. Con esta denominación englobamos a aquellas,de corta duración,que serían así asimilables a las de tercer orden de B.U. Haq et al (1987).

Si nos abstraemos del intervalo temporal que representan estas Secuencias de Alta Frecuencia, podemos observar como ellas se intercalan entre dos S. Tracts que caracterizan una "alta eficacia" de la respuesta sedimentaria a los cambios eustáticos relativos o no.

Es decir, creemos que el concepto tiempo no es el mas apropiado para establecer una jerarquización de las Secuencias de Depósito en una cuenca, pues nos parece que la eficacia o expresividad del sedimento promovido por un impulso transgresivo o regresivo es mas útil para cualquier tipo de reconstrucción geológica que intentemos. Es así como nuestras Secuencias de orden mayor (1er orden) representan esa eficacia sedimentaria que no encontramos en aquellas otras Secuencias de orden menor (2º orden) o Alta Frecuencia. La eficacia es valorada en base a la persistencia en todos los sondeos del S. Tract que focaliza el cambio y la facilidad de su individualización y correlación.

Entendemos que esta eficacia no está exclusivamente condicionada por la magnitud y duración del cambio. Factores inherentes a la cuenca juegan también: Arquitectura previa, cantidad de aportes, clima, etc...

La figura 50.a recoge un intento de correlación entre algunas de las "secuencias opuestas" que ya habíamos significado en el H.S.T. de la Secuencia de primer orden J_3. Esta correlación que es en si misma bastante fiable muestra también las diferentes eficacias sedimentarias del Episodio transgresivo $J_{3.1}$ de los restantes $J_{3.2}$ a $J_{3.4}$.

La columna de Arroyo Picastre (Gómez, J.J. 1979) se localiza en la proximidad del área ocupada por los sondeos de Perenchiza y Jaraco y puede ser así utilizada para una probable correlación subsuelo-superficie que es recogida en la figura 50.b. La citada columna contiene abundante fauna y detalle como para establecer tal intento de correlación, especialmente si nos apoyamos en las costras ferruginosas (47, 117, 131 y 137) y en las observaciones de campo: estromatolitos, calizas bioclásticas, brechas, gravas calcareas y localización de los paquetes arcillosos con ellos relacionados.

Esta interpretación indica que las transversales margen-cuenca representadas en la figura 51 son una simplificación inexacta de los numerosos litosomas que diferencian las cuatro, y no una, Secuencias de Depósito. Es decir en la figura 51 dibujamos cambios de facies que atraviesan discontinuidades tipo superficie transgresiva y de inundación máxima. Este problema tendrán todos nuestros esquemas en los que dos o mas Secuencias Deposicionales hayan sido agrupadas en una única por no haber sido identificadas.

Desde un punto de vista litológico grosero, el error de estas transversales no es muy importante cuando dicho error proceda de una acusada convergencia de facies. El error será notable cuando ciertas litologías relativas a diferentes Secuencias de Depósito son usadas para la interpretación de la arquitectura sedimentaria de una errónea única Secuencia. Hago esta observación porque es uno de los errores más frecuentes de las interpretaciones de subsuelo y superficie.
Mezclar "churras con merinas" solo puede ser evitado a base de discontinuidades y dataciones precisas, que constituyen el meollo conceptual de la Estratigrafía Secuencial de Alta Frecuencia.

La figura 51a representa esta nueva y mas simple propuesta de correlación entre observaciones de superficie y subsuelo para el intervalo Domeriense-Aaleniense. Incluye la introducción de las Dolomías, Calizas y Anhidritas de Alicante A-1 y del Miembro Margas de Arroyo Picastre-1.

Secuencias de Depósito J_4 (Dogger) (J_{4-1}, J_{4-2} y J_{4-3})

Corresponde práctica y casi íntegramente al Dogger ya que queda definida entre las regionales y bien conocidas rupturas sedimentarias del Aaleniense y del Calloviense Sup-Oxfordiense Inf. Ambas discontinuidades son fáciles de identificar en los sondeos no solo por los profundos contrastes litológicos que diferencian, si no también por las desarrolladas costras ferruginosas a ellas asociadas.

La figura 52 muestra la buena correlación existente entre los sondeos y los dominios Ibérico y Prebético, y como mas tarde veremos admite la posiblidad de diferenciar Secuencias de orden menor que asimilaríamos a las 2a, 2B y 2e de las Béticas (García Hernández et al 1989) fig 43.

Anticipado ya que será subdividida en tres Secuencias independientes, la Secuencia de primer orden J_4 comienza por un episodio Transgresivo que diferencia de una a tres secuencias genéticas de inundación constituídas por caliza o dolomía-arcilla que totalizan entre 4 y 20 m de espesor.

Una correlación con Unidades y Formaciones de la Ibérica podría establecerse con el Miembro informal de J.J. Gómez (1979) descrito como Calizas grises, nodulosas y lajosas que anteceden al también informal Miembro de Calizas nodulosas con sílex que creemos pertenecen ya al Episodio Regresivo.

Con la zona Bética la correlación es imposible puesto que salvo la conocida Formación Chorro que ocupa todo el Dogger y quizás parte del Lías, no existe ninguna definición litológica formal o informal previa a este trabajo.

El hecho que acabamos de comentar es muy frecuente, los Episodios transgresivos son tan delgados que las Unidades Litoestratigráficas y Formaciones definidas en campo los suelen incluir en el interior de los espesos Episodios regresivos.

Nos parece poco apropiado definir y bautizar en sondeo esta necesaria diferenciación entre Episodios transgresivos y regresivos puesto que difícilmente podrán ser observadas y estudiadas como se merecen. Nos limitamos entonces, y así seguiremos haciéndolo, a constatar su presencia y con nuestros intentos de correlación con superficie orientar de algún modo los futuros y deseables trabajos de campo.

La cuña de sedimentos transgresivos no muestra una distalidad notable sobre el margen interno de la previa plataforma de la Secuencia J_3. No se observa en los sondeos mas internos de Valencia F-1, Ascoy y Alicante A-1 el desarrollo de una mayor proporción de litologías blandas o margo-arcillosas.

La geometría del Episodio transgresivo se aprecia en la fig 52: Ascoy-1 marca el engrosamiento del borde interno, Alicante A-1 la condensación hacia cuenca y los demás sondeos la delgadez usual sobre las amplias plataformas. Sólo en el extremo margen el Cortejo Transgresivo volverá a desarrollar espesores sensiblemente mayores. Diferencia geométrica con la propuesta por P.R. Vail.

Alcanzado el punto (t.d.t), que como muestra la fig 52 puede reconocerse con facilidad, comienza una parasecuencia regresiva en facies plataforma que podríamos calificar como modelo de las mismas, de estos H.S.T. de primer orden, pues es en ellos donde la Alta Frecuencia permitirá subdividirlos en nuevas secuencias.

Este Episodio H.S.T (R) dibuja una geometría tipo cuña que no difiere en nada del concepto expresado por P.R.Vail: Ganancia progresiva de espesor desde el margen al borde y adelgazamiento progresivo desde aquí a las facies condensadas de cuenca.

En general, el Episodio regresivo presenta una abrumadora constancia de facies que puede sintetizarse en:

- Calizas, dolomías y, arcillas como facies distales, que por efecto de la progradación ocupan su parte basal.

- Dolomías y calizas con escasos términos margosos del segmento medio.

- Calizas oolíticas y dolomías del techo.

Aparecen así claramente diferenciadas las clinoformas sísmicas tipo "bottom, fore y top set" relativas a una progradación clásica de tipo deltaico.

El estilo, envergadura y desarrollo vertical de estas agrupaciones de secuencias genéticas o elementales que conforman la esbelta parasecuencia regresiva, nos habla de una primera y verdadera diferenciación jurásica del tipo plataforma-talud-cuenca. La pendiente de este talud parece ya algo mas que la relativa a una rampa homoclinal, quizás la podríamos identificar como de una rampa distalmente acentuada.

Aunque las barras de calizas oolíticas blancas dominan el segmento superior, estas facies oolíticas, dolomitizadas o no, están frecuentemente presentes a techo de las secuencias genéticas somerizantes.

La correlación con las Unidades Litoestratigráficas previamente definidas es en apariencia muy fácil. En el sector Ibérico-Levantino este Episodio regresivo se corresponde con la mayor parte de la Formación Carbonatada de Chelva, de la que ya hemos separado las Calizas grises nodulosas (J_{4T}). Por el techo, segregaremos las Calizas de Yátova y Capas de Arroyo Frío (Gómez J. J. 1979) de esta morfológica y cartográfica Formación Carbonatada de Chelva.

Para el margen Bético, Prebético si así se prefiere, el Episodio corresponde con la mayor parte de la conocida Formación Chorro.

En el área de trabajo la Secuencia J_4 permite mejor apreciar, ya habia indicaciones previas y las habrá posteriores, que el sondeo Ledaña-1 en el borde Septentrional de la Cuenca del Tajo presupone una historia subsidencia-colmatación diferente a la de los márgenes Bético e Ibérico y ello sin la presencia de nuevas o distintas Secuencias de Depósito, solamente mayores espesores. Se advierte quizás así un buen ejemplo de las relaciones tectónica-sedimentación.

Un nuevo y bien conocido aspecto diferenciador debe ser notado, nos referimos a la mayor dolomitización existente en el margen Bético que en el Ibérico y que traducen las dolomítica Fm. Chorro y caliza Fm. Chelva.

Finalmente, en la fig 53 se representa esa conceptual sección que fabricamos con la proyección de los sondeos a una única transversal y que sintetiza de alguna forma las posibles correlaciones con superficie y la distribución de facies observadas. Esta figura representa un nuevo ejemplo de los errores que pueden cometerse cuando Sec. de Depósito de 2° orden no han sido advertidas y se simplifica la distribución de facies en un único H.S.T.

La figura 52 a recoge una correlación de tres pozos que por su posición paleogeográfica no presentan problemas de condensación tanto de margen como de cuenca. Se muestra en ella el argumento de subsuelo que permite la individualización de tres Sec. de Depósito en el seno de la Secuencia de primer orden J_4.

La figura 52 b presenta un intento de búsqueda de un soporte de superficie a esta "atrevida" correlación de pozos. Se recurre asi a las detalladas columnas de campo de Xot de Chera, Siete Aguas, Arroyo Picastre y Oset (Gómez, J.J. 1979) que circundan el área donde se localizan Jaraco y G. Valencia F-1. Se incluye finalmente el Bético sondeo de Azcoy (Dolomítica Fm. Chorro) para expresar que la correlación entre esta dolomítica Formación y los carbonatos de Chelva es muy factible según los criterios de la Estratigrafía secuencial.

Dejándonos guiar por espesores, intervalos margosos, niveles estromatolíticos y niveles bioclásticos o conglomeráticos, parece posible encontrar un correlación aceptable entre las Secuencias de Depósito J_{4-1}, J_{4-2} y J_{4-3} con las columnas de referencia.

Estos intentos de correlación y comprobación de las observaciones de subsuelo no tienen el rigor que desearíamos pues nos falta la difícil definición de las polaridades sedimentarias, transgresivas y regresivas, de las columnas de campo. Si a pesar de ello son presentadas, es sencillamente porque intentamos tanto una propuesta de subdivisión mediante datos de subsuelo, como una guia para comprobaciones futuras. No queremos ni improvisar, ni pontificar, simplemente interpretar. Y no podemos ir al afloramiento porque, ni es este el objeto del trabajo, ni somos expertos sedimentólogos.

A pesar pues de las numerosas interrogaciones que acompañan a las líneas de correlación de la citada figura, es tanta la confianza que sentimos por los niveles oolíticos, conglomeráticos, bioclásticos y arcillosos que en la figura 53 a. expresamos una propuesta de correlación entre Ibérico y Prebético y la arquitectura y distribución de facies que identificarían las Secuencias de Depósito J_{4-1}, J_{4-2} y J_{4-3}.

Este esquema no quiere expresar que la Formación dolomítica Chorro represente la plataforma externa de la formación carbonatada Chelva, hecho posible pero no comprobado, sino simplemente que una y otra contienen un mínimo de tres Sec. de Depósito de segundo orden y que ellas son correlacionables.

Secuencias de Depósito J_5 y J_6 (Oxfordiense)

Entre las conocidas discontinuidades del Calloviense Sup-Oxfordiense Inf. y del Oxfordiense Sup-Kimmeridgiense Inf?, los sondeos del segmento central del área que trabajamos muestran la posible existencia de dos Secuencias Deposicionales de tipo plataforma, es decir con Episodios T y R exclusivamente.

La proximidad de las mismas, su extrema delgadez, la convergencia de facies y la duda de que en realidad fuese una única Secuencia de Depósito con dos secuencias genéticas correlacionables en su Episodio Regresivo, nos deciden a tratar el problema del Oxfordiense en un apartado conjunto.

Si exceptuamos la tantas veces comentada versión 3.1B de B.U. Haq et al (1987), en la que para el referido intervalo de tiempo pueden distinguirse cuatro-cinco Secuencias completas de 3er orden, lo que de nuevo nos lleva a una excéptica posición sobre las posibilidades de correlación global, la gran mayoría de los datos bibliográficos consultados hablarían de la existencia de una única Secuencia de Depósito, la comprendida entre las dos discontinuidades sedimentarias mayores que enmarcan la conocida facies de Caliza de Esponjas.

Este consenso casi unánime,de una única Secuencia de Depósito Oxfordiense,nos había llevado a un caso que nos producía una cierta intranquilidad, pues las observaciones de subsuelo y superficie no eran correlacionables y mantenemos la idea de que siempre deben ser compatibles.

Cuando ya, con la prudencia mostrada en las líneas precedentes, habíamos redactado este capítulo y roto el consenso de una única Secuencia, Marqués, B. et al (1991) publican un minucioso trabajo que creemos poder usar y tal vez reinterpretar para hacer compatibles subsuelo y superficie.

El trabajo de referencia intenta correlacionar puntos distantes de las Plataforma y Cuenca del Oxfordiense del Sur de España. En él interpretan la presencia de seis discontinuidades sedimentarias (DIII a DVIII) entre 148 y 144,5 millones de años.

La discontinuidad basal DIII es interpretada como del Tipo II y calificada de "Complex Unconformity" (148,5 M.M años). Las discontinuidades DIV (148 M.Ma.) tipo IS, DV (147 M.Ma.) tipo MFS/DLS y DVI (146,5 M.Ma.) tipo II se reconocen como sutiles, difíciles de correlacionar y en cierto modo sustentadas casi exclusivamente en lagunas de Ammonoideos. Las discontinuidades DVII (146 M.Ma.) tipo T.S. y D.VIII (145,5 M.Ma.) tipo MFS/DLS suelen ir acompañadas de fenómenos sedimentológicos tales como: costra ferruginosa, capas de brechas, fragmentos de fauna, etc...

Si prescindimos de las poco fundamentadas consecuencias eustáticas o tectónicas que de estas discontinuidades se obtienen, creemos que el detallado trabajo de campo parece poder resumirse en que la llamada "Crisis Calloviense-Oxfordiense" se inicia con una cosmopolita ruptura compleja que podría estar representada por todas las sutiles tipo fauna condensada o ausente (DIV-DVI). Es decir, en los escasísimos metros de sedimento basales la ruptura DIII se manifiesta de diversas formas: condensación, ausencia, erosión, costra ferruginosa, etc... e incluye un período de tiempo de +/- 1,5 Millones de años. Las posteriores rupturas DVII,tipo "superficie transgresiva" y DVIII,tipo "techo depósitos transgresivos" que contienen sendos eventos ferruginosos vuelven a ser notables y un tanto regionales. La última (DVIII-144,5 M.Ma) es casi seguro la que todos consideramos límite Oxfordiense-Kimmeridgiense, zonas de Planula-Platynota.

Si no somos muy exigentes con las dataciones realizadas sobre depósito,en su mayoría tipo tempestita (Gómez J.J. com. verbal) y sobre las caracterizaciones que se hacen de las discontinuidades observadas, creemos poder adaptar nuestras observaciones de sondeo a la reciente nota bibliográfica e incluso a las observaciones realizadas en la Fm. Caliza de Esponjas de Yátova (Gómez, J.J. 1979).

Se entiende así que pese a todas las dificultades presentadas interpretemos la existencia de dos Secuencias de Depósito Oxfordienses S.L., si bien en la transversal que siempre construimos hemos dejado la posibilidad de una sola Secuencia Deposicional.

La fig 52, contruida específicamente para la Secuencia Deposicional del Dogger, incluía ya las Secuencias Oxfordienses y las modalidades de contacto con la siguiente Secuencia del Kimmeridgiense. Este tipo de gráficos son los que deben permitir la reconstrucción de las relaciones intersecuenciales con las que apoyamos la transversal final. Nótese en ésta que comentamos, la superposición del Episodio L S T del Kimmeridgiense en el segmento paleogeográfico interno (Ascoy/Alicante A-1) y su coincidencia con la Condensación de la o las Secuencias Oxfordienses (D.R.R.).

La fig 54 amplia la escala vertical e incluye nuevos aspectos:

1. Una mayor sección de la Secuencia J_7 (Kimmeridgiense-Portlandiense).

2. Observaciones de nuestros sufridos colegas residentes en pozo, y

3. El sondeo Carcelén-1.

La geometría de los sedimentos del Oxfordiense aparece así muy claramente representada: Menos de 25 m en total para el margen externo, Ledaña-G. Valencia B-1; de 50 a 75 m para la plataforma, Perenchiza-G. Valencia F-1 y extrema condensación en facies tipo Ammonítico Rosso en el posible pie de talud representado por Ascoy-Alicante A-1.

La caracterización interna de las dos posibles Secuencias del Oxfordiense, imágenes diagráficas, es solo factible en el segmento donde la condensación, sea del margen o interna, no es excesiva. De este segmento hemos ampliado aún mas la escala vertical de los sondeos seleccionados, los aparentemente mas internos. Con ellos se confeccionó la fig 55 en la que se incluye ya una posible adaptación de las discontinuidades sedimentarias de Marques, B et al (1991) y que ya no merece mas comentarios que los relativos a la interpretación de fenómenos de alteración tipo Kárstica basados en modelos mejor conocidos (Martínez, W. et al 1986) y la necesaria observación de que las descripciones de pozo pueden, por el conocido problemas del cálculo del tiempo de retorno a superficie (lag time), estar decaladas unos pocos metros. Es decir las costras y oolitos ferruginosos pueden estar donde se dibujaron o dos-tres metros decalados.

La correlación con los detallados trabajos de campo (Gómez J.J 1979) no es en sí muy fácil por la acusada convergencia de facies que caracteriza al Oxfordiense. A pesar de ello, podría interpretarse que los dos Episodios Regresivos J_{5R} y J_{6R} de la figuras 54 y 55 constituyen un conjunto de tempestitas que podíamos denominar Cal. de Esponjas de Yátova 1 y 2. (fig 56). Los dos Episodios Transgresivos podrían correlacionarse respectivamente con las retrabajadas Capas de oolitos de Arroyo Frío en su clásica matriz micrítica y margosa, y con las Calizas en capas finas con glauconita. En conjunto y como ya nos es habitual, los dos Episodios Transgresivos mantienen espesores individuales de entre 5 y 10 m y ambos representan el 5-10% del espesor total de los sedimentos del Oxfordiense.

¿Creeríamos a las líneas sísmicas capaces de individualizar estas Secuencias y Episodios? Razonablemente no, cultivemos entonces la interpretación de los sondeos.

Entre las dos Secuencias de Depósito que acabamos de describir, pueden establecerse delicadas diferencias:

- La discontinudad basal es mas aparatosa o evidente, hecho que no entendemos suficiente como para establecer jerarquías conceptuales.

- El primer Episodio Regresivo (J_{5R}) es mas espeso, casi tres veces mas que el segundo (J_{6R}). Tampoco es un criterio jerarquico.

- La correlación y geometría de las cuñas transgresivas (fig 54) parecen indicar que la Secuencia J_6 migra hacia cuenca con respecto a la previa J_5 (fig 56 bis) y es a su vez menos extensiva hacia el margen.

En otro orden de cosas, entendemos que ahora se nos podría preguntar el porqué hemos jerarquizado la ruptura basal J_6 como tal y no como una secuencia canalizada de esas frecuentes en las parasecuencias regresivas y que consideramos incoherentes. Los motivos son varios:

1. Observaciones detalladas de campo que pueden compatibilizarse con lo observado en sondeo.

2. Fiabilidad de las correlaciones pozo-pozo en función de la reiterativa imagen en una posición estratigráfica semejante.

3. Diferente y neta expresión de las secuencias genéticas o elementales observadas en los Episodios Regresivos J_5 y J_6 con este segmentador Episodio J_{6T}.

De todas formas y en espera de nuevos datos de campo, representamos las dos posibles interpretaciones: Secuencias de Depósito o secuencias genéticas.

Los acontecimientos de alta frecuencia, por muy sutiles o próximos que se produzcan, parece que pueden ser físicamente detectados por las diagrafías de pozo; mas concretamente, por un simple perfil de radiactividad natural. Lo decisivo para su interpretación es que sean reiterativos, que se repitan en muchos pozos y en posiciones estratigráficas semejantes. El problema no es entonces otro que el de selección de las "auténticas" discontinuidades que limitan Secuencias de Depósito cualquiera que sea la metodología empleada: subsuelo o superficie.

Por último, aprovechando la oportunidad brindada por la expresividad y brevedad del Episodio J_{5R} en los próximos sondeos de G. Valencia B-1, F-1, Perenchiza y Jaraco, se ha construido la fig 57 para mostrar la dificultad de interpretación en sondeo de las secuencias genéticas.

En la citada figura se observa como algunas secuencias genéticas, las basales de Perenchiza, Jaraco y Golfo de Valencia F-1 admiten una buena posibilidad de correlación, quizás también las superiores al pico de máxima arcillosidad, pero el problema de las truncaduras y condensaciones del tope de la parasecuencia regresiva y las limitaciones impuestas por la propia problemática del pozo: tectonización, contrastes, y buzamiento especialmente, hacen muy difícil este ejercicio.

Si estas secuencias de muy alta frecuencia responden genéticamente a los llamados ciclos de Milankovicht, el sondeo Golfo de Valencia F-1 no presenta truncaduras a techo y el intervalo considerado equivale al propuesto por las dataciones de Marques, B. et al (1991), tendríamos aproximadamente 17 secuencias en 1 M.M. de años. Este ritmo parece relativamente rápido para los propuestos ciclos orbitales de Milankovicht de +/- 50.000 años.

No cabe duda que estas Secuencias J_5 y J_6 deberían ser consideradas como Secuencias de 2° orden ($J_{5.1}$ y $J_{5.2}$). En realidad así lo creo, pero como fueron las primeras Secuencias de Alta Frecuencia que encontré y me convencieron, separarlas como J_5 y J_6 es una especie de recuerdo obligado. De cualquier forma y desde un estricto punto de vista secuencial, cada Sec. de Depósito independiente es un ente propio. Las agrupaciones de Secuencias que representan los Supercíclos de 1er y 2° orden de B.U. Haq o nuestras anteriores J_3 y J_4 no son mas que un intento de subdivisiones y esquematizaciones de la escala estratigráfica sin razonables conceptos de control.

La figura 55a. es una limpia correlación de los cuatro sondeos mas próximos al área de las columnas de campo de Chelva, Peña de Dios, Xot de Chera, Siete Aguas, Higueruelas, Oset, Alcublas y Arroyo Picastre de J.J. Gómez 1979 (fig 56 a). Columnas de superficie con las que intentamos correlacionar-comprobar nuestras observaciones de pozo.

El problema es aún más delicado que para el caso del Dogger y ello simple y sencillamente por una mayor convergencia de facies entre las Secuencias J_5 y J_6 y por la extrema delgadez de las calizas arcillosas que se corresponden con los Episodios Transgresivos. A pesar de ello, las columnas de campo muestran una mayor proporción de litologías nodulosas y margosas en el tramo superior de la Fm. Yatova y ello es lo que también puede observarse en las diagrafías de pozo. Yatova-1 y Yatova-2 (fig 56) creo serían dos ajustadas nomenclaturas para las Secuencias de Depósito J_5 y J_6.

Secuencias de Depósito J_7 (Kimmeridgiense-Portlandiense) ($J_{7.1}$ y $J_{7.2}$)

Los trabajos de campo en Béticas, Ibéricas y Costero Catalana muestran un evidente acuerdo en la caracterización de dos discontinuidades sedimentarias mayores que podrían ser situadas en el Kimmeridgiense Inf. y en el Titónico.

Así pues y a pesar del problema que representa fijar la edad de una ruptura sedimentaria a lo largo de su área de realización, diacronismo de los sedimentos que la enmarcan, la Secuencia J_7 parece comprender la casi totalidad del Kimmeridgiense y parte del Portlandiense.

En el margen externo representado por el segmento que ocupan los sondeos de Ledaña, G. Valencia B-1, Carcelén, Jaraco, Perenchiza y G. de Valencia F-1 estan únicamente representados los Episodios T y R (fig 58), mientras que la plataforma interna-talud que se corresponde con el segmento definido por los sondeos de Sª Larga, Socovos-2, Ibiza Marino, Ascoy y Río Segura, muestra la presencia de un Episodio de Bajo Nivel (RR).

El primer segmento correspondería al Prebético Ext. e Ibérica y este segundo delimitaría lo que se conoce como Prebético Interno, Meridional o Prebético de Alicante (Azema, J. 1965). Obsérvese que Ascoy-1 es un sondeo realizado a escasos kilómetros al Norte del frente Subbético y que Rio Segura G-1 penetra el autóctono al Sur del citado frente. De otra parte, la posición de Ibiza Marino A-1, en las aguas profundas del Golfo de Valencia y mas cercano al Archipielago Balear que a la costa del Levante peninsular, es un claro punto de referencia que, dada la constancia de facies observada, nos habla de la continuidad de las plataformas Bética e Ibérica durante el Jurásico Sup. que describimos.

Sobre la plataforma interna se identifica la cuña sedimentaria, aun delgada, de un Episodio de bajo nivel (R.R.) a la vez que se observa un incremento brutal de los espesores del Episodio de alto nivel (R). Se pasa en este último de los 60-200 m del sector externo a los mas de 1000 m de Ibiza Marino A-1 y Ascoy y ello sin cambios notables en las facies carbonáticas de plataforma. El paso al talud establece una marcada reducción de potencias y sensibles cambios de facies (figs 58 y 59).

Esta reducción de espesores y cambios de facies provoca una incertidumbre en la posición paleogeográfica que asignemos al sondeo Alicante A-1. Este podría corresponder tanto a la cuña marginal del Episodio R.R como a su conceptual adelgazamiento hacia cuenca. El espesor considerable del Episodio transgresivo (T) y la extrema delgadez del Episodio regresivo (R.R) no encajan con los mínimos espesores observados para el Episodio regresivo superior (R). Creemos que su localización correcta es la de cuenca de Episodio bajo nivel, tanto por las observaciones anteriores como por la naturaleza del contacto superior del Episodio de alto nivel; un contacto demasiado brusco. De todas formas, conviene recordar el ya comentado sistema de fallas del entorno de Alicante A-1.

En las figuras 58 y 59 se han señalado una multitud de pequeñas secuencias del tipo grano decreciente observadas en los Episodios regresivos R y RR. Se ha hecho así para volver a insistir en el espectacular problema que representan los posibles acontecimientos de alta frecuencia y que mas tarde permitirán la segregación de un mínimo de dos Sec. de Depósito y la posibilidad de cuatro.

El Episodio de bajo nivel tipo S.M.W o L.S.W se reconoce en Ascoy-1 sobre una costra ferruginosa presente a techo de la Caliza de Esponjas que allí hemos considerado afectada por una fuerte condensación, y finalmente, en Alicante A-1 sobre facies tipo Caliza de Esponjas muy semejantes a las de Ascoy-1.

La extremidad de esta cuña regresiva no puede ser controlada por la falta de penetración del sondeo Ibiza Marino A-1, por el paso mediante falla de crecimiento del Kimmeridgiense al Keuper en el sondeo Socovos-2 y finalmente, por las repeticiones tectónicas que afectan en profundidad al anticlinal de Sª Larga-1 y que dificultan la interpretación del sondeo.

El espesor, la buena correlación y las facies de este Episodio RR y del fosilizante Episodio T nos indican una excelente aproximación al modelo conceptual de P.R. Vail: Un Episodio S.M.W o L.S.W se deposita en paleogeografías externas y como tal es siempre de facies marinas distales a profundas y es fosilizado por un Episodio transgresivo de facies distales.

Un Episodio de este tipo es conceptualmente correlativo con una discordancia erosiva y destructiva del margen emergido y plataformas aledañas. Podría decirse que a mayor penetración erosiva, mayor espesor de sedimentos L S T cabría esperar. Si atendemos entonces a las observaciones realizadas sobre esta plataforma, podemos pensar que el Episodio que describimos no es correlativo con una discordancia fuertemente erosiva, al menos, sobre gran parte de la previa plataforma que representan las Calizas de Esponjas del Oxfordiense.

Sobre el margen extremo, situaciones de Kimmeridgiense directamente apoyado sobre dolomías atribuidas al Dogger son descritas en la Ibérica y en el Prebético. De todas formas, el problema real de estas observaciones es determinar cuanto de estos hiatos es deposicional y cuanto erosivo.

De todas formas, dada la delgadez de los sedimentos del Oxfordiense, el escaso hiato reconocido en las faunas de Ammonoideos y la continuidad de la costra ferruginosa que adorna el contacto Oxfordiense-Kimmeridgiense parecen indicarnos que esta discordancia, conceptualmente erosiva, no alcanzó la mayor parte de la plataforma submarina del Oxfordiense. A pesar de estas indicaciones e interpretaciones no es nada fácil establecer cuando una bajada relativa del nivel marino es del tipo I o del tipo II. ¿Donde está la frontera entre unas y otras?

Sea en épocas, digamos transgresivas o regresivas, entendidas estas como resultado final de eustasia y subsidencia, el continente emergido está siempre sometido a erosión. La magnitud de la misma dependerá principalmente de la morfología o topografía del área emergida, del clima, de la actividad tectónica como elemento generador de relieve, de la cubierta vegetal, etc... Son pues demasiados factores para que únicamente valoremos una discordancia erosiva, su magnitud, en base a un evento eustático.

Es evidente que una caida del nivel marino significa un aumento de la superficie emergida, en consecuencia de una mayor área con potencialidad de erosión. Este incremento de área no necesariamente significa un mayor ritmo o potencia erosiva, ésta vendrá realmente impuesta por otras condiciones que no forzosamente han de cambiar por la bajada del nivel marino. Se nos ocurren, entre otras posibles, las siguientes: Topografía previa, actividad tectónica, clima, cubierta vegetal, naturaleza resistente o blanda del sustrato y finalmente, el tiempo de actividad erosiva.

En los tres sondeos donde ha sido atravesado, la composición litológica de este Episodio J_{7RR} es muy similar: calizas micríticas, margo-calizas y margas o arcillas en mayor proporción en la base. Su correlación con alguna de las Unidades Litoestratigráficas o Formaciones de los márgenes aflorantes es practicamente imposible,pues sólo por criterios nada seguros como contenido litológico o posición paleogeográfica podríamos intentarlo. Por litología podría corresponderse con la fm. Ascla del Maestrazgo (Salas, R. 1985), pero tendríamos que admitir que dicha Formación no corresponde con un depósito de rampa distalmente acentuada tal y como ha sido interpretada en el Maestrazgo. Por posición paleogeográfica la correlación posible se establecería con la parte inferior de la Bética Fm. Miravetes (Rey, J.).

El Episodio transgresivo J_{7T} se reconoce desde el sondeo mas externo al mas interno, ya sea sobre las Calizas de Esponjas o sobre el previo Episodio R.R (figs 58 y 59). Su geometría y facies se ajusta muy bien al concepto de los T S T de P.R. Vail 1987, y difiere del mismo en lo que ya hemos observado y expresado con anterioridad, nos referimos a la distribución de espesores de la cuña transgresiva.

Los Episodios transgresivos son tan delgados que en las líneas sísmicas están incluidos en una decena de milisegundos tiempo doble. De hecho, lo que normalmente se alcanza a ver en las líneas sísmicas es la superficie de transgresión y el downlap del Episodio siguiente tipo H S T, que progresivamente fosiliza el techo de los depósitos transgresivos condensados en las paleogeografías distales y desarrollados en posiciones proximales. Las imágenes sísmicas no son correlativas con el conocido dibujo de P.R. Vail y sí con esta congénita delgadez de los Tracts transgresivos que reiteradamente observamos.

El Episodio transgresivo J_{7T} está constituido por calizas micríticas y margas de tonalidades grises a verdosas. En el sondeo Jaraco-1 incluye, a techo, pequeños niveles de calizas arenosas.

Cuando se alcanza el punto t.d.t., de paso al Episodio regresivo siguiente, muchos sondeos siguen mostrando altas proporciones de niveles arcillosos o margosos. Estas observaciones no permiten una fina correlación con las Unidades o Formaciones,formal o informalmente,definidas en los afloramientos de Bética e Ibérica Levantina (SEPE 1969 y Gómez J.J. 1979) puesto que no podemos separar netamente la fm. Margas de Xot de Chera de los términos distales de la fm. Ritmita calcárea de Loriguilla.

Si atendemos a los espesores descritos para la Fm. Xot de Chera, mucho mayores que los relativos al Episodio transgresivo de los sondeos y dado que Xot de Chera y Loriguilla estan relacionadas por un tránsito gradual (Gómez, J.J. 1979), diríamos que las citadas formaciones pertenecen al Episodio regresivo siguiente y representan facies distales y proximales superpuestas por la progradación.

El Episodio transgresivo estaría entonces representado por los delgados niveles de "Calizas con Glauconita" que en ocasiones diferencia en la Ibérica Levantina J.J. Gómez.

La Secuencia de Depósito J_7 culmina con un interesante y complejo Episodio regresivo del tipo H S T (R). Las figuras 59 y 60 muestran la distribución espacial, espesores y facies que pueden observarse a lo largo de la transversal Ledaña-Río Segura. Es así muy notorio el incremento gradual de espesor del segmento externo al interno que es acompañado por una aparente buena conservación de las litofacies que lo integran: Xot de Chera-Ritmita de Loriguilla, Calizas de Higueruelas (Gómez, J.J. 1979) y Calizas arenosas del techo.

A partir de sus máximos espesores, entre 1000 y 1200 m en Ibiza Marino A-1 y Ascoy-1 que marcarían el borde de la plataforma, el Episodio cambia a litofacies mas arcillosas y adelgaza sensiblemente, en Alicante A-1. Se interpreta

así la llegada a la base del talud deposicional del mismo (fig 60) que señala la desaparición de las facies con Oncolitos. Estas facies internas deben estar igualmente incluídas en la ya utilizada Fm. Miravetes, posible cajón de sastre de facies internas de varias e independientes Secuencias de Depósito.

Desde el margen al mas interno, sector el Episodio regresivo J_{7R}, muestra la presencia de numerosas secuencias grano decrecientes (figs 58 y 59). La mayor parte de estas minisecuencias se localizan a techo de los paquetes carbonatados que en el segmento externo culminan las secuencias genéticas de colmatación. En numerosas ocasiones estas secuencias definen litologías detríticas, sean areniscas con cemento silíceo, sean calizas con gruesos clastos.

En el borde interno, que individualizan Ibiza Marino A-1 y Ascoy-1, las minisecuencias tipo inundación o canalización son igualmente visibles, pero no contienen cuarzo detrítico.

La interpretación mas esquemática, simple y fácil que puede hacerse de esta distribución de secuencias y detríticos es que en el margen se corresponden con facies canalizadas, posiblemente mareales, en el techo de las secuencias genéticas mas somerizantes; el segmento medio-interno no es alcanzado por los detríticos procedentes del continente pero sí por corrientes marinas tractivas que generan secuencias canalizadas en el fango carbonatado. Sea por estas corrientes o por clásicos cañones submarinos los detríticos vuelven a alcanzar el segmento talud-cuenca en donde parecen estar organizados como turbiditas de tipo efímero.

Lo lógico es sin embargo tratar los acontecimientos de alta frecuencia con el mismo criterio interpretativo con el que se trata a los de baja. Genéticamente unos y otros pueden ser diferentes, pero el resultado estratigráfico debe ser muy semejante, si no el mismo. Por tanto de ser reiterativos y correlacionables, deben significar la existencia de nuevas Sec. de Depósito.

Si es que las diferentes causas genéticas que para los ciclos de 1er, 2°, 3°, 4°, 5° y hasta 6° orden se invocan, hacen que los de alta y muy alta frecuencia sean muy limitados en el espacio y el tiempo, incluso a nivel de cuenca, puede ocurrirnos que no estén o los advirtamos en todas las paleogeografías de la cuenca, pero esto no es lo mismo que ignorarlos porque no son cosmopolitas.

¿Hasta donde de lejos debemos llegar? Sin duda que cuanto mas mejor, pero el problema siempre al final resulta ser el mismo: Marcar la frontera entre lo que puede sustentarse con datos, creíble, y lo que es, por el momento, solo imaginable. En la historia del progreso geológico numerosas veces lo imaginable fue por delante de lo demostrable, Wegener por ejemplo, pero en realidad no sirvió para nada hasta que muchos años después fué posible demostrarlo y comprenderlo. En muchísimas más ocasiones lo imaginable solo sirvió para perder tiempos y esfuerzos en discusiones mas personalistas que científicas, teorías orogénicas por ejemplo.

Así pues, las pequeñas "secuencias transgresivas" que podemos interpretar como canalizadas no correlacionables nos abren una vez mas las puertas a la problemática realidad de la alta frecuencia si las encontramos justificadamente correlacionables.

El Episodio regresivo J_{7R} culmina en litofacies gravelosas, oolíticas y en ocasiones arenosas (Fm. Cabañas, fig 60) que en los sondeos de Ibiza Marino, G. de Valencia F-1 y Ascoy-1 contienen microfaunas del tipo: Kurnubia palastiniensis, Everticyclamarina virguliana, Anchispirocyclina lusitanica y Clypeina jurassica que parecen indicar una edad Kimmeridgiense Sup-Portlandiense Inf. En Ascoy-1 estas litofacies están culminadas por una costra ferruginosa que identificamos así con la discontinuidad del Portlandiense detectada en muchas áreas del margen Bético, Ibérico y Costero Catalán.

La figura 60 que sintetiza la reconstruida transversal paleogeográfica incluye en su representación esquemática el dispositivo deposicional de las Secuencias de Depósito J_4, J_5 y J_6 previas. Es el primer dibujo donde se realiza este tipo de representación con objeto de introducirnos a la problemática del apilamiento de las Secuencias de Depósito en la construcción de un margen.

Por si sola, esta figura 60 muestra que la distribución de facies que podemos reconstruir con un único S. Tract H.S.T. es un tanto extraña o anormal: Dos niveles de alta energía con Oncolitos y una cuña clástica que habría que admitir como producto de un "by passing" de detríticos desde el margen a la plataforma.

Estos comentarios constituyen en si mismos una receta metodológica que hemos relegado hasta aquí para hacerla coincidir con un ejemplo. La receta es tan simple como pensar que cuando muchos cambios de facies entran en la reconstrucción, es muy probable que tal reconstrucción está obviando alguna Sec. de Depósito.

La figura 59a. presenta la base diagráfica y litológica que permite la segregación de dos nuevas Secuencias ($J_{7.1}$ y $J_{7.2}$) y abre la puerta a la posibilidad de otras (líneas de puntos) en el S. Tract H S T de $J_{7.1}$ en los sondeos de Carcelén, G. Valencia F-1 y Perenchiza.

La figura no merece mas comentarios si no es porque en ella aplicamos por primera vez el criterio de identificación de S. Tract tipo SMW que dibujamos en la figura 18 bis de la introducción metodológica.

Los sondeos de Jaraco y Perenchiza son contrastados (fig 59 b) con las columnas de Villar de Oset e Higueruelas de J.J.Gómez 1979. Las superficies ferruginosas, niveles de oncolitos, areniscas, biocalcarenitas y demás observaciones, que en ellas se destacan, permiten un intento de correlación con las Sec. de Depósito $J_{7.1}$ y $J_{7.2}$. La mayor dificultad de esta interpretación radica en la correlación de las dos costras ferruginosas con las tres discontinuidades posibles: Tope del H.S.T., superficie transgresiva y superficie de inundación máxima.

La figura 60a. representa un esquema de la totalidad de la Secuencia de 1er orden J_7, las probables correlaciones subsuelo-superficie de las Secuencias de 2° orden $J_{7.1}$ y $J_{7.2}$, y finalmente la posibilidad que resultaría, si creyesemos suficientemente firme, la posible correlación que fué indicada con líneas de puntos.

Secuencia de Depósito J_8 (Portlandiense)

De un modo generalizado, ante todo en las paleogeografías externas, la Secuencia de Depósito J_8 representa la brusca aparición de las facies carbonatadas de agua dulce o salobre,que tradicionalmente han constituido las facies pürbeck. También de forma generalizada, las paleogeografías internas caracterizan la aparición de espesas secuencias sedimentarias de tipo turbidítico.

Nueve sondeos representados en las figs 61 y 62 han cortado, con espesor suficiente como para garantizar la interpretación, la Secuencia que empezamos a describir.

Ante todo, queremos adelantar, que los mayores problemas surgidos en ella,radican en la identificación de la discontinuidad del techo en el margen externo. Un viejo problema, separación de pürbeck y weald, resistente a cualquier metodología. Otro problema radica en la identificación o no de rellenos erosivos tipo "incised valley" de P.R.Vail en algunos de los sondeos del margen muy externo. Por lo demás, la interpretación de los tres episodios que integran la Secuencia de Depósito, no ofrece dificultad alguna.

Los nueve sondeos que conforman la transversal que,ya nos es familiar, muestran un muy aceptable nivel de correlación que es además controlado por revisiones micropaleontológicas, en especial, realizadas en los sondeos de Ascoy-1, Golfo de Valencia F-1 y Sª Larga-1. Del conjunto de datos se desprende la individualización de tres Episodios que conformarían una Secuencia de Depósito completa, uno inferior (R.R), que en esta ocasión creemos correspondería con un clásico episodio destructivo del margen, tipo L S W y que está solo presente en las paleogeografías internas, uno de tipo transgresivo reconocido en toda la transversal T S T (T) y finalmente uno de tipo H S T (R) que es el que muestra los mas drásticos cambios de facies y de espesores.

Desde el punto de vista geométrico la Secuencia se adapta perfectamente al diagrama y conceptos de P.R.Vail (1988), si bien, es preciso de nuevo indicar la extrema delgadez del Episodio trasgresivo y en este caso la también desproporción existente entre el Episodio L S T y el Episodio H S T.

La correlación con los afloramientos y Unidades Litoestratigráficas en ellos definidas es bastante difícil o difusa. Un intento, a modo de orientación, podría establecerse con la formación Miravetes para facies marinas y con la formación Sª del Pozo (López Garrido 1971) para facies tipo pürbeck. Con respecto a ésta última sorprende un poco la diferencia de espesores contrastados, pero la lejanía del área de definición (Sª de Cazorla) y la actividad distensiva sinsedimentaria, que conocemos por sondeos y líneas sísmicas, pueden ser razones suficientes para comprender estas visibles diferencias.

El Episodio inicial tipo R.R. es posible identificarlo en facies marinas desde las posiciones de Socovos-2/Sª Larga-1 hasta Alicante A-1. Este último sondeo controla los mínimos espesores y una muy posible condensación de cuenca del Episodio Transgresivo.

Este Episodio regresivo alcanza su mayor desarrollo vertical en Río Segura G-1 y muestra en él una conceptual y clásica distribución de facies para este tipo de episodios: B.F.F., S.F.C. y P.C. Creemos que es así posible situar Río Segura G-1 en el talud progradacional del L S T en cuestión.

El tramo más basal, está constituido por una muy fina alternancia de arcillas y calizas arcillosas y detríticas. Algunas secuencias granodecrecientes y otras de base muy escarpada pueden, sin duda, interpretarse como relativas a un sistema turbidítico en el que predominan las facies distales. Sólo de vez en cuando pueden interpretarse depósitos de lóbulo y pequeños canales, ambos en facies igualmente distales. Desde ahí al techo del Episodio se observa la clásica superposición de secuencias grano y en ocasiones estratocrecientes que culminan en paquetes limpios de arcilla que atribuimos a los depósitos mas someros de la megasecuencia, las facies de topset de una plataforma interna tipo Prograding Complex (P.C.).

Los sondeos mas externos, Ascoy-1, Sª Larga-1, Socovos-2, muestran una gradual y progresiva reducción de espesor que es acompañada de la única presencia de facies tipo foreset proximal, según se asciende en la vertical (figs 61 y 62).

En el margen externo, los sondeos de Perenchiza-1 y Carcelén-1 muestran, entre la discontinuidad basal y la pequeña secuencia granodecreciente del episodio transgresivo siguiente, un visible nivel arcilloso de problemática interpretación. ¿Son estos los rellenos en los "incised valley" generados en la bajada del nivel marino? Si así fuese, por casualidad, habríamos cazado los depósitos continentales equivalentes al Episodio tipo R.R. (L S T) que acabamos de describir en facies marinas.

Si esta interpretación se acepta, hay que aceptar una muy elevada rugosidad-relleno en la discordancia correlativa del Episodio de bajo nivel, pues, si obviamos los factores casuales, el que sean reconocidos en dos de cuatro puntos revelarían una alta densidad de los mismos. Mas aún cuando conceptualmente se corresponden con tiempos de erosión, no de depósito: Excavación del sistema fluvial sobre el continente emergido e incluso sobre la aledaña plataforma marina.

¿Cuando entonces se rellenan estas rugosidades de la discordancia? Es evidente que un período erosivo genera oportunidades de depósito principalmente proporcionadas por la sinuosidad del sistema canalizado, paleorrelieves del fondo, fracturas sinsedimentarias etc... pero se nos antojan demasiadas para haber sido reconocidas en dos de las cuatro posibilidades que representan la puntual vertical de un sondeo. Asi las cosas, parece mas probable que estos breves depósitos arcillosos se correspondan con paleosuelos generados tanto durante la etapa erosiva o de bajada relativa del nivel marino como durante el ascenso siguiente del mismo, antes de que el extensivo onlap costero fosilice con sus depósitos transgresivos las áreas emergidas.

Esta concepción parecería acorde con la profusión con que aparecen estos pequeños rellenos en muchas notas sedimentológicas publicadas en los dos-tres últimos años, aunque también puede pensarse que la actual moda, "obliga" a encontrar e interpretar este tipo de depósitos sedimentarios tal y como se ha descrito: Correlativos con los "incised valley" de P.R.Vail.

El Episodio transgresivo de J_8-C_0 está representado a lo largo de toda la transversal de sondeos. Sus variaciones de espesor son conceptualmente correctas y no merecen comentarios accesorios, sus variaciones de facies son mas interesantes de observar. En el margen externo está constituido por calizas, areniscas y arcillas de facies pürbeck. En el segmento paleográficamente interno lo conforman calizas y margas en facies marinas, probablemente muy someras, pero realmente marinas. Entre ambos diferenciados segmentos, se encuentra una zona probablemente mixta en la que a las facies tipo pürbeck se superponen las marinas. Aunque no hay muchas revisiones micropaleontológicas de los sondeos, las pocas existentes (Ascoy-1 y Socovos-2) y las descripciones de pozo, permiten interpretarlo así.

Esta posibilidad y, ante todo, el hecho de su existencia sobre el episodio regresivo anterior, en toda su longitud, y sólo condensado en Alicante A-1, 25 m en Ascoy-1 y 25 m en Río Segura G-1, parece poner de manifiesto que el Episodio o "tract" regresivo anterior casi llegó a colmatar la morfología final, plataforma-talud-cuenca de la Secuencia J_7 (Kimm-Portlandiense), al menos en el segmento paleogeográfico mas interno que alcanzan nuestros sondeos (fig 63). Dicho de otra forma, la penetración erosiva de la discordancia correlativa con el Episodio inferior tipo I. S T (R.R.) no alcanzó el talud inferior deposicional que había creado el episodio tipo H S T del Kimmeridgiense-Portlandes (J_{7R}).

El problema principal en este tipo de ejercicio, que pretende obtener ideas sobre la magnitud de la bajada relativa del nivel marino, es establecer si toda la erosión que podríamos cuantificar con el análisis batimétrico de las facies que la fosilizan es de tipo subaereo o submarino. Si aceptamos la presencia de erosión submarina, el nivel marino en su momento de máximo descenso relativo, es incalculable.Agreguemos que el concurso de buenas líneas sísmicas no será definitivo, pues en ellas no es nada fácil distinguir cuando una superficie erosiva pasa de subaérea a submarina.

A modo de guía introductiva, y en base a observaciones personales en numerosas cuencas sedimentarias a las que mi profesión me llevó, podríamos agregar la siguiente idea:

Las superficies erosivas subaereas suelen ser poco abruptas en sentido vertical y muy rugosas en la horizontal. Por el contrario, las superficies erosivas submarinas, localizadas preferencialmente en los taludes deposicionales previos, suelen ser poco rugosas en la horizontal y muy abruptas en sus formas de erosión. Esta última morfología es la clásica de los cañones entallados en la plataforma y talud; cabecera de los depósitos turbidíticos.

Muchos otros procesos erosivos tales como corrientes tractivas, de deriva, litorales, etc... pueden actuar sobre las plataformas submarinas, pero sus efectos no son fácilmente diferenciables de las subáereas. Nos inclinaríamos así por asimilar los "incised valley", esta es nuestra experiencia, con la penetrativa cabecera de los abanicos y sistemas turbidíticos. Su relleno y fosilización será preferencialmente marino, pues nunca han estado ausentes del medio marino un tanto profundo.

Estos comentarios, mejor reflexiones en voz alta, completan las incertidumbres mostradas cuando se describían las extrañas secuencias observadas en el margen externo en los sondeos de Carcelén-1 y Perenchiza-1, y el porqué de su calificación de probables paleosuelos.

Finalmente añadamos que superficies erosivas, muy semejantes a las del área de alimentación de los complejos turbidíticos, son también producidas en las plataformas marinas alcanzadas por frentes glaciares. Al menos así hemos interpretado algunos muy regionales y vistosos cañones y canales del Carbonífero de Bolivia. Con lo que el problema de los conceptuales y sísmicos "incised valley" se complica aún mas.

Tratar de valorar el tiempo en el cual se ha generado la superficie de transgresión, es decir, la duración del episodio de descenso es de nuevo un problema arduo de resolver, pero en nuestra opinión, menos difícil, si existe un buen control faunístico de los sedimentos del episodio I. S T o S M W (R.R.), que el de calcular la magnitud física del mismo. En nuestro caso, solo podemos agregar que en el sondeo Ascoy-1 este episodio incluye microfaunas tales como: Anchispirocyclina lusitánica y Clypeina jurassica que no parecen suficientemente finas como para establecer una precisa cronología.

La Secuencia de Depósito J_8 se completa por un Episodio tipo H S T (R) que muestra una distribución de espesores y facies a las que ya nos hemos acostumbrado y que necesitan pocos comentarios aclaratorios:

- Las facies tipo pürbeck del margen externo se hacen progresivamente más marinas y alcanzan su máxima potencia y expresividad litológica en Río Segura G-1.

- El borde interno parece casi exclusivamente constituido por un cinturón siliciclástico y carbonatado relativo a la espesa parasecuencia progradante de Rio Segura G-1. En este pozo, la megasecuencia progradante puede subdividirse en una diferenciación vertical muy clásica:

  - Turbiditas calcáreas y detríticas (5085-5000 m).
  - Talud distal y medio, talud proximal (5000 - 4500 m).
  - Facies de "top set" entre 4500 y 4370 m de profundidad en el sondeo.

Una observación que merece la pena comentar es la presencia de depósitos turbidíticos en un Episodio tipo H S T, en los que conceptualmente P.R.Vail no los incluye.Como ya lo habíamos expresado repetidas veces, no insistiremos mas en ella.

La correlación con la fm. Miravetes, en parte, en las paleogeografías internas, y con la fm. Sierra del Pozo, también en parte, en los sectores externos, es la única que por el momento puede establecerse (fig 63).

Una observación final es la relativa a la práctica total ausencia de secuencias elementales tipo transgresivo en todo el segmento paleogeográfico interno.Si se observa con detenimiento la figura 62 y se buscan en ella respuestas diagráficas que indiquen interrupciones, pausas y erosiones ligadas a depósitos transgresivos que pudiesen corresponderse con nuevas Secuencias de Depósito, sería muy difícil hallarlas en las parasecuencias regresivas de Ascoy, Sª Larga, Socovos-2 y Alicante A-1, y quizás posible en Carcelén y Salobral. Pensamos así que estas últimas lo que realmente reflejan es el sistema canalizado del margen. También podría pensarse que en estos sondeos del margen, las facies arcillosas y detríticas,atribuidas al Portlandiense-Titónico,pertenecen todavía al Kimmeridgiense (J_7). Este comentario refleja una vez más los problemas derivados de la condensación y convergencia de facies que caracterizan los márgenes de depósito. En ellos, las diagrfías de pozo deben tomarse con tanta cautela como las simples observaciones litológicas. Si hemos atribuido a la Secuencia Port-Titónico estas facies,es por la extensividad hacia el margen del Episodio L S T y por el brusco contraste que representan las arcillas basales que hemos indicado como paleosuelos o rellenos tipo paleocauce (valles incisos).

Secuencias de Depósito (Portlandiense-Valaginiense Inf.) J_9- C_{01} y J_9-C_{02}

En los sondeos mas meridionales de la plataforma del Prebético puede independizarse una nueva y completa Secuencia Deposicional que está comprendida entre la conocida discontinuidad sedimentaria del Valanginiense y otra peor caracterizada del Portlandiense o Berriasiense.

Esta Secuencia J_9-C_0 parece limitada a este borde del Prebético, sondeos de Socovos, Sª Larga, Azcoy, Río Segura y Alicante, pues desde ellos al margen no es posible separarla o identificarla de la anterior Secuencia J_8. Esta observación quiere indicar que la imposible separación no excluye su existencia como niveles muy delgados e inexpresivos de las facies pürbeck, que han sido asignadas en los sondeos del margen (Salobral, Carcelén, Perenchiza, etc...) al H S T de la anterior Secuencia J_8 (Portlandiense-Titónico). Es una vez mas la expresión de la dificultad de interpretación que significa la condensación de margen o cuenca, que es agravada, en este caso, por el excesivo paréntesis de observación paleogeográfica que representan el espacio carente de datos entre ambos grupos de sondeos.

En la limitada transversal Socovos-Alicante en la que la Secuencia puede independizarse, (figs 61 y 64), dibuja un clásico y conceptual dispositivo: Episodios T S T y H S T en los sondeos más externos y la aparición de un "System Tract" tipo L S T (RR) en los sondeos más internos o meridionales sondeos.

Desde el punto de vista bioestratigráfico lo mas sobresaliente consiste en la Superposición de facies con Callpionella, Callpionellopsis y Nannoconus, características de esta Secuencia, a las de Anchispirocyclina y Clypeina dela Secuencia anterior.

El Episodio de Nivel Bajo está constituido por margo-calizas y calizas en ocasiones muy detríticas que alcanzan su desarrollo máximo en el sondeo Río Segura G-1. Son facies profundas de aspecto turbidítico que culminan en un Prograding Complex (P.C) de calizas arcillosas y arenosas. En este sondeo, fallas normales tipo listrico escamotean el tramo mas alto de este Episodio L S T.

El Episodio Transgresivo (T S T) es observado en los cinco sondeos (fig 64) y mantiene una distribución de espesores y facies muy acorde con el conceptual dibujo de P.R. Vail, si bien puede hacerse notar que la condensación de cuenca no es todavía alcanzada en la posición distal que ocuparía Alicante A-1.

En las paleogeografías mas proximales de Socovos, Sª Larga y Azcoy, este T S T está conformado por calizas arcillosas con algunos niveles arenosos o incluso microconglomeráticos. En el segmento mas distal pasan a ser finas calizas micríticas con una elevada proporción de interbancos arcillosos.

El Episodio de Nivel Alto (R) con el que finaliza esta secuencia es bastante isopaco (200 m) en Socovos-Azcoy, espesa brutalmente en Río Segura G-1 (>2250 m) y se adelgaza rápidamente en Alicante A-1 (<100 m). La actividad distensiva sinsedimentaria del entorno de Río Segura G-1, que ya hemos comentado repetidamente, y su probable posición en el borde de la plataforma de este Episodio, explican esta distribución de espesores (fig 65).

La parasecuencia tipo H S T comienza con calizas y margas glauconíticas que culminan en calizas arenosas y areniscas con ocasionales niveles oolíticos. En Azcoy y Río Segura las facies turbidíticas basales son fácilmente identificables y en este último sondeo llegan a estar representadas sobre mas de 1000 m de sección. En Alicante A-1, aún más meridional y lógicamente distal, los detríticos llegan a prácticamente desaparecer.

La totalidad de la Secuencia J_9 -C_0 debe correlacionar con la parte superior de la Fm. Sª del Pozo y quizás en sus términos mas distales con la Fm. Toril.

Aparte del problema que representa su individualización en el margen, las Secuencias J_9-C_0 y J_8 son aquellas que mejor muestran la posición paleogeográfica de los sondeos Río Segura y Alicante A-1 y ponen de manifiesto la latitud que ocupaban los taludes progradacionales de las últimas fases de la plataforma del Jurásico que hemos tratado de visualizar.

Como en anteriores ocasiones, el espeso S. Tract tipo H S T del sondeo Río Segura G-1 no deja de ser un tanto llamativo y es, en sí mismo, motivo suficiente para abordar el intento de búsqueda de Secuencias de Alta Frecuencia.

La figura 64 a muestra este intento y la posibilidad que a ello abre una correlación bastante fiable que es además apoyada por la superposición de facies de Nannoconus y Calpionellas sobre facies con Anchispirocyclina y Clypeina (fig 65 a).

Las Secuencias J_9-$C_{0\text{-}1}$ y $J_9C_{0\text{-}2}$ constarían de los tres S. Tract conceptuales, si bien el más joven de ellos lo creemos del tipo S M W : Espesores y aspecto antes comentado de su expresión en el log G. Ray. Las formaciones Sª del Pozo y Toril podrían ser las equivalentes de superficie a ambas Secuencias de 2º orden.

CONSTRUCCIÓN DE LA PLATAFORMA Y CUENCA

El trabajo sobre las diagrafías de pozo, las descripciones litológicas, las microfaunas y la identificación y correlación con las principales discontinuidades sedimentarias descritas en los afloramientos del margen y cuenca del Jurásico, ha permitido aislar e interpretar el contenido estratigráfico de 16 Secuencias de Depósito comprendidas entre el Rhetiense y el Valanginiense Inf.

Las Secuencias de Depósito son unas veces completas, Prebético Interno, y otras incompletas, Prebético Externo. Admitir la calificación de incompletas significa admitir que las Secuencias Deposicionales comprenden siempre tres Episodios o "Tracts": L SW o S M W, T S T y H S T.

Sin discutir, por el momento, esta cíclica sucesión de Episodios, regresivo-transgresivo-regresivo, ciertos problemas de identificación nos han obligado a introducir una prudente nomenclatura que esquematizamos como sigue:

- Episodio RR. (L S W o S M W)

  Megasecuencia o parasecuencia regresiva depositada en paleogeografías internas. Es siempre restrictiva respecto al Episodio precedente, del que se nutre por la erosión del margen con ella correlativa. Es en pocas palabras un tiempo (Episodio) de destrucción del margen, y quizás plataforma, de una cuenca sedimentaria.

  Hemos constatado que nunca están superpuestas a un Episodio Transgresivo y que con relación a los Episodios tipo H S T no alcanzan facies tan someras ni espesores tan importantes como ellos.

  La mejor forma de estimar el descenso relativo que conceptualmente las origina es cuantificar el nivel de penetración erosiva, sea subaérea o submarina, alcanzado sobre la plataforma del Episodio H S T previo. Ni el volumen de sus sedimentos ni la intensidad de la discordancia erosiva en el margen pueden ser considerados criterios fiables para cuantificar el descenso eustático que los origina.

- Episodio T. (T S T)

  Delgado y en ocasiones sutil registro sedimentario transgresivo que se extiende sobre una superficie localizada preferencialmente sobre las facies mas someras de un Episodio H S T , pero que igualmente alcanza al techo de los Episodios Destructivos tipo L S W o S M W.

  Su contribución volumétrica a la construcción de la plataforma es mínima y presenta una geometría sensiblemente diferente de la expresada en el siempre dibujo de referencia de P.R. Vail.

  - Más grueso en el margen, delgado en plataforma y condensado en el talud y cuenca previos, ya sean estos generados por Episodios H S T (R) o L S T (R.R.).

  Su extrema delgadez y mínimo volumen de sedimentos que comprenden los Episodios Transgresivos clásicos, no aquellos que creemos relacionados con tectónica sinsedimentaria distensiva y que ya describimos, permiten las siguientes preguntas:

  ¿Son muy breves en el tiempo? ¿Corresponden a épocas asubsidentes? ¿Desnutridas? O quizás todo a la vez.

  Como no encontramos ni conocemos motivos que individualicen las tasas de subsidencia de las plataformas tan específicamente como lo observado en la sucesión T S T/H S T nos parece que el concepto subsidencia no es responsable de sus muy específicas características. Cantidad de aportes y en mayor medida, espacio donde distribuirlos parecen ser los factores causantes del delgado depósito que generan los impulsos transgresivos de tipo eustático.

- Episodio R. (H S T)

  Son espesas parasecuencias regresivas de marcado hábito progradante. Reflejan una subsidencia continua y homogénea y una relación aportes-subsidencia favorable a los primeros. Hasta el momento, todos los observados son del tipo "foresteeping"

  Se depositan siempre después de un Episodio Transgresivo y por el volumen de sedimentos que involucran y por la citada progradación, son los auténticos Episodios constructivos de la plataforma y el talud.

No hemos constatado que sean extensivos, ni restrictivos, respecto al Episodio Transgresivo inmediato anterior, ni que sean correlativos con discordancias tipo progresivo del margen o de su techo, ni que siempre les suceda un Episodio tipo L S W o S M W.

En su techo se aprecia una visible condensación estratigráfica, se alcanzan allí las facies mas somerizantes, incluso continentales, de la Secuencia de Depósito y no podemos asegurar que la progradación de la plataforma signifique erosión en el margen emergido.

Muy frecuentemente depositan sedimentos turbidíticos que progradan de forma idéntica a como lo hace el talud deposicional. Las facies turbidíticas son significativas en los H S T de alta velocidad de progradación.

Los tres tipos de Episodios deben condensarse en las paleogeografías profundas, donde se depositarían en aparente "continuidad" y en facies tipo lluvia pelágica.

Así pues, salvo las diferencias ya reseñadas y las lagunas de información expresadas, no hemos detectado diferencias insalvables con el modelo de P.R.Vail.

Con estas bases de partida intentaremos ahora imaginar o deducir como se apilan las Secuencias Deposicionales del Jurásico. Intentamos mejorar aquella inicial figura 40 en el segmento paleogeográfico que creemos controlar y sin discutir por el momento si una Secuencia de Depósito integra siempre tres Episodios.

Para este ejercicio usamos la metodología de proyectar los sondeos y las Sec. Deposicionales a la transversal que trabajamos. Es cierto que es una transversal compuesta por quizás dos orientaciones, la Bética y la Ibérica, pero la homogeneidad de ambas plataformas, mejor aún, la común plataforma así lo permite.

Las figuras 66 a, b y c recogen este intento en un dibujo sin escalas, pero que incluye los segmentos reconocidos por los sondeos. De inmediato se observa, que aun suponiendo válidas las interpretaciones realizadas en los sondeos, existen lagunas de información para las que es preciso interpretar o extrapolar conceptos e ideas. Las principales zonas así dibujadas se refieren a:

1. El Episodio RR de la Secuencia J_3 interpretado con los únicos datos del sondeo Alicante A-1.

2. La continuidad hacia cuenca de las plataformas y facies condensadas de las Secuencias T_5-J_0, J_1, J_2, J_3 y J_4.

3. La interrupción de las Secuencias J_5 y J_6 con dos áreas de depósito desconectadas. Hecho practicamente casi obligado por el desarrollo alcanzado por las plataformas previas, el notable impulso transgresivo del Oxfordiense y lo delgado de sus depósitos en plataforma.

4. La continuidad y geometría de los Episodios R de las Secuencias J_5 y J_6 más allá del sondeo Azcoy-1.

A pesar de estos inconvenientes, la citada figura o algo muy parecido podría ser el modelo de construcción del margen Jurásico Bético. Se entiende así el porqué de las denominaciones de Episodios Constructores y Destructores del Margen con los que respectivamente nos referimos a los Episodios de Alto o Bajo Nivel.

Notemos igualmente, que si el dibujo al que nos referimos estuviese construido a escala, los Episodios transgresivos serían irrepresentables, de ahí los comentarios sobre su escasa duración o falta de aportes y las diferencias conceptuales con el dibujo original de P.R.Vail.

Parece ilógico atribuir la delgadez de los episodios transgresivos a épocas asubsidentes, serían demasiado visibles y puntuales, es decir, una intromisión demasiado fuerte o excesiva del proceso tectónico en el proceso sedimentario. Los sedimentos transgresivos no necesitan un espacio en el cual acomodarse, el espacio es conceptualmente todo el continente emergido que inundan, esto es el motivo preferencial de su acusada delgadez.

Preferimos entonces y por el momento mantener una tasa de subsidencia constante para la gran mayoría de los episodios transgresivos y regresivos y es precisamente esta diferencia de subsidencia, de espesores, la que, como ya indicamos con anterioridad para el caso del Triásico, puede proporcionarnos una idea en la identificación de las causas genéticas de los mismos: Eustáticos o Tectónicos.

En efecto, si consideramos que, dada la frecuencia de los mismos a lo largo del tiempo geológico, no hay motivo para considerar duraciones demasiado diferentes para la gran mayoría de ellos, no parece tampoco una cuestión de tiempo las notables diferencias de espesor que a veces se constatan entre unos, muy específicos, los espesos y otros, mas comunes

o usuales, los delgados.

Propondríamos así una correlación entre las espesas series transgresivas con episodios tectónicos de tipo distensivo, y una correlación entre los delgados episodios y las causas eustáticas, de hecho mucho mas frecuentes en el registro geológico de las cuencas sedimentarias.

En el Trías los Episodios transgresivos de las Secuencias T_1 y T_3 (Bunt-Muschelkalk-1) y (Manuel-Cofrentes) fueron así calificados de Transgresiones Tipo Distensivo (T.T.D.), en el Jurásico este calificativo se le asignaría a la Secuencia J_1 (Hettangiense, Fm. Cortes de Tajuña).

En un contexto regional las supuestas T.T.D. del Trías y el Hettangiense caracterizan, además del ya comentado anómalo espesor, una fuerte extensividad hacia el continente de sus depósitos de alta energía y para el caso del Hettangiense el establecimiento definitivo de las condiciones marinas sobre el margen continental del cratón Ibérico. Son en suma Episodios fuertemente extensivos y claramente agradacionales.

En otro orden de cosas, la citada fig 66 sugiere que el establecimiento del primer talud-rampa deposicional establecido en el margen, el del Episodio de alto nivel del Sinemuriense en nuestro caso, condiciona una importante línea de progradación-superposición de los sucesivos taludes deposicionales. La geometría previa parece así revelarse como un importante factor en la ubicación y desarrollo de las siguientes plataformas-talud y cuencas.

Esta progradación oblicua de los sistemas deposicionales es rota por los episodios de bajo nivel (RR) que generan un nuevo talud descendente, casos de las Secuencias J_7 y J_8 especialmente.

Es aun pronto para dignificar a nivel de conclusiones estas observaciones, esperemos al menos a observar los dispositivos cretácicos para continuar con este tipo de interpretaciones.

La fig 66b completa la anterior con el desarrollo de facies y formaciones que han sido identificadas individualmente en cada Secuencia Deposicional. Aunque han sido un poco simplificados, por razones de dibujo, mantienen la misma simbología gráfica que en los dibujos individuales y es así facil reconocerlas.

Se observará que los sondeos en ella proyectados no coinciden exactamente con los de la figura 66a precedente. Se ha hecho así para indicar que la citada proyección puede realizarse sobre una banda paleogeográfica mas o menos extensa.

Donde realmente es mas difícil ubicar-proyectar los sondeos es sobre la plataforma, en ella salvo los espesores, no hay puntos de claro control para una ordenación espacial, proximal a distal. Los espesores no son muy fiables cuando conocemos una actividad tectónica sinsedimentaria. Nuestros diagramas parten casi siempre de la base o control regional que conocemos; zonas externas e internas de la cuenca sedimentaria. Cuando no se tienen estos conocimientos previos o se trabaja sobre sectores limitados de extensas cuencas sedimentarias, es muy difícil, a veces, vislumbrar los ambientes deposicionales de la plataforma.

El punto clave de las reconstrucciones suele identificarse con la apreciación del primer talud, a partir de él es relativamente fácil ejercitarse en la marcha adelante o atrás en el tiempo geológico. Aprovechar así el hábito progradante que includiblemente caracteriza los sistemas deposicionales de alto y bajo nivel.

Aunque no conserve escalas, representa solo una aproximación, la fig 66b muestra, mas claramente que la precedente, los fenómenos de superposición de facies que se suceden en el tiempo con las excepciones siguientes:

- La fuerte progradación sobre la cuenca que representan los Episodios de bajo nivel del Kimmeridgiense y el Portlandiense-Neocomiense.

- La extraordinaria progradación de la plataforma tipo alto nivel del Portlandiense-Neocomiense sobre todos los Episodios precedentes.

Esta última observación, que no habíamos comentado, es muy llamativa y significativamente coincide con lo que frecuentemente se conoce como movimientos paleoalpinos e incluso revolución "Kimérica". Cabe pues preguntarse si la tal revolución "Kimérica" es solo el producto de una bajada relativa de importancia o si la alta velocidad de progradación esta inducida por elevación tectónica del continente.

Si comparamos las posiciones de los taludes de los episodios de alto nivel del Kimmeridgiense y del Berriasiense, ambos precedidos de episodios de bajo nivel bien desarrollados, parece lógico buscar una causa diferente para la alta

velocidad de progradación del segundo. Por el momento y puesto que en geología para muestra no basta un botón dejemos únicamente abierta la posibilidad de diferenciar unos episodios de tipo alto nivel de otros. Los comunes y que podríamos llamar moderadamente progradantes, de otros esporádicos, que apelamos como excesivamente progradantes.

Repetidas veces se ha expresado la actividad tectónica sinsedimentaria que afecta al margen jurásico; muy escasas líneas sísmicas y datos de sondeos permiten, por su calidad, observar esta deformación sinsedimentaria, es por tanto muy difícil caracterizarla. A título esquemático se ha construido la fig 66c en la que se acumulan muy simplificadamente dos conceptos principales:

1. La ruptura tectónica de la plataforma jurásica durante el Lías.

2. Las fallas de crecimiento tipo lístrico del Jurásico Sup.

Son estas últimas las que algunas, muy pocas líneas sísmicas permiten una cierta calidad de observación (Martínez, W. et al 1982). De ellas puede deducirse que durante el Jurásico Sup. la zona preferencialmente afectada por esta distensión sinsedimentaria se focaliza al Sur del borde de los superpuestos taludes de las Secuencias J_2, J_3, J_4 y J_5. Podríamos agregar que la causa de la misma no es una fase tectónica distensiva s.s. sino dos fenómenos que recuerdan el viejo dilema de la gallina y el huevo:

1. La inestabilidad propia de los taludes deposicionales
2. La actividad diapírica ya muy desarrollada a esta época en el Prebético Interno.(W. Martínez et al 1982, 1985, 1986).

Como la inestabilidad gravitacional de los taludes deposicionales no parece causa suficiente para provocar un fenómeno de tal envergadura, el problema de la gallina y el huevo es definitivamente decantado de parte del huevo, el diapirismo; los taludes representan tan solo la parte mas sensible de la gallina, la pechuga. Si bien es verdad que a medida que avanza el proceso diapírico, la penetración distensiva alcanzará a las plataformas.

Estas líneas, poco ortodoxas para una Tesis Doctoral, estan especialmente dedicadas, a mi compañero y amigo Alberto Garrido. Licencias que a un doctorando de mi edad intuyo pueden permitírsele y que de alguna forma rompen la pesadumbre de este manuscrito. Son el recuerdo de las largas discusiones que sobre el diapirismo Bético, Cantábrico y Messiniense hemos mantenido y en las que el principal punto de enfrentamiento era este: La gallina y el huevo.

CONCLUSIONES INICIALES

El Jurásico Bético e Ibérico alcanzado por nuestras observaciones de sondeo,ha mostrado en primer lugar, que no existe una notable diferenciación sedimentaria entre Bética e Ibérica, esta no va mas allá del reconocimiento de facies mas profundas en la primera que en la segunda. El sondeo Ibiza Marino A-1 daría una idea de la continua profundización del surco de la Ibérica hacia el SE.

No se han encontrado insalvables problemas en la correlación de Unidades Litoestratigráficas, Formaciones y Discontinuidades principales entre las observaciones de afloramiento y sondeo. Podría decirse que los sondeos han permitido subdividir en Episodios o Tract los sedimentos comprendidos entre las discontinuidades mayores reconocidas en superficie y en algunos casos, delimitar nuevas Sec. de Depósito que hemos calificado de orden menor.

Proyectar los sondeos a una transversal tipo NNW-SSE permite una aproximación bastante fiable, con escasas lagunas, al modelo de construcción del margen según la geometría y conceptos de las "Depositional Sequences" de P.R.Vail. Las principales diferencias y hechos no constatados en relación con el citado modelo pueden resumirse en:

- Presencia de sistemas turbidíticos en Episodios tipo H S T.

- Probable desconexión, ciertamente infrecuente, solo intuida para el Oxfordiense, entre los sedimentos de plataforma y cuenca. La duración de la Secuencia de Depósito y la producción de sedimento nos parecen la clave que controla estos fenómenos de incomunicación.

- Notable descompensación, en cuanto a escala, entre los Episodios T S T y los H S T o L S T. Los Episodios transgresivos son significativamente muy delgados.

- Los Episodios tipo H S T no han sido constatados como extensivos hacia el continente respecto a los T S T infrayacentes. No existen datos de subsuelo que puedan comprobar esta disposición geométrica que, de ser cierta, indicaría que durante el inicio de los system Tract tipo H S T el nivel marino sigue en ascenso.

- Tampoco ha podido comprobarse que existan fenómenos erosivos en los "topset" proximales coétaneos con la sedimentación de las facies mas somerizantes de la plataforma media o interna de estos Episodios H S T. Si,en cambio,puede deducirse una notable condensación sedimentaria.

- No puede ni afirmarse ni negarse que todas las Secuencias de Depósito incluyan sistemáticamente tres Episodios: Bajo nivel, transgresivo y alto nivel. Sobre las plataformas es evidente que no, pero faltan observaciones en las paleogeografías profundas.

- Si se entiende por Global que todas las Secuencias de Depósito de la carta 3.1B han de estar representadas o tener significación en todas las paleografías de una Cuenca y en todas las Cuencas Sedimentarias del Planeta, se puede afirmar que no. De otra forma, estaríamos obligados a condensar múltiples Secuencias de Depósito en cada una de las Discontinuidades mayores o de límite secuencial que hemos identificado y creemos sustentado. Esta condensación de Secuencias obligaría a una multitud de hiatos que la faunas y floras de nuestras series sedimentarias no parecen permitir.

En la figura 67 se ha representado por un lado la posibilidad mas alta de nuestras observaciones, se supone que todas pueden contener los tres episodios, aunque en plataforma solo reconozcamos dos y finalmente se eligen para correlación directa las que permiten una línea mas horizontal. Esto no importa mucho, pues hay donde elegir y no hemos alcanzado cronológicamente una gran exactitud en nuestras secuencias. No obstante, creo que los Episodios tipo L S W constituyen la mejor guía para una correlación.

La única posibilidad de correlación global radica en que con la metodología empleada no somos capaces de identificar todas las Secuencias de 3er orden, no ya las de 4°, 5° y 6° que empiezan a aparecer en publicaciones de prestigio.

Si las diagrafías de pozo han sido capaces de identificar las discontinuidades sedimentarias que delimitan episodios, y en ocasiones, de los conceptuados de 3er orden,¿como es posible que hayan sido incapaces de identificar un número aproximado de 16 Secuencias y sus correspondientes Episodios.?

Las diagrafías de pozo tienen un límite, no es aconsejable dogmatizar con ellas, las observaciones de campo tienen también el suyo y lo mismo ocurrirá con las posibilidades de correlación global. Hasta que no encontremos el límite exacto de lo correlacionable a nivel global, no conviene dogmatizar ni una sola de las subdivisiones secuenciales locales que diariamente se publican.

Cualquiera que sea la génesis y ambito de estas Secuencias de Depósito, de las detectadas en el Jurásico que se acaba de describir, llama la atención la delgadez de las relativas al Rhetiense y Oxfordiense, la alta velocidad de progradación del episodio de alto nivel del Portlandiense-Valanginiense y el espesor y facies del episodio transgresivo del Hettangiense.

Hemos adelantado ya posibles interpretaciones para el Hettangiense y el Portlandiense-Valanginiense en polos tectónicos opuestos. Tectónica distensiva para el primero y progradación de tipo tectónica compresiva para el segundo.

La extrema delgadez de Oxfordiense y Rhetiense admiten sin duda un gran número de interpretaciones pero, en apariencia, no pasan ninguna de ellas por causas tectónicas, puesto que si suponemos momentos asubsidentes con una producción de sedimentos usual, la progradación sería extrema y no es eso lo que se observa. Es entonces preciso recurrir a causas tales como capacidad de producción de sedimento o quizás a que hemos observado las mismas en paleogeografías extremadamente externas. Este último argumento podría valer para el Rhetiense, primera invasión marina sobre una muy extensa área continental, pero es duro para el Oxfordiense, pues este se apoya sobre bien desarrolladas plataformas marinas y no conocemos una regresión previa generalizada

La constancia de la facies Caliza de Esponjas y los numerosos indicios de condensación y retrabajado de los sedimentos del Oxfordiense, representan algo singular que permitiría, por el momento, la denominación de Episodios Desnutridos. La asimilación a tempestitas de la mayor parte de sus depósitos, la proliferación de Esponjas (Gómez, J.J. 1979) y la condensación de faunas de Ammonoideos que lo caracterizan apoyarían esta hipótesis genética de época de extremadamente baja capacidad de producción de sedimento carbonatado. Como la ausencia de material detrítico es casi total y los carbonatos parecen especialmente controlados por limpieza de las aguas y clima, podríamos pensar en una causa climática, superpuesta a un ritmo eustático-subsidente,en apariencia normal.

II.3

CRETÁCICO

Los materiales sedimentarios del Cretácico constituyen afloramientos prácticamente continuos en los sectores Bético, Ibérico y del Maestrazgo Meridional que conforman el área donde se localizan nuestras observaciones. En el Mediterráneo del Golfo de Valencia y del Cabo de la Nao, el Cretácico es el sustrato mas común de la discordancia Mesozoico-Terciario y es así como muchos de los sondeos, allí realizados, proveen información útil del mismo, es decir, penetran los materiales cretácicos en espesor o longitud suficiente como para obtener de los pozos información secuencial aplicable al propósito de nuestro trabajo.

La interpretación del Cretácico parte así de una muy importante base documental bibliográfica y de los datos aportados por siete sondeos terrestres y ocho sondeos marinos (fig 68).

Como ya indicamos para los capítulos dedicados al Trías y Jurásico, sería absurdo que, dados los fines de nuestro trabajo, hiciesemos una larga descripción previa de la citada base bibliográfica, de las mejoras que sobre el conocimiento estratigráfico y sedimentológico del Cretácico se han ido produciendo en los últimos años, especialmente en la última decada. Ya sea por su modernidad y similitud de objetivos con los nuestros, ya sea por sus aportaciones a medios de depósito, citariamos, entre muchos otros, los trabajos realizados en la zona Bética por Azema, J., Champetier, Y., Company, M., Dabrio, C., Fourcade, E., Foucault, A., García Hernández, M., Jerez, L., Leret, G., López Garrido, A.C., Martín Algarra, A., Martínez, W., Martin Chivelet, J., Phillip, J., Paquet, J., Rodríquez Estrella, T., Ruiz Ortiz, P., Vera, J.A. y Wilke, H.

Por sus indicaciones y aportaciones al conocimiento secuencial del Cretácico en facies de plataforma o pelágicas, ante todo en esta últimas, los trabajos de Vera, J.A., García Hernández, M., López Garrido, A.C., Martín Algarra, A. y Ruíz Ortiz, P. han sido especialmente útiles para los fines propuestos en nuestro trabajo.

En la Cordillera Ibérica o en las zonas de enlace geográfico entre ella y el área Prebética, destacaríamos la base documental que proporcionan los trabajos de Arias, C., Alonso, A., Elizaga, E., Floquet, M., Gimenez, R., Mas, J.R., Meléndez, N., Meléndez, A., Martin Chivelet, J., Salas, R. y Vilas, L. Por su especial dedicación al enlace entre Ibérica y Bética los trabajos de Vilas, L., Mas, J.R. y Salas, R. han sido una continua fuente de información y consulta.

Para el segmento Costero Catalán y Maestrazgo la principal base de datos ha sido provista por los trabajos de Barrachina, R., Cabanes, R., Canerot, J., Esteban, M., Querol, X., Robles, S. y Salas, R. Corresponden estas publicaciones a un área que, aunque no directamente implicada en nuestros propósitos iniciales, no hemos dejado de consultar y ha sido especialmente útil para la interpretación de la formaciones Escucha y Utrillas.

De igual forma que lo fue para el Triásico y el Jurásico esta importante base de datos que tan heterodoxa y a la vez con tanto respeto acabamos de describir, nos proporcionó un significativo número de Unidades Litoestratigráfica, Formaciones, Miembros, etc..., quizás más de lo deseable, con las que tratar de correlacionar los sedimentos cortados en sondeo. A la vez, la misma base documental permitió, con bastante detalle, la ubicación cronoestratigráfica de las principales rupturas sedimentarias que, en principio, deberían constituir los límites de las buscadas Secuencias Deposicionales.

También como ya ocurrió para Triásico y Jurásico la información relativa a los llamados "Tracts" o Cortejos, nuestros buscados Episodios, era muy escasa o practicamente inexistente. La información previa es cuidada en cuanto a la descripción del medio sedimentario de depósito y pobre en cuanto a la definición de la polaridad sedimentaria de los diferentes grupos de litosomas que albergan las Unidades Litoestratigráficas formalmente diferenciadas.

En líneas generales, la mayoría de los Episodios Transgresivos de las diferentes Secuencias de Depósito no han sido aislados de las gruesas parasecuencias regresivas.

Sobre las paleogeografías mas internas de la Cordillera Bética, muchas de las Unidades y Formaciones previamente definidas, incluyen en facies de cuenca hasta dos o tres Secuencias de Depósito completas. Son sin duda las ya comentadas dificultades de estas facies blandas y en ocasiones condensadas, que tan malas condiciones de observación propician en afloramiento.

La fig 69 muestra un cuadro resumen con las principales, o mas conocidas, Unidades Litoestratigráficas y Formaciones de Béticas, Ibérica y Maestrazgo. La subdivisión en áreas paleogeográficas de la Cordillera Bética muestra la precedente afirmación, es decir, el gran intervalo temporal que comprenden muchas de las Unidades Litoestratigráficas de los Dominios Internos, y como este mismo intervalo es subdividido en numerosas Formaciones cuando se observan las áreas paleogeográficas externas.

Muy pocos de los sondeos usados en la interpretación del Cretácico cortan las paleogeografías internas de esta época, pero algunos de ellos como Río Segura G-1, Alicante A-1 y Muchamiel-1 arrojan datos coherentes sobre la ubicación de los Episodios de Bajo Nivel del Cretácico.

Sobre las monótonas y difíciles series calizo-dolomíticas del Cretácico Sup. las diagrafías de pozo, en especial el G.R, creemos proporcionan un espectacular resultado en la definición de las diferentes polaridades sedimentarias que integran las Secuencias de Depósito.

Merece también la pena destacar la coherencia en la interpretación y correlación alcanzada entre las facies continentales y marinas del Albense y del Albense Sup-Cenomanense. Esta interpretación, a veces muy evidente, nos da confianza en la metodología propuesta para la correlación e identificación de Episodios en las llanuras de inundación fluviales que tan en duda habíamos puesto para la interpretaciones realizada en el Triasico. Podría decirse que seguimos dudando, pero muchísimo menos que entonces.

Sabemos que como todos los trabajos y métodos de interpretación, éste tendrá de principio incrédulos, dubitativos y seguidores, y que solo el transcurso del tiempo y mas trabajo en pozo y en afloramiento dirán finalmente cuan grandes fueron nuestros errores. También sé que el caballo de batalla de las dudas iniciales va a radicar en el valor conceptual que estamos asignando a un simple perfil de radioactividad natural. Quisiera advertir una vez mas que no es así, que el G.R. no es mas que un indicador físico que ayuda a situar numerosas otras observaciones proporcionadas por los geólogos de pozo y de superficie, y en ocasiones, que no en esta, por las líneas sísmicas.

El log G.R. es un simple y directo traductor de la evolución vertical de un paquete de sedimentos; la arcillosidad creciente o decreciente y las modalidades de los contactos son las que han sido conceptualmente trasladadas al lenguaje estratigráfico y nunca sin la ayuda de todos los atributos geológicos que ha sido posible recopilar.

De todas formas y a pesar de nuestra confianza en el método, las dudas y limitaciones serán siempre manifestadas, aunque la mayoría de las planteadas en el Cretácico provengan de la dificultad intrínseca de las facies continentales del Weald y de los escasos pozos que obtienen información de los Episodios de Bajo Nivel del Mar, presentes tan solo, en el segmento paleogeográfico más interno que, conviene una vez mas recordar, es usado en el tradicional estilo de las Cordilleras Béticas.

SECUENCIAS DE DEPÓSITO DEL CRETÁCICO

La diversidad de litofacies del Complejo Urgoniano (Barreniense-Albiense) y el especial dispositivo del Cretácico Sup. con dos desconectadas áreas de sedimentación del Senoniense Inf y Md (Martínez, W. et al 1982) impide que cualquiera de los sondeos del área pueda calificarse o establecerse como sondeo tipo del registro sedimentario del Cretácico. De todas formas y como guía de inicial correlación o consulta,podríamos recomendar los sondeos siguientes:

Márgenes Prebético e Ibérico	Ledaña-1 y Golfo Valencia F-1.
Plataforma	Ascoy-1.
Plataforma a Cuenca	Río Segura G-1.

reservando el duo Jávea-1 y Muchamiel-1 para la observación de las facies mas profundas del Cretácico Sup y Medio, las facies mas afines al denominado Prebético de Alicante (Azema, J. 1977). La serie mas completa es la cortada por Río Segura G-1 que en una única vertical acumula 3500 - 4000 m de sedimentos cretácicos.

La figura 70 muestra las veinte Secuencias de Depósito que incluyen sedimentos del Cretácico. Con la finura cronoestratigráfica que hemos descrito, válida para el nivel de piso, quizás adjetivado ahora en Superior e Inferior. Las Secuencias Deposicionales calificadas como de 1er orden o Baja Frecuencia son:

$J_9 C_0$.....Titoniense-Valanginiense Inf. Descrita como última Secuencia del Jurásico.
C_1.....Valanginiense-Hauteriviense.
C_2.....Hauteriviense-Barremiense. Secuencia de Depósito que recoge las mayores dudas de nuestra interpretación.
C_3.....Barremiense-Aptiense Inf.
C_4.....Aptiense-Albiense Inf.
C_5.....Albiense (Fc. Escucha).
C_6.....Albiense Sup-Cenomaniense Inf.
C_7.....Cenomaniense-Turoniense, quizás Coniaciense Inf.
C_8.....Coniaciense-Campaniense Sup.
C_9.....Campaniense Sup-Paleoceno Inf.

Como ya es habitual, sobre la generalizada paleogeografía,tipo plataforma,casi todas las Secuencias de Depósito presentan únicamente Episodios tipo T S T (T) y H S T (R) de la nomenclatura y conceptos de P.R.Vail que estamos,desde el inicio del trabajo,tratando de continuar. En paleogeografías tipo Cuenca y no sin dudas por la ausencia de mas de uno, en ocasiones dos sondeos que las testifiquen, hemos únicamente encontrado Episodios tipo L SW/S MW en seis de las Secuencias de Depósito descritas. Las quince Secuencias Deposiconales calificadas como de 2º orden (figura 70) contienen otros seis S. Tract de tipo L S T

Como era de esperar y refleja la citada figura 70, las divergencias con los trabajos previos son notables pero no insalvables para las áreas del Prebético de Alicante (Leret, G. et al y Mártinez, W. et al 1982), Béticas (García Hernández, M. et al 1982) y Vera J.A. (1988) e Ibérica (Mas, R. y Vilas, L. 1982) y Maestrazgo (Salas, R. et al 1985 y 88) y difíciles, como siempre, con la Carta 3.1 B (1987) de B.U. Haq. et al.

Con relación al Prebético de Alicante más Meridional, no es extraño que se realizase,en las ya muy internas facies del Cretácico Inf. y Medio,algo muy semejante al agrupamiento de Secuencias que ya hemos comentado se hizo para los internos segmentos Béticos. Son las dificultades de las Discontinuidades en las espesas y mal aflorantes series margosas del borde interno y cuenca de las zonas Prebético Interno y Prebético Meridional.

Con respecto a la Ibérica, las posibilidades de acuerdo son obvias en el Cretácico Superior y casi perfectas para las Secuencias de 1er orden del Cretácico Inferior.

Cuando nos referimos de esta guisa a la edad precisa de los límites Secuenciales, no es por frivolidad ni por necesidad de un acuerdo, es simple y llanamente por las dificultades que entraña la asignación precisa del "intervalo de tiempo" que caracteriza una,conceptualmente instantánca,ruptura (fig 45),y la ausencia de revisiones micropaleontológicas de detalle sobre nuestros sondeos. Y es que en sondeo, sin numerosos testigos laterales o verticales,estratégicamente situados, no es fácil caracterizar una discontinuidad sedimentaria. La contaminación de muestras por el lodo y las caidas, es un clásico problema de los estudios bioestratigráficos en pozo. Por esta causa y por la dificultad de obtener las muestras de los viejos sondeos es por lo que desistimos de emprender la citada revisión.

En general, si nuestra interpretación es acertada, hemos diferenciado nuevas Secuencias de 2º orden y segregada en ellas los dos o tres System Tracts que contienen. Como se hizo para el Jurásico y Triásico se ha intentado una correlación de estos Episodios y Secuencias con Unid. Litoestratigráficas y Formaciones. Esta correlación no tiene mas objeto que dejar una guía par futuros trabajos y mejoras.

Secuencia de Depósito C_1 (Valanginiense Inf-Hauteriviense Sup) C_{1-1}, C_{1-2} y C_{1-3}

Desde la conocida y regional discontinuidad sedimentaria del Valanginiense Inf. hasta el techo de la Fm. Cerro Lobo (Jerez, L. 1973) en las marinas y desarrolladas facies internas, y hasta la probable Secuencia C_2 (Barremiense) de las facies continentales externas (Weald), la Secuencia C_1 dibuja y desarrolla una geometría deposicional perfecta con dos Episodios, uno inferior tipo T S T y otro superior tipo H S T.

El problema principal que envuelve su perfecta delimitación radica en si finalmente consideramos las facies tipo Weald que se superponen a la Fm. Cerro Lobo en el margen medio-interno como una Secuencia Deposicional (C_2) independiente o como la casi total progradación de los continentales del margen externo.

Un problema adicional, no tan importante, radica en la separación de los Episodios transgresivo y regresivo cuando se esta inmerso en el seno de las facies continentales externas. La metodología aquí aplicada ha sido la misma que se aplicó para diferenciar las llanuras de inundación del Trías; la energía creciente o decreciente de las facies fluviales canalizadas y de las facies carbonatadas supramareales o incluso lacustres que frecuentemente se indentan en ambos Episodios.

En líneas generales las facies carbonáticas son mas frecuentes en el margen mas externo y las detríticas ocupan una posición paleogeográfica algo mas interna dentro del mismo. Diferenciar así los Episodios (T) y (R) por una simple cuestión litológica no parece totalmente correcto y es aquí donde radica el principal problema para la correlación con las Unidades Litoestratigráficas de facies weald (Arenas y arcillas de Aldea Cortés, del Collado y Calizas de la Huérguina, Mas, J.R. 1981 y Vilas, L. et al 1982). Este problema desaparece cuando en el seno de la Sec. de Depósito de 1er orden se independizan tres de 2º orden: C_{1-1}, C_{1-2} y C_{1-3}.

Los sondeos Golfo de Valencia F-1 y D-1 representados en la figura 71 muestran, creemos muy claramente, esta problemática y la metodología que aplicamos a los sedimentos continentales de las llanuras de inundación.

En ambos sondeos existe un pequeño intervalo vertical en el que podríamos situar nuestro buscado punto t.d.t (techo depósitos transgresivos/extensivos). Es un breve intervalo de 10-15 m en el que no esta claramente definida la polaridad energético creciente de las secuencias individuales, positivas o canalizadas, que inmediatamente se observan mas arriba.

El sondeo Carcelén-1, en la conceptual posición paleogeográfica mas externa, muestra la presencia de un pequeño tramo arcilloso rojo con capas de anhidrita y que está directamente solapado por calizas marinas tipo urgoniano. Se significan como Anhidritas de Carcelén y se sitúan en el Episodio Regresivo C_1 y en la mas externa de las posiciones posibles (figs 71 y 72), pero podrían corresponder con facies semejantes de edad Barremiense (C. Arias 1978).

El Episodio Transgresivo (C_{1T}) diferencia a lo largo de la transversal que reconocemos dos claras facies: Una interna de calizas margosas y margas marinas y otra externa con calizas tipo pürbeck, arcillas y areniscas rojas, con la problemática definición de techo ya tratada. El primero está posiblemente incluído en la Fm. Los Villares (Ruiz Ortiz, P 1980) y el segundo podría corresponder a la compleja indentación de facies o litosomas que posiblemente representan las Arcillas y Arenas de Aldea Cortés.

La superficie transgresiva (s.t) no presenta problemas de identificación en las paleogeografías marinas internas y es problemática cuando se trata de separar facies "pürbeck" de facies "weald" en el segmento externo. Ejemplo del sondeo Perechiza-1 de la figura 71. Estas pequeñas indecisiones, semejantes a las expresadas para el punto t.d.t. no significan, a nuestro entender, un grave obstáculo metodológico y conceptual, mas bien al contrario, pues al parecer estamos obteniendo una mayor definición vertical que en las siempre difíciles, para este tipo de facies, observaciones de campo.

El Episodio Regresivo (C_{1R}) presenta un bello ejemplo de progradación de facies continentales del margen sobre facies marinas de una extensa y bien desarrollada plataforma y es este el problema de aislar o no una Secuencia de Depósito (C_2) en facies "weald" cuando los sedimentos continentales llegan a estar presentes sobre las facies marino someras (Fm. Cerro Lobo) mas internas.

Así pues, desde el margen externo al borde interno, alcanzado por los sondeos de Ascoy-1 y Río Segura G-1, el Episodio C_{1R} desarrolla una espléndida parasecuencia regresiva respectivamente en facies calizo-detríticas tipo Weald y en facies calizo-margosas y detríticas marinas, correlativas con la Fm. Cerro Lobo s.l.

El Episodio regresivo en facies marinas muestra muy escasas y poco potentes secuencias positivas para las que no creo preciso repetir los comentarios que en anteriores Episodios de este tipo hemos hecho. Parece mas interesante observar como la proporción de términos arcillosos, conceptualmente distales, no está uniformemente distribuida del segmento paleogeográfico mas externo, Sª Larga y Socovos-2, al interno de Río Segura, Ascoy y Alicante A-1. Estas

diferenciaciones anómalas las atribuimos a la actividad sinsedimentaria de numerosas fallas generadas por un diapirismo ya muy desarrollado y a la falsa imagen que proporciona la arquitectura de facies de una Secuencia de 1er orden que incluye un mínimo de tres Secuencias de 2° orden (fig 72).

El Episodio regresivo en facies continentales del margen externo, es de facies muy convergentes con las Unidades Litoestratigráficas del Collado y de la Huérguina. Si nuestras observaciones y correlaciones son acertadas, la mayor proporción de litosomas carbonatados del extremo margen externo representaría la progradación de facies lacustres sobre facies fluviales, entendidas ambas a una escala muy regional y sin una precisa diferenciación sedimentológica.

Los problemas de facies y los detallados trabajos de campo de García, A. (1977), Arias, C. (1978) y Mas, R. (1981) posibilitan el paso a correlaciones pozo-pozo algo mas atrevidas que la ya presentada. Para esta interpretación se han elegido cuatro pozos que ocupan el segmento paleogeográfico medio-externo, segmento en el que los problemas de condensación del margen son inexistentes (fig 71 a).

Esta correlación permite la identificación de las Secuencias de Depósito C_{1-1}, C_{1-2} y C_{1-3}, y la caracterización de un Episodio tipo S M W con la metodología y conceptos que ya usamos con anterioridad.

Si contrastamos estas Secuencias de 2° orden con las observaciones de superficie y las litologías cortadas por los sondeos, es posible obtener una esquemática representación, margen-cuenca (fig 72a), que permite una mas acorde correlación-distribución de facies que la presentada para la Secuencia de 1er orden C_1.

Esta correlación puede ser proyectada a una transversal única en la que se simula una restitución de la arquitectura deposicional, plataforma-talud-cuenca, expresada por los espesores y facies cortados en los sondeos (fig 72 a). Sobre esta transversal la correlación subsuelo-superficie es posible si advertimos que, como es habitual, los Episodios T S T no han sido diferenciados y no poseen una específica nomenclatura formacional (fig 72 a).

En el margen, las facies Weald que caracterizan la Unidad Litoestratigráfica de Aldea Cortés, separada por discontinuidad y discordancia cartográfica (Vilas, L. et al 1982) constituye el equivalente de las Formaciones Los Villares y Cerro Lobo (Jerez, L. 1979) del Prebético.

La arcillosidad del Mb. Cerro Lobo Inf., la expresividad de los niveles coralígenos y detríticos del tope de la Formación (Socovos-2 y Ascoy-1) y el constatado cambio de facies entre las Fms. Cerro Lobo y Los Villares (Vera, J.A. et al 1982) permiten interpretar que ambas formaciones se distribuyen sobre dos diferentes Secuencias de Depósito: Secuencias C_{1-2} y C_{1-3}.

Secuencia de Depósito C_3 (Hauteriviense Sup-Barremiense).

Entre las facies weald del margen externo o el Mb. Cerro Lobo de la plataforma marina del Episodio regresivo de la Secuencia C_1,y las clásicas facies marinas de tipo urgoniano, se observa en los sondeos, relativamente internos de S^a Larga, Socovos-2, Ascoy y Río Segura, un paquete de unos cincuenta metros de potencia que está principalmente conformado por areniscas, arcillas rojas y grises, con restos de carbón, en los sondeos mas externos de S^a Larga y Socovos-2, y quizás Golfo de Valencia D-1; y por calizas micríticas, arcillas grises y rojas, y delgados niveles detríticos en los mas internos sondeos de Ascoy y Río Segura G-1 (fig 73).

Estas últimas facies contienen abundantes asociaciones de Algas especialmente Characeas identificadas como Atopochara trivolvis y Globator trochiliscoides en Ascoy-1.

La delgada cuña de sedimentos continentales podría sin,grandes problemas,interpretarse como la progradación de las precedentes facies weald de la Secuencia Deposicional C_1 sobre las muy someras facies marinas del Mb. Cerro Lobo, mas aún cuando en el sondeo Golfo de Valencia D-1 es extremadamente difícil aislar un, digamos, weald inferior de este weald superior (fig 73).

A pesar de esta dificultad, no excesivamente preocupante, las imágenes de los sondeos S^a Larga, Socovos, Ascoy y Río Segura muestran la presencia de dos pequeñas parasecuencias de tipos opuestos: La inferior energético decreciente y la superior energético creciente. Esta última observación permitiría individualizar una nueva Secuencia de Depósito que podría correlacionarse con la II de R. Mas en Ibérica y K. 13 de R. Salas en el Maestrazgo (fig 70).

También es cierto que la imagen antes referida puede obtenerse por la simple superposición de facies canalizadas, fluviales o fluviolacustres, incluso mareales, con una única polaridad sedimentaria regresiva. Si fuese así, los fenómenos de condensación,clásicos de las posiciones regresivas de techo de Episodios H S T (R), podrían habernos inducido a la imagen de un correlacionable cambio de polaridad sedimentaria. El cuestionable t.d.t de la figura 73 expresa estas dificultades de los sedimentos de facies continentales con escaso desarrollo.

En una palabra, no estamos nada seguros de la interpretación que independiza una Secuencia C_2 practicamente intra-Barremiense y que correlacionariamos con las Fms. Huérguina y Collado (Vilas, L et al 1982).

Las dudas se acentúan cuando en el sondeo Alicante A-1 no creemos estén presentes estas facies continentales,y mas aún,cuando al reconstruir nuestra acostumbrada transversal nos damos cuenta de que tampoco hemos sido capaces de aislar dichos sedimentos en los sondeos del margen externo (fig 74), si exceptuamos la posible correlación de las Anhidritas de Carcelén con el Barremiense con yesos de C. Arias (1978) que fue incluido en la Secuencia C_1 sin argumentos significativos.

Una nueva posibilidad se abre cuando al interpretar la Secuencia C_3 reconocemos en ella un Episodio de Bajo Nivel del mar, nos referimos a la posibilidad de haber detectado numerosos canales de relleno, "Incised valley", en el segmento paleogeográfico medio-interno que es donde creemos más viable su existencia y que podrían constituir la Secuencia C_2.

En conclusión, estamos en un mar de dudas, pues nuestra Secuencia de Depósito C_2 podría atribuirse a:

1. Progradación de las facies weald de la Secuencia C_1 sobre la plataforma somera definida por la formación o miembro Cerro Lobo.

2. Secuencia de Depósito independiente, de duración y área de sedimentación muy restringidas.

3. Facies de relleno del Episodio de Bajo Nivel con el que comienza la Secuencia C_3 de facies urgoniano.

Queda claro que no somos capaces de decidirnos, que incluso nos parece mas razonable la primera de las hipótesis, pero que dadas las informaciones de superficie del próximo sector Ibérico Levantino (Mas, J.R. 1981 y Salas, R. 1986) relativas a una Formación con costra ferruginosa basal y que se apoya sobre edades diversas, hemos adoptado esta interpretación. De todas formas es preferible discutir el problema, presentar los datos, que resolverlo sin discutir. Y finalmente nos parece muy acertado el hecho de que las diagrafías de pozo y la metodología propuesta encuentren situaciones que no saben resolver. Son,en suma,una muy útil herramienta mas, pero ni la única, ni infalibles.

Secuencia de Depósito C_3 (Barremiense - Aptiense Inf.) $C_{3.1}$, $C_{3.2}$, $C_{3.3}$ y $C_{3.4}$

Existe una casi completa unanimidad en la presencia de una ruptura sedimentaria regional en el Aptiense, se divide así el complejo mosaico de facies conocido como Urgoniano en dos Secuencias de Depósito independientes. Nuestras observaciones en sondeo confirman esta interpretación previa y añaden a ella numerosas observaciones entre las que podríamos citar:

- Identificación y separación de tres Episodios, "Tract" o Cortejos en ambas Secuencias Urgonianas de 1er orden.

- Probable correlación entre Episodios y Unidades Litoestratigráficas de la Ibérica cuando introducimos las Secuencias de 2°orden en la distribución de facies observada en los sondeos.

- Extensión de facies y paleogeografía del complejo urgoniano hasta el eje del Golfo de Valencia, sondeo Marina del Turia E-1 y hasta los prácticos confines del Maestrazgo-Costero Catalana, sondeo Torreblanca-1.

No quiere esto decir que la interpretación de las dos Secuencias C_3 y C_4,que engloban las facies urgonianas no presenten problema alguno aún y a pesar de la escala y el objetivo que nos planteamos. Problemas hay y estos podrían fijarse básicamente en:

1. El escaso número de sondeos, sólo los tres mas internos de Alicante A-1, Río Segura G-1 y Muchaniel-1, penetran los Episodios de Bajo Nivel. Son creemos suficientes, pero no totalmente definitivos o satisfactorios.

2. La identificación de cual de las dos Secuencias, es la que en ocasiones (Ledaña-1), está únicamente presente en el margen externo.

3. La ausencia o extrema condensación del Urgoniano en muy locales enclaves de su regional área de depósito. Como mínimo hemos localizado su ausencia en los sondeos Golfo de Valencia F-1 y Perenchiza-1.

4. Diferenciar si lasecuencia inicial urgoniana puede interpretarse como un clásico modelo de plataforma, o por el contrario como uno de lagoon-plataforma,en el que el borde externo de ésta fuese bioconstruido o extremadamente desarrollado y posiblemente emergente o subemergente.

Las dos Secuencias de 1er orden C_3 (Barremiense-Aptiense) y C_4 (Aptiense-Albiense) podrían describirse juntas, quizás así indicaríamos mejor las peculiaridades que creemos observar entre ambas, pero por mantener un orden ya establecido solo recurriremos al dibujo conjunto de la reconstruida transversal final.

La Secuencia C_3 (Barremiense-Aptiense) ha sido reconocida en ocho sondeos, posiblemente en nueve (fig 75) y sólo, en parte, en el ya comentado sondeo Torreblanca-1 (fig 76). La distribución geográfica de estos sondeos deja muchas lagunas para el segmento "mas Ibérico" del Golfo de Valencia y constituye una buena transversal del Prebético Oriental, desde Albacete a Alicante.

La fig 75 muestra la correlación pozo-pozo de las litofacies y Episodios que sustentan nuestra interpretación y en la que ya se expresa si las facies urgonianas de Ledaña-1 pertenecen a esta Secuencia C_3 o la Secuencia C_4, hecho este que creemos mas probable y que coincide con las observaciones realizadas en el Prebético (Vera, J.A. et al 1982).

El Episodio tipo L SW/S M W (R.R) es reconocido únicamente en el sondeo Río Segura G-1 y también muy probablemente, cercano a su límite de existencia, en Alicante A-1. Está constituido por calizas arcillosas , arcillas finamente estratificadas y con muy escasos niveles siliciclásticos. El aspecto de la sección basal del sondeo Río Segura G-1, con secuencias genéticas dispares, podría interpretarse como perteneciente al "Prograding Complex" (P.C.) y "Sloope Fan Complex" (S.F.C.) de un L S W con evolución tipo "Backstepping" e indentación de facies.

La correlación de este interno Episodio regresivo podría establecerse con la parte superior de la formación Los Villares y con la sección mas inferior de la Formación Cerrajón (Ruiz Ortiz, P. 1980), incluso con la Fm. Argos de Van Ven (1969).

La expresividad de su litología, predominantemente arcillosa y de su contacto basal, sea sobre facies weald o sobre el Mb. Cerro Lobo, permiten una cierta fiabilidad en su delimitación,aún y a pesar de haber sido alcanzado solo por dos sondeos.Sus litofacies permiten comprobar una vez mas como estos Episodios de Bajo Nivel no llegan a alcanzar medios tan someros como los de Alto Nivel.

El Episodio Transgresivo C_{3T} dibuja una cuña de sedimientos muy delgada en el margen (Carcelen-1), que engrosa

progresivamente hasta Ascoy-1, y que vuelve a adelgazarse,a la vez que gana en arcillosidad,cuando se superpone en las paleografías internas al Episodio tipo L S T (R.R). Para el margen externo volvemos a encontrar una vez mas diferencias conceptuales con nuestro modelo a seguir; su extrema delgadez, aun más notable de lo que ya denota todo el Episodio.

La superficie transgresiva se apoya siempre, salvo en Alicante A-1, sobre facies weald, lo que evidencia que la conceptual discordancia correlativa con el Episodio (R.R) no es muy penetrativa,o los sedimentos de facies weald fueron en origen mucho mas espesos de lo que ahora observamos.

Si la interpretación de Río Segura G-1 es correcta, superposición de C_{3RR} sobre C_2?, prácticamente invalidaría la tercera hipótesis establecida para los depósitos de la Secuencia C_2; los rellenos tipo valles encajados.

Volviendo a nuestro Episodio (T), podemos observar en la fig 75 como desde el margen externo al interno desarrolla cortejos de facies mas carbonáticos y como el punto t.d.t. no coincide nunca con la aparición de las clásicas calizas de facies urgoniana. La correlación con la Unidad Litoestratigráfica de Contreras (Vilas, L et al 1982) no es directa, ya que, como está siendo usual, dicha Unidad Litoestratigráfica no segrega la polaridad transgresiva de la regresiva.

Alcanzado y diferenciado, según nuestra propuesta metodología y conceptos, el techo de los depósitos transgresivos (t.d.t), se desarrolla un espléndido Episodio tipo H S T (R) que correlacionaría con la Unidad Litoestratigráfica de Malacara (Mas, R. 1981).

A pesar de esta regional geometría,nos sorprende el espectacular desarrollo vertical (+/- 400 m) de calizas practicamente masivas en el interno sondeo de Río Segura G-1. Como no hemos encontrado en el perfil de buzamientos una razón estructural clara, sólo son posibles dos interpretaciones:

1. Diferenciaciones sinsedimentarias por fallas tipo lístrico ya comentadas en otras ocasiones, o

2. Plataforma con borde interno construido.

Las litofacies predominantes en este Episodio C_{3R} son calizas y dolomías con frecuentes clastos silíceos, arcniscas y arcillas alternan con los carbonatos. Uno de estos cinturones mas silíceos debe equivaler con la denominada Capas de Mirasol de Mas, R. 1981 (fig 77).

Asociaciones litológicas tipo margo-caliza, marga o arcilla con una escasa proporción de cuarzo detrítico son atribuidas a las facies mas internas de este Episodio C_{3R} y ello principalmente por su presencia en los sondeos de Alicante A-1 y Muchamiel-1.

En conjunto, nuestra esquemática distribución de facies de la figura 77, nos parece ahora que es mucho mas esquemática de lo acostumbrado para otras Secuencias previas, pues este Episodio C_{3R} aparenta una muy compleja distribución espacial de litosomas y medios sedimentarios,que obligan a pensar en la existencia de Sec. de Depósito de 2º orden,que es preciso identificar para obtener una ordenación de facies mas razonable .

Con este propósito hemos señalado todas aquellas secuencias individuales de tipo granodecreciente que pueden ser observadas. Las conclusiones obtenidas son muy semejantes a las expresadas en ocasiones anteriores, la segregación de nuevas Sec. de Depósito es posible, no sin admitir que los criterios de correlación presentan problemas derivados de:

1. La convergencia de facies.

2. La delgadez de los S. Tract tipo T S T.

3. La caracterización, en ocasiones difícil, de los S. Tract tipo S M W /L SW.

4. La dificultad de algunos pozos, sea por su posición paleogeográfica, su tectonización o la falta de expresividad de los Cortejos sedimentarios.

Por otra parte, en la Ibérica y en El Maestrazgo se segregan subdivisiones internas (García, A. 1977 y Salas, R. 1987) que constituyen una prometedora posibilidad de diferenciación del complejo H S T (Cal. de Malacara) que acabamos de describir.

La figura 75a muestra seis pozos que sustentan con una correlación, en si bastante fiable, la propuesta subdivisión de la Sec. de Depósito de 1er orden C_3 en cuatro Secuencias de 2º orden: $C_{3.1}$ a $C_{3.4}$. Los problemas de la condensación de cuenca (Alicante A-1) y de las cuñas de plataforma tipo S M W (Ascoy-1) constituyen los puntos mas difíciles de la interpretación.

Las litologías observadas en los diferentes S. Tracts que esta correlación identifica,viene a indicarnos un esquema de distribución de facies mucho más lógico que el que nos obligaba a representar la Secuencia de 1er orden C_3. Ahora es posible observar que:

1. Los cuatro Episodios de Nivel Bajo son fuertemente siliciclásticos en el margen y calizo-arenosos en la plataforma media-externa. La arcillosidad es siempre muy notable.

2. Los S. Tract Transgresivos son los intervalos mas arenosos, especialmente en el margen y plataforma media, y constituyen alternancias de calizas arenosas, calizas y arenas en paleogeografías mas meridionales (internas según la nomenclatura Bética).

3. Los Episodios tipo H S T contienen poco detrítico y constituyen la clásica facies "caliza urgoniana". Los detríticos de estos Episodios se concentran en las facies mas de techo y tan sólo en Carcelen-1 constituyen una litología dominante.

La arquitectura de las cuatro Sec. de Depósito (figs 75a y 77a) y la imagen del sondeo mas externo de Ledaña, sugieren que, en conjunto, las cuatro Secuencias de 2º orden son sucesivamente extensivas.

Al objeto de no introducir una nomenclatura específica para cada Secuencia y cada S. Tract, se me ocurrre aprovechar la existente, tal y como muestra la figura 77a.

- Cerrajón y Argos para el primer S. Tract tipo L SW.
- Contreras Inf. para el primer S. Tract tipo T S T.
- Contreras para el primer S. Tract tipo H S T. En su techo se localiza el primer litosoma de "facies urgoniana".
- Mirasol 1, 2 y 3 para las tres arenas transgresivas.
- Malacara 1, 2 y 3 para los tres S. Tract tipo H S T de facies caliza urgoniana.
- y finalmente introducimos el nombre Miraluna 1,2 y 3, más romántico que Mirasol, para los tres S. Tract de tipo S M W de las últimas Secuencias de Depósito.

Secuencia de Depósito C_4 (Aptiense-Albiense Inf) $C_{4.1}$, $C_{4.2}$ y $C_{4.3}$

Sobre grandes áreas de Ibérica y Bética, las Formaciones Escucha y Utrillas presentan una gran convergencia de facies. Esta similitud de sus litologías y los degradados y difíciles afloramientos, han motivado que ambas formaciones sean englobadas en una única que regional y genéricamente conocemos como facies Utrillas. Sin embargo algunos de los sondeos que constituyen nuestra principal base de datos permiten no solo la separación de ambas formaciones sino que las permiten identificar como núcleo básico de dos Secuencias de Depósito independientes. Es así como la Secuencia Deposicional C_4 se establece entre la discontinuidad del Aptiense Inf-Md. y la discontinuidad basal de la Fm. Escucha, que por correlación con su área de origen, Puertos de Beceite y de El Maestrazgo, situamos en el límite Albiense Inf-Md (Salas, R. et al 1986).

La Secuencia Deposicional C_4 ha sido reconocida en diez sondeos y, en la mayoría de ellos, superpuesta a la precedente Secuencia C_3 que acabamos de describir. A la luz de estos verticales y artificiales cortes estratigráficos que significan los sondeos pueden esquematizarse ciertas diferencias y relaciones espaciales entre las Secuencias Urgoniano-1 y Urgoniano-2:

1. El Urgoniano-2 presenta un Episodio transgresivo (T) de naturaleza significativamente carbonática. Los detríticos son mínimos y solo parecen significativos en el margen.

2. Su Episodio regresivo de tipo Alto Nivel (R) es también eminentemente carbonatado.

3. Ciertos datos, como la más externa situación de el Episodio tipo Bajo Nivel (R.R), el borde interno del Episodio (R) y la ausencia de detríticos del Episodio transgresivo (T) permiten ahora interpretar que el Urgoniano de Ledaña-1 pertenece a esta Secuencia C_4 y en consecuencia que esta segunda secuencia Urgoniana es extensiva sobre la anterior, hecho expresado ya por Vera, J.A. et al (1982).

Como en el caso precedente del Urgoniano-1, la mayor parte de la información que manejamos podemos proyectarla a una transversal tipo Prebético (Albacete-Alicante), pues aunque dos sondeos del Golfo de Valencia la reconocen, no lo hacen al completo.

La Secuencia de Depósito de 1er orden C_4 consta de tres Episodios tipo L S W /S M W , T S T y H S T.

El Episodio tipo L S T consta de una fina ritmita de arcillas, calizas arcillosas y delgados niveles arenosos y aunque es posible que incluya turbiditas, estas no son evidentes.

En los vecinos afloramientos de Alicante, Sierras de Fontcalent, Larga, Aguilas, etc... los tramos Inf. y Md. de la Unidad III de Leret, G. et al (1982) son perfectamente correlacionables con este C_{4RR} y aunque contienen niveles turbiditicos no son tan desarrollados como los presentes en la mas Occidental Fm. Cerrajón (Ruiz Ortiz, P. 1980) con cuya parte basal es igualmente correlacionable.

El Episodio transgresivo C_{4T} enseña la distribución de espesores y facies que desde el margen externo a los segmentos internos hemos repetidamente observado en otros Episodios anteriores del mismo tipo.

Se observa que salvo en el muy distal sondeo de Muchamiel-1 y en el muy externo de Ledaña-1 (fig 76) la superficie transgresiva se realiza siempre sobre facies muy someras de las Calizas de Malacara del Episodio C_{3R} de la Secuencia de Depósito precedente. Una vez mas parece que constatamos al escaso poder de penetración de las discordancias correlativas con estos Episodios de Bajo Nivel y ello sobre muy extensos segmentos de las plataformas progradantes previas.

El carácter eminentemente carbonático de este Episodio transgresivo nos inclina a pensar que debe estar incluído en la Unidad Litoestratigráfica que integran las Calizas de Malacara o es que existe un cinturón externo de tipo arena-caliza, que no alcanzamos a observar, y que al corresponderse con las Arenas y Arcillas del Burgal (Vilas, L. et al 1982) constituiría un cambio lateral de facies del margen.

Las litofacies margosas y calizo-margosas de posiciones paleogeográficas internas como las de Muchamiel-1, deben de estar incluidas en las Formaciones Cerrajón y posiblemente Argos que como indica la inicial figura 69 agrupan las problemáticas y difíciles facies de cuenca de mas de una Secuencia Deposicional.

En la mayoría de los sondeos se identifica muy facilmente el techo de los depósitos transgresivos (t.d.t.) que conceptualmente termina el Episodio transgresivo. El cambio de polaridad sedimentaria y los pequeños niveles de condensación que usamos para distinguirlo es muy visible en los sondeos.

El Episodio regresivo C_{4R} está conformado por una clásica parasecuencia somerizante que, por el espesor y escasa arcillosidad de sus secuencias genéticas individuales parece depositada en una suave plataforma, quizás rampa distalmente acentuada, pero no parece haber desarrollado un talud progradacional marcado y de elevada pendiente deposicional.

Las principales litofacies que lo caracterizan son de calizas bioclásticas, a veces dolomíticas con muy escasos niveles arenosos. En realidad, tan solo en el sondeo Ascoy-1 y en los segmentos basales de Marina del Turia E-1 la proporción de areniscas y arcillas llega a ser dominante sobre la carbonática. Se interpreta así la presencia de un interno cinturón clástico que será más lógico cuando se segreguen las Secuencias de Alta Frecuencia que incluye este H S T de 1er orden. La correlación con los afloramientos de la Ibérica es así un tanto problemática, pues no parece razonable que este interno cinturón detrítico se corresponda con las Arenas y Arcillas del Burgal que han sido definidas en paleogeografías mucho mas externas, y que como, antes hemos indicado, posiblemente se correspondan con un externo cinturón siliciclástico del Episodio transgresivo.

Lo que si es evidente es la correlación entre los gruesos paquetes de calizas bioclásticas de este Episodio C_{4R} y la Fm. Calizas del Buseo de Vilas et al (1982) y la equivalencia de éstas con las facies internas calcareo-margosas de Muchamiel-1, que de nuevo deben estar incluidas en las Fms. Argos y Cerrajón, mas concretamente en esta última.

Esta parasecuencia regresiva C_{4R} muestra, como todas las observadas, pequeñas secuencias positivas que nos servirán para identificar las Secuencias de Depósito C_{4-1}, C_{4-2} y C_{4-3}.

Como comentamos en anteriores ocasiones, mezclar churras con merinas provoca una difícil arquitectura de facies y litofacies que, al constatarla, nos lleva a la necesaria individualización de Secuencias de 2º orden. Estas difíciles situaciones acaban así por convertirse en una regla metodológica mas, que es conveniente no olvidar.

La figura 76 a muestra la correlación que sustenta, junto a las observaciones de superficie de Ibérica (A. García 1977) y Maestrazgo (R. Salas 1987), la individualización de las Secuencias de 2º orden.

Las tres Secuencias C_{4-1}, C_{4-2} y C_{4-3} contienen S. Tracts de Nivel Bajo. El mas inferior creemos es del tipo L SW y los dos superiores del tipo S M W.

La agrupación de estas tres Secuencias parece ser del tipo extensivo, pues los S M W -L S W se observan en retrogradación progresiva.

La correlación con Unidades Litoestratigráficas y Formaciones definidas en afloramientos está representada en la figura 77b:

1. El Episodio L S T inicial debe correlacionar con la Fm. Cerrajon, si bien es posible que ésta incluya facies distales de más de una Secuencia.

2. El primer S. Tract tipo T S T es, en el margen, parte de la Fm. El Burgal, hacia cuenca pasa a calizas y calizas arcillosas.

3. El primer H S T corresponde a la Fm. El Burgal, y al igual que el anterior, es progresivamente mas calizo hacia cuenca. Los primeros litosomas de "caliza urgoniana" aparecen en su techo.

4. Pequeñas pasadas arcillosas y calizo-arcillosas que contienen cantos de cuarcita corresponden a los S M W superiores. Para ellos proponemos Miraluna 4 y 5, pues los Miraluna 1,2 y 3 fueron propuestos para "el urgoniano-1".

5. Del mismo modo, proponemos Mirasol 4 y 5 para los delgados niveles detríticos que básicamente contienen los S. Tract T S T superiores.

6. Las Calizas del Buseo 1 y 2 son reservadas para los H S T de las dos últimas Secuencias de Depósito.

Quiero hacer constar que estas nomenclaturas no constituyen propuestas formales, pues de nada serviría definirlas en sondeo con tan escasos datos bioestratigráficos y litológicos. Es por ello por lo que no introducen, en lo posible, nuevas nomenclaturas y al menos sirven como una imprecisa guía para las futuras observaciones de superficie o sondeo.

Las figuras 77 c y d muestran dos posibles interpretaciones de la plataforma urgoniana (C_3+ C_4): Plataforma progradante en la que los anómalos espesores de Río Segura (C_3) y Ascoy (C_4) corresponden a los bordes externos o taludes y una segunda interpretación en la que estos desarrollos son atribuidos a bordes externos acrecidos. La extensividad hacia el margen de la Secuencia C_4 llevaría a una posición paleogeográfica más septentrional (Ascoy) el crecimiento anómalo del borde, coincidente en la Secuencia C_3 con el sondeo más meridional de Río Segura

Secuencia de Depósito C_5 (Albense Md)

En la provincia minera de El Maestrazgo, su área de origen, la Formación Escucha representa una Secuencia Deposicional independiente que según Salas, R. et al (1990) contiene tres Episodios clásicos: L S T , T S T y H S T.

El carácter bituminoso de sus carbones hizo que durante algunos años le dedicase una atención especial en el seno de mi trabajo en ENIEPSA, y es así como puedo agregar que está también presente en muchas áreas de la región vasco-cantábrica y cuencas del Duero y Ebro.

El área que ahora presentamos no nos parece una excepción, si bien es cierto que la acusada convergencia de facies que presenta con la Fm. Utrillas y la casi completa ausencia generalizada de capas de carbón hacen muy difícil su identificación en los cubiertos y degradados afloramientos del contacto "Urgoniano-Utrillas". También, puede incluso sospecharse que su área de depósito original no fue muy extensa y continua o ha sido erosionada sobre vastas superficies, caso éste que consideramos mas probable.

En la figura 78 aparece representada la interpretación y correlación de siete sondeos que desde Ledaña-1 a Muchamiel-1 muestran la individualización, espesores y facies de las Secuencias Deposicionales "Escucha y Utrillas" y como ambas Secuencias constan de facies continentales en el margen externo y marinas en el segmento medio-interno de la transversal Bética que encuadran los sondeos representados.

Como comentamos en las líneas de introducción al Cretácico esta coherente imagen de correlación de Espisodios transgresivos y regresivos, entre las facies fluviales y fluvio-deltaicas del margen con las marinas, nos afianza en la metodología y conceptos propuestos para la interpretación de las llanuras de inundación fluviales, que aplicamos en la interpretación del Triásico.

El concepto no es otro que correlacionar una transgresión marina con una retrogradación de la llanura de inundación fluvial, secuencias canalizadas, positivas, agrupadas de forma energético decreciente, y a la inversa, cuando una regresión o estabilización marina provoca la progradación de la llanura fluvial. Parasecuencias fluviales tipo "forestepping y backstepping" son asimilados a Cortejos marinos tipo H S T y T S T respectivamente.

Se comprende mejor así el porqué cambiamos la conocida nomenclatura de superficie de inundación máxima (m.f.s.) por la de techo de los depósitos transgresivos (t.d.t.), en la que la palabra transgresivo no invoca una génesis marina y si tan solo el momento eustático. Nos parecía muy duro hablar de superficie de inundación marina en sedimentos fluviales.

En realidad, podríamos haber cambiado el adjetivo transgresivo por el de extensivo, solapante o retrogradante, pero el primero nos parece mucho mas intuitivo y directo y es genéticamente aplicable para las facies marinas que, es bueno repetir, es donde realmente estamos seguros del concepto geológico que traduce.

En los meridionales sondeos de Río Segura G-1 y Ascoy-1 es posible observar como, sobre las facies mas somerizantes de las urgonianas Calizas del Buseo, figuras 76 y 78, se diferencia un neto y brusco contacto que abre paso a una serie calizo-detrítica que contiene Orbitolínidos y bioclastos marinos. Si aplicamos a estos 50 - 150 m de sedimentos los conceptos que venimos usando, es igualmente posible diferenciar un Episodio transgresivo inicial (C_{5T}) y otro posterior Episodio regresivo (C_{5R}).

Los sondeos del margen externo, especialmente Ledaña-1, muestran en la misma posición, una serie exclusivamente detrítica y arcillosa y con numerosas capas delgadas de carbón que puede dividirse en dos agrupaciones de secuencias genéticas diferentes: Una inicial de secuencias positivas y otra superior con netas secuencias negativas en la que los carbones no han sido reportados en sondeo. La tendencia vertical de ambas agrupaciones de secuencias elementales no es tan neta como en las facies marino someras de Ascoy-1 o incluso de la observada, en el mismo Ledaña-1 dentro de la superior Formación Utrillas, pero nos parece suficiente como, para apoyada en el conjunto de sondeos representados (fig 78), definir un inicial Episodio tipo (T) fluvial y otro Episodio tipo (R) posiblemente deltaico. Ambos, con distintas facies (Perenchiza y Valencia F-1) y probables distintos medios serían correlacionables a lo largo de la transversal representada.

En las situaciones tipo Perenchiza y Valencia F-1, donde ya hemos significado la ausencia de depósitos de facies urgoniana (fig 78), la Secuencia C_5 es dudosa, pues incluso podríamos atribuir las delgadas secciones carbonatadas que hemos supuesto como pertenecientes a la Fm. Escucha a la propia Secuencia Urgoniano-2 que creemos ausente. La presencia de facies con carbón en Valencia F-1 nos decidió por la interpretación presentada, pero es evidente que no estamos seguros y así lo significamos. Y es que cuando mas de una potencial superficie erosiva afecta a un alto interno, o se poseen dataciones específicas, o se especula, tal y como hemos hecho.

La correlación con el Maestrazgo ha sido ya esbozada, si bien es preciso notar que en el segmento que presentamos la Secuencia "Escucha" solo contiene los dos clásicos Episodios que frecuentan las plataformas y no los tres que se interpretan presentes en el Maestrazgo entre las discontinuidades sedimentarias mayores del Albense Inf-Md y del

Albense Md-Sup (Salas, R. 1987 y Querol, X. 1990).

La correlación con la Cordillera Ibérica no es evidente, pero por las descripciones, edades y sugeridos cambios de facies, la Formación Calizas, margas y areniscas de Sacaras (Vilas, L. et al 1982) podría incluir parte o la totalidad de esta Secuencia Deposicional C_5.

Con las dudas ya expresadas de los sondeos de Perenchiza y Golfo de Valencia F-.1, la Secuencia C_5 podría esquematizarse como una suave y muy somera plataforma marina y una extensa llanura de inundación fluvio-deltaica. Las facies marinas quedarían únicamente limitadas al segmento paleogeográfico interno que continuamente evidencian los registros sedimentarios de Ascoy y Río Segura (fig 79).

La continuidad o no hasta Muchamiel-1 es muy problemática,la información del sondeo no es capaz de definirla, pero no sería extraño que estuviese presente en facies distales condensadas que hemos asignado al "Urgoniano" margo-calizo. Las limitaciones de las diagrafías de pozo en estas facies son semejantes a las de los afloramientos. De hecho, el intervalo Albense Md. está incluido en la ya citada Formación Cerrajón y en la mas interna Formación Represa (Van Veen 1969).

Secuencia de Depósito C_6 (Albense Sup-Cenomanense Inf).

Sobre el amplio dominio de plataforma en el que se localizan la mayoría de nuestros sondeos, la Secuencia Deposicional C_6 alberga los dos Episodios tipo T S T (T) y H S T (R) que conceptualmente son posibles. Ambos Episodios incluyen los medios continentales del margen que conocemos genéricamente como facies Utrillas y las facies arenosas y calizo-dolomíticas de una extensa y bien desarrollada plataforma marina que usualmente se incluyen en el Cenomanense. En los sondeos mas meridionales puede interpretarse la presencia de un Episodio tipo L S T.

El límite inferior es la discontinuidad basal de las facies Utrillas sobre las facies Escucha y el límite superior es una notable discontinuidad sedimentaria que significa,en los dominios externos,la inundación marina del Cenomanense y que correlaciona, en los dominios internos, con un visible cambio de polaridad que se produce en el seno de las convergentes facies dolomíticas de los Episodios C_{6R} y C_{7T} (figs 78 y 80). Recordamos que externo e interno son usados según la usual nomenclatura Bética.

Así como parece muy claro que la siguiente Secuencia C_7 representa la ampliación de la cuenca marina del Cretácico Sup, el hecho de haber reconocido facies Escucha en todos los sondeos del margen nos impide asegurar el muy usual concepto de que las facies Utrillas y no las Escucha traducen la primera gran progradación de sedimentos continentales sobre las plataformas marinas previas. Es decir, el gran momento regresivo nos inclinariamos por situarlo en el Albiense Md (Escucha) y no en el Albiense Sup (Utrillas).

La metodología y conceptos empleados para la separación de los Episodios transgresivo y regresivo (C_{6T} y C_{6R}) en las facies fluviales del margen ha sido idéntica a la ya comentada para las facies convergentes de la Fm. Escucha. La figura 78 muestra como todas las pequeñas secuencias canalizadas de las facies Utrillas en los sondeos Ledaña-1 y Socovos-2 pueden subdividirse en dos conjuntos de energía decreciente y creciente, que son así conceptualmente asimilados a los Episodios T y R que delimitamos en las facies marinas mediante el cambio de polaridad de las secuencias genéticas, a su vez agrupadas en parasecuencias tipo transgresivo y tipo regresivo.

El método y conceptos,aplicado a las facies continentales puede aún hacernos albergar dudas en base a las intromisiones tectónicas y las dinámicas sedimentarias internas que pueden desvirtuar las tendencias energéticas que usamos para correlacionar continentales y marinos, y ello por su capacidad de reproducirlas.

En efecto, cambios semejantes a los que consideramos producidos por las variaciones del nivel de base fluvial y de sus correlacionables cambios de espacio donde acomodar los sedimentos, no de poder erosivo y transporte que es básicamente topográfico y climático, pueden ser generados por pulsaciones tectónicas y por múltiples procesos fluviales internos.

Es a este respecto cuando pensamos que los procesos tectónicos,que indudablemente generan tectofacies rift y molasa,han de ser de mucha mas larga duración que estos cortos cambios de ritmo energético. Es decir, si creyésemos firmemente en la instantaneidad de una fase tectónica nos veriamos obligados a caracterizar numerosas y alternantes fases compresivas y distensivas o numerosos y alternantes cambios en la pauta subsidente de una plataforma: Episodios progradantes y retrogradantes.

Estos frecuentes y alternantes cambios tectónicos o subsidentes no parecen encajar precisamente bien con el ritmo de la Tectónica Global.

Algo muy semejante, pero precisamente a la inversa, creemos debe ocurrir con los fenómenos relativos a la dinámica sedimentaria interna de una llanura de inundación fluvial. Las locales derivas laterales, avulsiones, desbordamientos laterales, etc... deberán tener una duración mas corta que el ritmo eustático y tectónico reinante.

Los párrafos precedentes, que no son los primeros, y las ya reiterativas observaciones-correlaciones, nos llevan a esa coloquial expresión de que cada vez estamos menos inseguros con los conceptos y metodología usados en las llanuras fluviales no intracontinentales o intramontañosas.

La Secuencia Deposicional C_6 representada en las figuras 78 y 79 en unión de la inferior Secuencia C_5, consta, como ya adelantamos, de tres Episodios en el seno de los cuales se integran las facies continentales tipo Utrillas y las facies marinas. Si hemos acertado en nuestra interpretación, las diagrafías de pozo se han mostrado mas resolutivas que las observaciones de superficie, pues permiten, por decirlo así, identificar unas facies Utrillas "transgresivas", otras regresivas, y otras de Nivel Bajo.

El Episodio transgresivo C_{6T} presenta,desde Ledaña-1 a Muchamiel-1,tres litofacies características, las tipo Utrillas del margen externo, las calcáreo-detríticas de una plataforma marina muy somera y las calcáreo-arcillosas del borde interno.

Las delgadas facies transgresivas marinas, quizás mixtas, de plataforma y borde interno, no parecen poder correlacionarse con Unidades o Formaciones previamente definidas, si bien podrían corresponderse con parte o la totalidad de la Formación Calizas, Margas y Areniscas de Sácaras. Las facies Utrillas que consideramos como correlativas con el Episodio transgresivo se encuentran, sin duda, incluidas en la Formación Utrillas. (fig 79).

El Episodio regresivo C_{6R} alberga al menos cuatro asociaciones litofaciales diferentes: Las facies Utrillas del margen, las alternancias de calizas y dolomías arenosas con arenas y arcillas tipo Utrillas, las dolomías masivas de acusada convergencia facial con las dolomías del Cenomanense s.s y las ritmitas margo-calcáreas del talud deposicional y cuenca, reconocidas en Muchamiel-1.

La segunda de estas asociaciones litológicas es la que muestra las indentaciones mas evidentes entre facies Utrillas y facies marinas y es en ella donde sería posible ubicar las Formaciones Calizas de Aras de Alpuente y Calizas de la Bicuerca (Vilas, L. et al 1982, Mas, R. 1981), que junto a las Calizas de la Rosa conforman la Fm. Jumilla de Martin-Chivelet (1994).

El hecho mas destacable de este Episodio regresivo es el espesor alcanzado por las facies dolomíticas del borde de la plataforma marina, aquellas que hemos significado son convergentes con las dolomías mas superiores del Cenomanense. Para no distorsionar la figura 78, el litosoma al que hacemos referencia ha sido acortado en 205 m. en el sondeo Ascoy-1. Para visualizar la totalidad del mismo se dibujó la figura 80 que trata así de mostrar gráficamente los comentarios anteriores: desarrollo vertical y convergencia de facies.

Las Secuencias de Depósito C_5 y C_6 que hemos alcanzado en nuestros sondeos han sido representadas en esa transversal artificial (fig 79) que sistemáticamente estamos realizando como esquema conceptual de superposición de Secuencias y distribución de facies.

Esta que presentamos no precisa muchos comentarios, pero si conviene puntualizar que entre las observaciones realizadas en Ledaña-1 y las mas próximas de Perenchiza-1 o Socovos-2 hay un espacio deposicional muy grande, del orden de 100 km y que por consiguiente este espacio ha sido interpretado merced a observaciones de superficie muy simplificadas en las que caben una complejidad mucho mayor que la representada. A la vez se intenta graficar que el máximo regresivo pertenece al Albense Md. y no al Sup., idea que necesitaría de más datos para ser confirmada.

Las facies fluviales y fluvio-deltaicas,tipo Utrillas,de las Secuencias Escucha (C_5) y Utrillas (C_6) no son las únicas del Cretácico Superior, pues en paleogeografías más de margen, las facies Utrillas representan cambios laterales de facies de la Fm. Jumilla,de las Margas de Chera y de las Dolomías de Alatoz y Villa de Ves (Martin-Chivelet, 1994). Cabe entonces la posibilidad de que durante gran parte del Cretácico Superior las arenas fluviales tipo Utrillas han constituido un gran margen siliciclástico equivalente,en tiempo,de múltiples Secuencias de Depósito marinas de paleogeografías más meridionales.

Este sistema de margen detrítico y plataformas carbonáticas obligaría a progradar las facies fluviales sobre los carbonatos marinos en los Episodios tipo H S T, y es evidente que estas progradaciones no son muy notables, pues cualquiera que sea la transversal elegida las facies Utrillas no son frecuentes o están escásamente desarrolladas por encima de los primeros carbonatos. Los sondeos de Azcoy y Río Segura si muestran la presencia de facies Utrillas en los Episodios tipo H S T , pero a la vez enseñan que los litosomas más somerizantes, de techo del H S T, son inequívocamente de tipo carbonatado. Semejante dispositivo es el observado para la Fm. Jumilla (Martín-Chivelet, 1994) que culmina en las Calizas de la Bicuerca que caracterizan la total ausencia de detríticos.

Esta distribución de facies arenosas en lo que hemos segregado en la figura 78 como Episodios H S T puede ser debida a dos hechos diametrálmente opuestos:

1.- Existe un by-pasing de detríticos que hace que estos lleguen al segmento distal de progradación del H S T. (figs 78c y 79).

2.- La superficie de inundación máxima no es la representada en la citada figura 78 para las Secuencias de Depósito C_5 y C_6. Esta segunda hipótesis significaría que durante el T S T se generan secuencias elementales de inundación del tipo arena-caliza, secuencias que ocasionan una imagen en G. Ray de apariencia somerizante (secuencias opuestas). Aunque no es el caso que creemos, no dejamos de comentarlo por su valor como ejemplo metodológico y porque no estamos seguros de que finalmente no sea esta la realidad.

Si así fuese, el H S T estaría únicamente constituido por los carbonatos con ausencia de detríticos (fig 78b) puesto que todas las capas arenosas habrían sido asignadas al Episodio Transgresivo.

De otra parte, no deja de ser sorprendente que la llanura fluvial no progrede a la plataforma marina, al menos en el margen durante los estadíos finales del H S T.

No tenemos observaciones de pozo suficientes para explicar porqué durante los sucesivos H S T los fluviales progradan muy poco a las plataformas, pero es evidente que tal progradación se realiza, pues formaciones regresivas tales como Alatoz, Villa de Ves, Cortes de Pallas, etc. son descritas como equivalentes laterales de las facies Utrillas (fig 78c). Una tan escasa cantidad de progradación, o progradación tan subvertical, podría ser debida a una compensación entre aportes y subsidencia (agradación), realzada por la escasa pendiente de los sistemas de depósito de Escucha, Utrillas y Cenomanense p.p.

Sin datos de campo precisos no podemos decidir,y es por eso por lo que dejamos abiertas las interpretaciones alternativas de las figuras 78, 78b y 78c.

Secuencia de Depósito $C_{7.1}$, $C_{7.2}$ y $C_{7.3}$ (Cenomanense - Turonense?)

La Secuencia Deposicional C_7 caracteriza un muy notable incremento de las áreas marinas que han venido circundando el Craton Ibérico. Las llanuras fluviales de facies Utrillas son cubiertas por formaciones carbonatadas marinas que mantienen una asombrosa constancia de facies tipo plataforma somera.

Encontrar un ascenso relativo del nivel marino comparable a este del Cretácico Sup. es realmente difícil, habría quizás que remontarse a las transgresiones del Muschelkalk-3 y del Hettangiense.

Cuando hablamos de un ascenso relativo notable, no estamos hablando de la magnitud física del mismo, que podríamos expresar en cantidad de metros de ascenso, nos estamos refiriendo a la eficacia del mismo, que es algo bien distinto y que medimos por la cantidad de superficie inundada, por la eficacia de la penetración marina.

Es así como equiparamos Cenomanense con Triásico o Jurásico y es así como encontramos una cierta coincidencia en la morfología,establecida sobre el continente,justo antes de estas notables inundaciones marinas: Extensas llanuras fluviales y llanuras de inundación tipo charca-evaporítica preceden a las transgresiones del Muschelkalk, del Hettangiense y del Cenomanense.

La eficacia de un ascenso relativo de usual magnitud, será mas notable cuando la geometría del continente le facilite el trabajo y es éste, junto a otros muchos, uno de los principales problemas que vemos en las estimaciones, demasiado frecuentes, de la magnitud en vertical de los ascensos y descensos relativos, mas aún si estan hechos, como también es frecuente, sobre cuencas deformadas y sin el concurso de líneas sísmicas y pozos de control.

Sin estas especiales condiciones, ausencia de deformación, sísmica y pozo, la unica posibilidad "fiable" de evaluar ascensos y descensos relativos radicaría en controlar en una misma vertical estratigráfica la profundidad de depósito de las primeras secuencias genéticas de las cuñas transgresivas superpuestas y de las últimas secuencias genéticas de sus topes regresivos infrayacentes,y esperar que nuestra sección estratigráfica no esté alterada por tectónica sinsedimentaria. El problema no es entonces nada fácil, pues solo con pensar que los Cortejos transgresivos y regresivos pueden depositarse entre 1 y 200 m. de profundidad, se nos congela el poco cerebro que poseemos, pues hay un amplio mosaico de profundidades donde elegir y este problema de la estimación paleobatimétrica de un depósito sedimentario es realmente difícil: Faunas y sedimentos alóctonos, removidos y escasa definición de las estructuras sedimentarias. Ejercitémosnos en un caso mas fácil como puede entenderse a este que nos ocupa del Cenomanense sobre las Fc. Utrillas:

1. Desde la Sª de Guadarrama a Ledaña-Socovos, las facies fluviales de Utrillas y las calizas Cenomanenses pueden seguirse por la Cuenca del Tajo y las estribaciones de la Ibérica Castellana. Sondeos y afloramientos aseguran la continuidad.

2. Asignemos la misma batimetría al Episodio transgresivo Cenomanense desde el límite interno de las facies Utrillas hasta el límite externo de los carbonatos marinos del Cenomanense. Esta sería la expresión sísmica de un "onlap" transgresivo sobre una cuenca no deformada, al menos para la primera secuencia genética del Episodio transgresivo. La última secuencia genética y las facies de condensación tendrán una profundidad de depósito diferente en cada punto del trayecto transgresivo, mayor en el segmento interno y menor en el externo, pero podemos en este caso obviarla y calcular nuestro ascenso en base a la primera secuencia genética y la pendiente de la llanura fluvial.

3. Sobre 300 kms de recorrido elegimos una pendiente para la cuenca fluvial previa a la transgresión. Pasar en ella del uno por mil al dos por mil significa estimar ascensos eustáticos de 300 y 600 m. respectivamente. Realmente hay muchas cifras donde elegir.

Ni aun en un caso tan simple como Utrillas-Cenomanense, donde no hay ninguna duda en la "profundidad" de las facies Utrillas el problema no es fácil y es por esta razón por la que no intentaremos este, tan en moda, ejercicio de cuantificar el nivel de ascensos o descensos.

Por su correlación con uno de los escasos puntos donde las formaciones, usualmente dolomíticas, son carbonatadas y presentan posibilidades de datación, el Corte de los Collados (Rodríguez Estrella, T. 1978),y mas al Oriente,la Formación Caliza de Jaén (Saenz de Galdeano, C. 1973), la Secuencia se inicia en el Cenomanense y acaba antes del Coniaciense.

La fig 81 grafíca el conjunto de las Secuencias Deposicionales C_7 y C_8 sobre una transversal que podríamos calificar de Beti-Ibérica, pues incluye sondeos como Golfo de Valencia F-1 y G-1 y Perenchiza-1. Localidad esta última que alberga la sección tipo de Formaciones asignadas a la Ibérica. Completar en sondeo las Secuencias Deposicionales del Cretácico Sup. no es nada fácil, pues los sondeos realizados en tierra comienzan usualmente en niveles estratigráficos mas bajos, y en los realizados en el Golfo de Valencia la sección estratigráfica del Cretácico Sup. suele estar barrida por la

erosión. Si la memoria no me falla, creo que los cuatro sondeos marinos presentados en la fig 81 son los únicos, entre casi doscientos realizados en el Golfo de Valencia, que cortan sedimentos de esta edad.

Representar en conjunto las Secuencias C_7 y C_8 usando como plano de referencia la discontinuidad sedimentaria o límite de Secuencias C_8 y C_9 (Campaniense Sup) ha sido intencionadamente realizado para mostrar la expresividad de la llamada Franja Anómala (Martínez, W. et al 1982) y poder así discutir mas tarde las posibilidades genéticas de esta estrecha (6-8 Kms) y larga (200 - 250 kms) franja con ausencia de sedimentos del Senonense Inf. (Secuencia C_8).

Sobre la correlación y sondeos de la figura 81 la Secuencia Deposicional C_7 de 1er orden muestra en sus dos Episodios tipo T y R las difíciles facies dolomíticas y, en contadas ocasiones, calizas, que la caracterizan sobre muy extensos dominios Béticos e Ibéricos. Debe señalarse que a partir de 1980 se están definiendo formalmente muchas Unidades y Formaciones Ibéricas que se extienden por amplios e indiscutibles dominos del Prebético, S^{as} de Cazorla y de Segura por ejemplo, lo que en nuestra opinión no refleja nada mas que aquella común plataforma Bética e Ibérica comentada en páginas anteriores.

La separación de los dos Episodios T y R y los límites secuenciales Inf. y Sup. no ofrece problemas en la mayoría de los pozos y si solo pequeñas dudas sobre el punto exacto de separación, punto t.d.t, que han sido así señalizadas.

En general, las diagrafías de pozo parecen obtener una mayor resolución en las dos Secuencias, dolomítica (C_7) y caliza (C_8) que las, observaciones de superficie, pues permiten apreciar las ya acostumbradas secuencias genéticas y parasecuencias que, por el momento, no han sido identificadas en afloramiento. Así pues, si acertamos en la correlación con los litosomas previamente definidos, habremos establecido nuevos criterios de interpretación conjunta que es uno de los objetivos inicialmente perseguidos.

Con estos antecedentes, el problema principal de esta Secuencia Cenomanense-Turonense lo fijaríamos en dos aspectos principales:

1. Ubicación de las dolomicritas arcillosas conocidas como Fm. Franco (Sepe 1973), Miembro dolomítico-arcilloso (Rodriguez Estrella, 1978) y finalmente como Dolomías tableadas de Villa de Vés (Vilas, L. et al 1982), para las que se han asignado ambientes mareales (Jerez, L. 1981 y Vilas, L. et al 1982) y ambientes pelágicos (Martin, J.M. 1980)

2. Modelo sedimentario que posibilite que los tres litosomas del margen externo: Dolomía de base, dolomía arcillosa y dolomía negra pasen lateralmente hacia el Sur a un único litosoma dolomítico que es precisamente coincidente con la ya comentada Franja Anómala.

Mas al Sur de este Litosoma dolomítico, las series del Prebético de Alicante y de las Unidades Intermedias muestran la rápida evolución de esta extensa plataforma a las facies de cuenca de tipo margo-calizo y microfaunas de Stomiosphaeras, Pitonellas, Praeglobotruncanas, Hedbergellas y Radiolarios. Este último cambio de facies se realiza en la vertiente sur de la Franja Anómala y de un modo probablemente rapidísimo para el Cenomanense, siempre en facies de Cuenca al Sur, y mas suave para el Senonense en el mas Oriental trazado de la citada Franja Anómala. Probable cambio de talud a rampa de la geometría original (Martinez, W. et al 1982).

La figura 81 muestra que en el segmento Ledaña-Río Segura, el Episodio Transgresivo C_{7T} es bastante isopaco y muestra una neta diferenciación de facies que puede resumirse en: Una alternancia de dolomías y dolomías arcillosas para el segmento mas externo y una dolomía o caliza prácticamente masiva en el segmento interno de Ascoy y Río Segura.

El Episodio regresivo C_{7R} muestra,en sus tramos basales,una diferenciación de facies limpias y arcillosas muy semejante a la anterior: Intercalaciones sucias o arcillosas en el segmento externo y práctica ausencia de ellas en las secciones atravesadas por Ascoy y Río Segura.

Los sondeos confirman así las observaciones de superficie; una "trilogía dolomítica" al Norte y una única gruesa barra carbonática sobre la denominada Franja Anómala. El problema ahora es identificar si las dolomías varvadas y arcillosas pertenencen al Episodio transgresivo o al regresivo. Las descripciones de los sondeos y los espesores observados, nos dan la impresión, de que la mayor parte de las facies dolomíticas arcillosas pertenecen al Episodio regresivo.

Las observaciones en afloramiento, barros micríticos laminados (Martin, J.M. 1980) y ripples, grietas de retracción, bioturbación, estromatolitos y laminaciones de algas (Vilas, L. et al 1982) pueden quizás conducir a un mismo medio de depósito: Un muy extenso lagoon fangoso con probables tempestitas.

Hemos finalmente adoptado esta interpretación (fig 82) sin muchos y decisivos argumentos, creando para ello una extraña barrera de protección en esa larga franja donde la "trilogía dolomítica" cambia a una única barra carbonática que

define el paso a las facies de cuenca.

El Episodio transgresivo quedaría así constituido por dos facies: Una interna de calizas y calizas arenosas y otra externa de dolomías y calizas dolomíticas con delgados niveles arcillosos.Una y otra deben correlacionar con la Fm. Chera (Vilas et al 1982)

En su techo se citan niveles intensamente bioturbados que se interpretan como de interrupción sedimentaria (Vilas et al 1982) y que podrían corresponderse con la discontinuidad equivalente al punto t.d.t. de la nomenclatura que usamos.

El Episodio regresivo diferenciaría cuatro cortejos de facies que han sido representados en al figura 82.

1. Facies de cuenca: Margocalizas con microfauna planctónica reconocidas en numerosos afloramientos del Prebético Interno y alcanzados en Muchamiel-1.

2. Facies del borde interno: Dolomías y calizas dolomíticas masivas que en algunos enclaves de la Franja Anómala Sª Larga, El Carche, Salinas, dejan ver grandes cuerpos con estratificación cruzada (Martínez, W. at al 1982).

3. Facies de lagoon fangoso: Dolomías varvadas, tableadas, y barros dolomíticos.

4. Facies de alta energía del margen externo que acaban por progradar al lagoon y que podrían correlacionarse con la Dolomía negra de S E P E. (1973) o el Miembro Superior de la clásica "trilogía dolomítica".

Por lo representativo del mismo, el Episodio transgresivo del Cenomanense puede ser comparado con los del Triásico y Jurásico en términos tales como: Eficacia de la inundación marina, velocidad de la misma, espesor del cortejo sedimentario transgresivo y señales de agradación vertical.

A eficacias relativamente semejantes, pues Muschelkalk y Hettangiense se apoyan a lo largo de cientos de kilómetros sobre facies continentales, la velocidad, espesor y agradación vertical son netamente desfavorables para el Cenomanense. ¿Son estas diferencias suficientes para diferenciar transgresiones tectónicas de eustáticas? Creemos que si y por eso sugerimos la idea. Demostrarlo es otra cosa bien distinta.

Retomemos de nuevo y por un momento este Episodio transgresivo del Cenomanense. Sobre él se han realizado múltiples observaciones de campo en la extensa plataforma Beti-Ibérica y otras muchas en las Cuencas de El Duero, Cantábrica, Rioja, etc... que conozcamos ninguna de estas descripciones y estudios de campo ha encontrado indicios de una cierta profundidad de sus depósitos, lo que puede significar que la transgresión se realiza con una muy escasa elevación del nivel marino y sobre un continente muy plano. De otra forma no podría entenderse la tremenda eficacia de la misma y la ausencia de facies profundas.

Si sobre 300 - 400 Kms de recorrido no se desarrollan ni espesores ni facies profundas es que no existe subsidencia tectónica notable. Dicho de otra forma: El ritmo tectónico reinante, sea positivo, estable o negativo, es desbordado por una veloz transgresión marina para cuya génesis solo nos queda una causa eustática, al menos en el entorno de la Cuenca que trabajamos.

De esta ya larga serie de ideas, reflexiones y comparaciones, que vamos comentando cuando creemos más oportuno, empiezan a desprenderse ciertas reglas con las que jugar:

- La eficacia del "onlap" o solapamiento extensivo hacia el área continental de una inundación marina, no debe ser usada, salvo en muy excepcionales condiciones, como indicador de la magnitud de un ascenso marino. La morfología de la potencial superficie transgresiva es un factor sobre el que pensar.

- La eficacia de una transgresión, espacio inundado, no es indicativa de su origen: tectónico, eustático o mixto.

- Los ritmos tectónico y eustático parecen de periodos muy diferentes. Uno lento y continuado, épocas compresivas o distensivas, y otro mucho mas voluble. Si no fuese así, estaríamos obligados a caracterizar tantas fases tectónicas distensivas y compresivas como Episodios transgresivos y regresivos fuesemos capaces de detectar. Acabamos de expresar la única desavenencia que creemos encontrar en la concepción de las Unidades Tecto Sedimentarias (U.T.S); su genética vocación tectónica, quizás porque la mayoría de las observaciones que a ellas condujeron fueron realizadas en el Pirineo y en los sedimentos sintectónicos en especial.

- El voluble ritmo eustático parece a la escala de los Episodios, Tract, Cortejos o Unidades Tecto Sedimentarias un tanto repetitivo: Rápido en los ascensos y descensos destructivos, y muy estable o de largo periodo en los tipo alto nivel que hemos calificado como constructivos del margen.

La distribución de facies de la figura 82 está realizada en base a las indicaciones recogidas para una Secuencia de 1er orden. Su simple observación nos lleva a la sospecha de que tal simplificación provoca una difícil arquitectura sedimentaria. Muy recientemente en el área Jumilla-Yecla se han diferenciado litosomas, Unidades Litoestratigráficas y discontinuidades (Martín Chivelet, J. 1994) que proporcionan una estimable guía para la interpretación en subsuelo de las Sec. de Depósito que la difícil arquitectura de facies de la Secuencia C_7 nos hacia sospechar.

Esta posibilidad está recogida en la figura 81a con la correlación de un selecto grupo de sondeos realizados en posiciones de margen y de cuenca. La correlación que esta figura representa intenta expresar la geometría deposicional con el abatimiento de los sondeos de cuenca Ascoy y Río Segura.

Tal interpretación muestra como las difíciles facies dolomíticas son tan expresivas secuencialmente como las arcillo-arenosas o las calcáreo-margosas; ventaja de las diagrafías de pozo que ya comentamos en la introducción.

La Secuencia de 1er orden C_7 puede así subdividirse en tres Secuencias de 2° orden denominadas $C_{7.1}$, $C_{7.2}$ y $C_{7.3}$.

En los sondeos meridionales (internos) de Río Segura y Ascoy, la Secuencia inicial $C_{7.1}$ muestra imágenes diagráficas que pueden atribuirse a un Episodio de Bajo Nivel. Esta interpretación es apoyada por la expresividad del S. Tract T S T que la solapa, los espesores relativos y las observaciones de Leret et al (1982) en el Prebético de Alicante (Unidad V Inferior).

El trabajo de Martín Chivelet, J. (1994) es particularmente decisivo en la segragación de dos dolomías arcillosas, Villa de Ves y Carada, pues ello permite interpretar aun mejor las observaciones de sondeo. La figura 82a. recoge la correlación subsuelo-superficie que integra las facies de margen y las de cuenca.

La Sec. de Depósito $C_{7.1}$ constaría de un S M W o L S W (Unidad V Inferior), un T S T (Chera) y un H S T en el que Villa de Ves y Alatoz identifican respectivamente un lagoon mareal y una rampa de baja pendiente.

La Sec. de Depósito $C_{7.2}$ se inicia por una delgada secuencia dolomítico-arcillosa con facies muy convergentes con las inferiores Villa de Ves y superiores Carada. El S. Tract o Episodio H S T está conformado por las dolomías del Cuchillo como facies proximales y las de Carada como facies distales.

La Sec. de Depósito $C_{7.3}$ correlacionaría con las Margas de Alarcon (T S T) y la Fm. Benejama (S^a de la Solana), en su segmento basal, como H S T.

Secuencia de Depósito $C_{8.1}$ y $C_{8.2}$ (Coniaciense? - Campaniense Sup).

La Secuencia C_8 engloba los Episodios tipo,transgresivo y regresivo de alto nivel,que sobre grandes superficies de la plataforma Beti-Ibérica se corresponden con un único litosoma carbonatado, de facies someras muy constantes y que, en ocasiones anteriores, hemos llamado Senonense-1 (Martinez, W. et al 1982).

La ruptura sedimentaria basal es de edad incierta, y debe situarse en el Turonense o en el Conianense Inf. La ruptura de techo es una bien caracterizada en el Campaniense Sup, que representa un drástico cambio a facies profundas sobre áreas específicas de la somera plataforma previa, aquellas estrechamente relacionadas con la Franja Anómala.

Cualquiera que sea la interpretación final que demos a esta Franja con característica ausencia de sedimentos de esta Secuencia de Depósito del Senonense-1, debe integrar la persistencia en el tiempo de anomalías o diferenciaciones sedimentarias notables, al menos, para las Secuencias del Cenomanense-Turonense, de este Senonense-1 y del posterior Senonense-2.

Las principales dudas relativas a la correlación pozo-pozo de la citada figura 81 pueden únicamente fijarse en los problemas creados por la escasa penetración del sondeo Javea-1 y la tectonización presente en Ascoy-1, Javea-1 y especialmente Muchamiel-1. Ella ha obligado a que en los dos últimos sondeos se dibuje el usual G.R y el Sónico. Mas aún cuando los perfiles de radiactividad natural son tan inexpresivos por los productos agregados al lodo de perforación y la mala selección de la escala de representación.

Estas dificultades no son muy preocupantes, pues los afloramientos del Prebético Oriental (Alicante) y Occidental (Nerpio, Caravaca, etc) son tan expresivos que permiten una sencilla interpretación del paso a las facies de cuenca del conjunto Senonense 1 y 2: Formaciones Quipar-Jorquera de Van Veen (1969) y Vera, J.A. et al (1982), e incluso a dominios paleogeográficos aun mas internos como parte de la Formación Capas Rojas.

Las figuras 81 y 83 muestran el mas llamativo hecho de esta Secuencia C_8, nos referimos, una vez más, a su ausencia sobre los sondeos de Ascoy-1 y Río Segura G-1 que se localizan sobre la aflorante Franja Anómala y su entorno próximo y subaflorante. Si bien es verdad que Río Segura G-1 presenta una omisión estratigráfica provocada por una falla normal de tipo lístrico y es así difícil de integrar en el esquema estratigráfico.

El Episodio transgresivo C_{8T} ha sido solo reconocido en el margen o segmento paleogeográfico definido al Norte de la Franja Anómala. Los sondeos del segmento interno, Javea-1 y Muchamiel-1, por las causas ya citadas, o por las dificultades de los sedimentos de cuenca, no permiten su localización fiable.

En el segmento donde es aislado y reconocido está conformado por una parasecuencia típica de litología carbonatada y arcillosa, con la única presencia de detríticos en el sondeo Golfo de Valencia F-1.

Su correlación con las Formaciones del Sector Ibérico es muy dudosa y solo a título muy hipotético podría establecerse con las Calizas y Brechas de la S^a de Utiel de Mas, R. et al (1975), Alonso, A. y Mas, R. (1981) y finalmente de Vilas, L. et al 1982. Las Dolomías de Forata constituirían uno de sus miembros litológicos (Vilas, L. et al 1982). quizás en posiciones estratigráficas no fijas, provocadas por una dolomitización irregular.

Para el sector Bético, el Episodio transgresivo debe correlacionar con parte de las Formaciones Benejama (S E P E 1973) y S^a de la Solana (Fourcade, E. 1970 y Vera, J.A. et al 1982). Notemos que Benejama y Solana son toponímicos distintos de la misma alineación montañosa y que es en ella donde igualmente se localiza el Barranco Franco que daba viejo nombre a la Dolomía varvada (Villa de Ves).

Una anécdota. En 1970 uno de mis jefes, belga de nacimiento, me hizo borrar una descripción estructural que hablaba de la Formación Franco de esta guisa: En el flanco Norte el miembro F. Franco está invertido. Prudencia y diplomacia llevados al límite.

El Episodio regresivo C_{8R} está integado por una monótona sucesión de biomicritas y micritas con escasos niveles arcillosos y arenosos. La facies principal la constituyen las biomicritas de Characeas, intraclastos negros y estructuras de escape de gas tipo ojos de pájaro. Esporádicas y delgadas recurrencias marinas muy someras se identifican en finos niveles calcareníticos con microfaunas tipo: Cuneolina pavonia, Favreina, Murciella cuvilleiri, Discórbidos y un par de delgados niveles con Lacazina elongata.

La formación Benejana o S.^{a} de la Solana ha sido interpretada como relativa a un lagoon de muy escasa profundidad que, aislado del mar abierto por cordones de barras, recibiría muy esporádicas invasiones marinas (Martin, J.M. 1980). El cordón de barras o estructura capaz de aislarlo del mar abierto se situaría sobre el borde interno de la Franja

Anómala (Martínez, W. et al 1982), donde es especialmente detrítica, ante todo, en sus terminos superiores.

Las imágenes de las diagrafías de pozo reflejan este ambiente de depósito, pues las largas secuencias genéticas regresivas diferencian delgados y escasos niveles arcillosos en su base, signo de la baja pendiente deposicional del medio.

La figura 82 representa nuestra sintética y acostumbrada transversal en un primer dibujo que no toma en cuenta la laguna de registro del Senonense-1 sobre la Franja Anómala. Esta ausencia sedimentaria puede, como todas en principio, deberse a dos fenómenos diferentes:: No sedimentación o erosión posterior. Ambas interpretaciones serán presentadas después de describir la Secuencia Deposicional del Senonense-2, pues gracias a ella podemos justificar una de las hipótesis de partida, la del desmantelamiento erosivo.

Esta figura 82 que no implica grandes problemas de distribución de facies, no permite sospechar la presencia de Sec. de Depósito de 2° orden. Sin embargo el reciente trabajo de Martín Chivelet (1994) nos induce a intentar esta interpretación en las convergentes facies carbonáticas. Es decir, estamos expresando que, sin una guía de superficie, la correlación de la figura 81 y 82b hubiese sido difícil de establecer, y quizás de creer, por la sutileza del Episodio tipo T S T de la Sec. de Depósito $C_{8.2}$. En la citada figura también se sugiere que en las paleogeografías internas, (Jávea-1)los cambios de ritmo mostrados por las diagrafías de pozo podrían corresponder a nuevas Sec. de ´Depósito que no estarían representadas en el margen.

La correlación con superficie (Martin Chivelet y Vilas) de las Secuencias de Depósito $C_{8.1}$ y $C_{8.2}$ puede establecerse si se tiene en cuenta que los S. Tract tipo T S T no han sido diferenciados. Las Fms. S.ª de Utiel y Rambla de los Gavilanes constituyen los H S T de ambas Secuencias.

Secuencia de Depósito C_9 - Pal (Campaniense Sup.-Paleoceno)

Las notas bibliográficas interpretan la existencia de una ruptura sedimentaria en los límites del Maastrichtiense y el Daniense (fig 70). Quizás porque nuestros sondeos no observan completa la Secuencia en las paleogeografías externas, y sí solo la completan en las internas y en ellas podemos asistir al tránsito Cretácico-Paleoceno en facies marinas, nuestras observaciones indicarían que el Episodio de Alto Nivel,con el que culmina la Secuencia,continua sin interrupción hasta el Paleoceno.

Algo semejante es observado en la equivalente, en parte, Formación Quípar-Jorquera,que en su corte tipo alcanza al Eoceno y en el hipoestratotipo de la Sierra de Aixorta incluye el Paleoceno (Vera, J. A. et al 1982).

Nuestro límite Paleoceno está principalmente apoyado en la revisión micropaleontológica del sondeo Ascoy-1 (Ramirez del Pozo, J.), su integración en las imágenes diagráficas (fig 83) y en la sección de campo del Alto de las Llacunas donde el tránsito Cretácico-Paleoceno es litológicamente invisible (Martinez, W. et al 1975).

Ideas semejantes se obtienen de la comparación entre las dataciones crono-estratigráficas y las diagrafías de pozo de Javea-1 y Rio Segura G-1, que muestran los informes finales de ambos sondeos.

De todas formas y como expresamos en ocasiones anteriores, en sondeo se debe ser muy prudente si el soporte cronoestratigráfico no proviene de testigos convencionales o laterales estratégicamente distribuidos.

La figura 83 recoge la base de la interpretación pozo-pozo de esta Secuencia C_9-Pal que es presentada en unión de las anteriores Secuencias C_8 y C_7. Se pretende con ello mostrar las relaciones de superposición, ausencia, y litofacies de las Secuencias Carbonatadas de 1er orden del Cretácico Superior.

La citada figura y las observaciones de superficie permiten la individualización de tres Episodios en esta Secuencia Campaniense Sup.-Paleoceno.

El Episodio de Bajo Nivel es reconocido en los tres sondeos más internos y está en ellos constituido por una fina alternancia de margo-calizas y arcillas de tonos grises y blancos que contienen numerosa microfauna pelágica.

La imagen diagráfica de este tramo basal distribuye secuencias genéticas positivas y negativas que pueden interpretarse como el Sloope Fan Complex y el Prograding Complex que conceptualmente diferencia P. R. Vail. Quizás en el sondeo Muchamiel-1 podría diferenciarse un delgado y poco representativo Basin Floor Fan.

Este Episodio R.R. puede correlacionarse con parte de la Fm. Quípar-Jorquera que en la próxima S^a de Aixorta presenta tramos turbidíticos y olistostrómicos preferencialmente incluidos en el segmento de coloración blanco-gris (Company, M. et al 1982).

A este Episodio tipo L S.W le corresponde,conceptualmente,una correlativa discordancia erosiva,que no debe ser otra que la observada especialmente sobre la Franja Anómala, aquella que fosilizan las calizas de Echinocorys e Inoceramidos. Aunque los sondeos no describen estos organismos como es obvio por su tamaño, dichas facies del Campaniense Sup. deben ser correlacionables con el Cortejo de Bajo Nivel.

La Superficie y Cortejo Transgresivo se observa desde el margen externo hasta la interna paleogeografía de Muchamiel-1 y en su trayecto distribuye dos litofacies características: Las calizas y arcillas con intraclastos del margen externo que se adelgazan bruscamente en el sondeo Ascoy-1 y una fina ritmita de calizas y arcillas con microfaunas pelágicas en las internas situaciones de Rio Segura G-1, Javea-1 y Muchamiel-1.

El segmento externo es directamente correlacionable con parte de la Fm. Mariasnal (Dabrio, C. 1973), pues además de las facies, la documentada discontinuidad de base (Vera, J. A. et al 1982) apoya la interpretación de nuestros sondeos. Las facies internas se corresponden,en buena lógica,con parte de la Fm. Quípar-Jorquera o con las facies más internas y arcillosas de la Fm. Mariasnal.

Nótese como en la paleogeografía interna los sondeos ofrecen ya la dificultad de interpretación y separación de las condensadas y hemipelágicas facies de los tres Episodios que conforman la Secuencia.

El Episodio de Alto Nivel muestra las dos asociaciones de facies clásicas de los afloramientos del Campaniense Sup.-Maastrichtiense del Prebético. Las facies de plataforma muy somera-lagoon del margen externo y las de calcoesquistos con Globotruncanas, Stomiosphaeras, Pithonellas, etc... que culminan en las clásicas capas rojas que han sido descritas en los sondeos de Javea-1 y Muchamiel-1. La correlación con las Fms. Mariasnal y Jorquera es de nuevo posible.

Esta información de sondeo puede ser completada con la procedente de los afloramientos ya que nuestros sondeos

no han recogido datos relativos a las facies calcáreo-detríticas de Siderolites y Orbitoides y a las aun más externas y superiores de tipo continental o facies Garumn.

Si recogemos estas facies regionales y las integramos en las cortadas por los sondeos,podremos establecer esa acostumbrada y esquemática transversal que representa la fig 84 y que intenta explicar la laguna del Senonense-1 de la Franja Anómala como el producto de la erosión correlativa con el Episodio de Bajo Nivel (L S T) reconocido en los sondeos más internos.

Los dos supuestos de partida de esta expresiva banda, la no sedimentación o erosión del Senonense-1 (Secuencia C_8) han sido igualmente esquematizados en las figuras 85 y 86. Se han retrasado hasta este momento por la necesidad de presentar el Senonense-2 (Secuencia C_9-Pal) que incluye el tiempo erosivo y el tiempo fosilizante de la Franja Anómala.

La figura 85 muestra la distribución de Episodios y facies del Cenomanense-Turonense y del Senonense-1 que ya habíamos esquematizado en la anterior figura 82. Con respecto a ella se han introducido modificaciones que permitiesen generar un área emergida entre el lagoon externo y las facies de cuenca del Sur de la Franja Anómala. Esta barrera correspondería al borde acrecido de la plataforma Cenomanense-Turonense. Así las cosas, la Secuencia Senonense-2 significaría una subida del nivel marino muy moderada, pues sobre el lagoon del Senonense-1 se establecen también facies muy someras en el Senonense-2.

La figura 86 no modifica la geometría y distribución de facies del Senonense-1 establecidas para su esquema-transversal tipo y tan solo introduce la mordedura erosiva que prepara la superficie transgresiva del momento eustático ascendente del Senonense-2.

Esta segunda hipótesis parece más razonable en base a:

- No necesita de un borde interno acrecido o bioconstruido del Cenomanense-Turonense que, en buena lógica, habría que mantener durante el Senonense-2 en la hipótesis erosiva pues este sigue diferenciando lagoon y facies profundas. Este borde acrecido, además desaparecía en la interpretación de Alta Frecuencia de las Secuencias $C_{7.1}$-$C_{7.3}$.

- Acepta mucho mejor las distribuciones de facies de los Cortejos L S T y T S T observadas en el Senonense-2.

De todas formas esta nueva interpretación de la Franja Anómala,que no precisa de la desconexión física entre lagoon y cuenca, es insuficiente para explicar los numerosos fenómenos sedimentarios que se manifiestan sobre la vertical de esta línea desde mucho antes de su propuesta mordedura erosiva.

Estos fenómenos revelan que la Franja Anómala presentaba una natural predisposición al ataque erosivo correlativo con un Episodio tipo L S T La figura 87 intenta,a escala vertical,superponer los espesores y facies observados en las nueve Secuencias de Depósito del Cretácico. Se muestra así que la línea de articulación plataforma-talud ha variado muy poco desde, al menos, la primera Secuencia del Urgoniano. Es así como sus mínimos movimientos progradantes o retrogradantes generan la casi total verticalidad de los cambios de facies que son usados para diferenciar los dominios paleogeográficos conocidos como Prebético Externo e Interno.

En el Golfo de Valencia, las líneas sísmicas muestran una muy aparente diferenciación de las isopacas del Mesozoico al Sur de un trayecto más o menos rectilíneo que se interpreta generado por una falla premiocena y posiblemente sinsedimentaria con un largo tiempo mesozoico. Esta línea podría constituir la prolongación al Golfo de Valencia de la Franja Anómala.

La figura 88 que representa esta hipótesis se apoya igualmente en el hecho de que los espesores premiocenos (6-8000 m) observados al Sur de la línea pueden fácilmente justificarse con la inclusión en ellos de las series marinas del Paleógeno, hecho distintivo en todo el recorrido del segmento aflorante.

Al Oeste del Rio Guadiana Menor la situación parece muy diferente pues la Franja Anómala no existe, no ha sido identificada o se encuentra oculta bajo las Unidades alóctonas que han progresado espectacularmente hacia el Norte (Unidades Intermedias de la transversal de Jaén).

De otra parte, si aceptamos que esta línea de articulación existía y era así un lugar privilegiado para recibir las erosiones realizadas en los Episodios de Bajo Nivel,al menos desde el Aptiense-Albiense (C_4), las relativas a las Secuencias C_6 y C_7 solo han afectado al extremo margen externo y en consecuencia corresponderían a descensos muy moderados. De hecho en toda la Plataforma del Cretácico Superior se asiste a una muy notable continuidad estratigráfica que caracteriza que los límites secuenciales no alberguen erosiones e hiatos notables o es que estos nos han pasado desapercibidos en afloramiento y sondeo.

Es así como de la observación de esta amplia plataforma que controlamos mediante afloramiento y sondeo puede deducirse que los Episodios de Bajo Nivel son hechos de mucha menor envergadura que la que conceptualmente se les asigna, ya que las erosiones con ellos correlativos son sutiles, inexistentes o exclusivamente realizadas en el borde de cuenca en la mayoría de los casos. Esta del Senonense-2 parece la mas importante y mejor controlada y afectó fundamentalmente al borde de la plataforma carbonatada que abría el paso a la cuenca.

Este borde, a pesar de ser en parte desmantelado siguió controlando la línea de penetración máxima de los sedimentos marinos del Paleógeno. Constituye así un ejemplo mas de la influencia de la topografía como elemento de control de la eficacia sedimentaria de los ascensos de génesis eustática.

LA PLATAFORMA Y MARGENES DEL CRETÁCICO

En el Cretácico de Bética e Ibérica hemos diferenciado Sec. de Depósito. Algunas de ellas han sido agrupadas en "macrosecuencias" comprendidas entre discontinuidades sedimentarias y cambios litológicos mayores. A estas últimas las llamamos de 1er orden para, entendernos mejor, poder simplificar esquemas, correlacionar mejor con los datos bibliográficos y dar una idea del concepto de Eficacia Sedimentaria de una cuenca o una paleogeografía de la misma ante las causas eustáticas o tectónicas, en primera instancia, y climáticas, topográficas, volumétricas, etc, en segunda instancia, que ocasionan las propias Sec. de Depósito y el registro sedimentario de las mismas.

En esta Eficacia Sedimentaria puede que radique el ámbito global o local de las Sec. de Depósito, pues quizás nuestro poder de observación es aún limitado para reconocer Eficacias muy pequeñas que, posiblemente traducimos, en nuestra ignorancia, por ausencias.

Aunque hemos encontrado suficiente número de S. Tracts de Nivel Bajo como para sospechar que es cierta la ciclicidad del cambio eustático: Bajo, Transgresivo y Alto. No es menos cierto que nos faltan demasiados y que tampoco tenemos constancia de las erosiones que conceptualmente con ellos correlacionarían. Podemos así pensar que o no son tan destructivos (ausencia de erosiones notables), no son sistemáticos en el inicio de las Sec. de Depósito o sus registros sedimentarios se depositan muy frecuentemente en el extremo margen de la cuenca. Esta última posibilidad equivaldría a considerar que la mayoría de ellos se correponden con descensos muy moderados: ni erosiones llamativas, ni sedimentos progradando hasta la plataforma y la cuenca. Es decir, no existirían sólo dos tipos, los L S W y S M W de P.R. Vail, sino una multitud de ellos que estarían en relación directa con la magnitud del descenso eustático.

Si no es así, nos veriamos obligados a pensar que la propuesta ciclicidad eustática no es cierta, y a este respecto me pregunto si sería tan ilógico que a un momento del Nivel Alto le siguiese, en ocasiones, un impulso transgresivo.

Sobre la figura 89 hemos esquematizado las once Sec. de Depósito de 1er orden superpuestas a la representación que, con idénticos conceptos, habíamos realizado para el Jurásico.

Comparado con el Jurásico, es durante el Cretácico cuando la plataforma Bética muestra una rápida progradación o construcción del borde interno, pero no deja de ser sorprendente que ésta se realize prácticamente en el Valanginiense-Hauteriviense y quizás en el Barremiense. A partir de entonces el borde interno parece agradar o incluso retrogradar durante el Cretácico Superior. Las posiciones interno y externo siguen utilizándose en nomenclatura Bética.

La impresión que acaba por obtenerse de estos vaivenes del borde interno es que cuando las condiciones climáticas y ambientales generan sedimento carbonatado,la velocidad de producción del mismo es limitada y la plataforma agrada, casos del Jurásico y del Cretácico Md. Sup. Por el contrario, cuando el margen es de tipo siliciclástico (Jurásico Sup.-Cretácico Inf.) la plataforma prograda con visible celeridad. Es como si la frecuencia o asiduidad de los cambios eutaticos fuese mucho mayor que la capacidad natural o biológica de producción de sedimento carbonatado y así la progradación del borde interno es difícil. Si la producción de sedimento es física, material terrígeno, la frecuencia eustasia-subsidencia y la velocidad de producción están más descompensados y en los Episodios de Alto Nivel se asiste a rápidas progradaciones del borde interno de las plataformas.

Acabamos prácticamente de esbozar que es el clima y no la eustasia-subsidencia quien mayoritariamente controla la agradación y la progradación del borde de las plataformas.

A través de los sondeos no tenemos la posibilidad de observar el margen externo de las plataformas cretácicas, sus límites fueron muchos más allá de la posición ocupada por los pozos más externos de Ledaña, Salobral o Carcelén. A pesar de ello el amplio segmento de plataforma,que de alguna forma controlamos, permite ciertas observaciones que brevemente, pasamos a comentar:

- La ausencia de Secuencias de Depósito ya sea por erosión o por no deposición parece sólo realizarse en el extremo margen y son los sedimentos pre-albenses los que usualmente están ausentes. La plataforma media e interna aparenta una gran continuidad y estabilidad.

- Ciertas y muy locales ausencias o delgadez extrema de sedimentos del complejo Urgoniano parecen así causados por diastrofismos tectónicos o diapíricos. Bloques altos emergentes o subemergentes que generan locales ceros deposicionales o erosivos.

La escasa potencia de sedimentos de algunas Secuencias de Depósito y su relativa permanencia (Weald, Barremiense y Escucha) en la plataforma media-interna parecen expresar que los fenómenos erosivos correlativos con los Episodios de Bajo nivel o con los postulados en el techo de los Episodios de Alto nivel (P.R. Vail) no son realmente penetrativos. Si tuviesemos que seleccionar un ejemplo de penetración erosiva tendriamos que remontarnos a la Franja

Anómala y este ejemplo no es precisamente afortunado como modelo de los efectos erosivos de un Episodio de Bajo nivel, por la posible paleogeografía subemergente del borde interno de la plataforma justo antes del descenso generador de la erosión.

Aunque no pueda ser usado como modelo conceptual para cualquier tipo de plataforma,si que podría significar un ejemplo, quizás modelo, del segmento mas sensible a la erosión de este tipo de plataformas carbonatadas con borde interno construido o realzado y amplio, somero y subsidente.margen,tipo lagoon. Las que frecuentemente se han dado en llamar modelo "cubo de basura".

Es en este tipo de plataformas carbonáticas donde la desconexión física entre los sedimentos de plataforma lagoon y cuenca puede ser fácilmente realizable. En efecto, si el borde interno crece en vertical y no prograda, el talud de muy alta pendiente es más un segmento de "bypassing" de sedimentos que de depósito en sí. Algo de esto, que no nos atrevimos a representar por falta de más datos concretos, podría intuirse para los modelos deposicionales de las Secuencias Barremiense-Aptiense, Albense Sup-Cenomaniense y Cenomaniense (C_4, C_6 y C_7 de las figuras 87 y 89).

De otra parte, esta extensa plataforma es afectada por una intensa deformación diapírica que por los numerosos fenómenos sedimentarios que origina, tales como: Contaminación en materiales triásicos a pequeña y gran escala, generación de slumps en facies someras, depocentros y ceros locales, etc... sabemos se transmite de modo progresivo de las paleogeografías internas (Cretácico Inf.) a las paleogeografías externas (Cretácico Sup.). Este diapirismo está asociado a fallas de bajo ángulo tipo falla de crecimiento y modifica la simple geometría de una plataforma en numerosos compartimentos que no han sido representados en los esquemas sedimentológicos de las respectivas Secuencias de Depósito. Como el diapirismo continúa durante el Terciario y es entonces mucho más visible y llamativo, y no existen detallados mapas de isopacas de las Secuencias del Cretácico, es difícil evaluar la intensidad del mismo a ese tiempo en las diferentes líneas de actividad. A título de ejemplo, la figura 88 muestra esta actividad en el Golfo de Valencia y puede asegurarse, a través de las líneas sísmicas, que durante el Cretácico las numerosas geometrías diapíricas estaban ya muy desarrolladas.

En la figura 90 hemos esquematizado las principales líneas diastróficas provocada por el diapirismo en un amplio sector de la plataforma Bética. Se proporciona así una idea de la aludida complejidad que no hemos representado en las transversales conceptuales que realizamos con exclusivos datos de sondeo.

Debemos por último hacer notar que lo usual en la deformación diapírica sinsedimentaria es la modificación de espesores y no de facies sedimentarias. Escribo esto porque muy frecuentemente se asignan a los procesos diapíricos poderes que usualmente no tienen. El diapirismo difícilmente transforma o modifica las facies sedimentarias de la paleogeografía en que se realiza.

CONCLUSIONES INICIALES

Se han diferenciado Secuencias de Depósito que incluyen sedimentos del Cretácico. Los límites Jurásico-Cretácico y Cretácico-Paleoceno se realizan en el seno de dos de estas Secuencias Deposicionales.

No se han encontrado problemas insalvables en la correlación de las facies atravesadas por los sondeos con muchas de las Unidades Litoestratigráficas y Formaciones definidas en trabajos previos sobre los afloramientos que integran o circundan el área de nuestras observaciones. Si muchas o algunas de nuestras correlaciones han sido acertadas hemos así contribuido a la distribución de facies en los Cortejos o Episodios que integran la conceptual "Depositional Sequence". Puede también observarse que cuanto mas moderno es el trabajo de superficie mas fácil es la correlación con nuestras observaciones de pozo, pero todavía, aun en los trabajos recientes, la definición de los S. Tracts es ambigua o inexistente.

Como ya indicamos para el caso del Jurásico, se han encontrado ciertas diferencias conceptuales con el modelo de P.R. Vail para las Secuencias de Depósito de facies marinas y se han establecido criterios de interpretación-correlación entre facies marinas y continentales.

Las diferencias o lagunas conceptuales pueden esquematizarse como sigue:

- Turbiditas en Episodios de tipo H S T Ejemplos en las Secuencias Valanginiense-Hauteriviense (Fm. los Villares), Barremiense-Aptiense y Aptiense-Albiense (Fms. Argos y Cerrajón) especialmente.

- Significativa delgadez de los Episodios Transgresivos.

- Dificultad en entender el carácter extensivo hacia el continente de los Episodios H S T (P.R. Vail 1987). También es verdad que no hemos dispuesto de pozos en posiciones realmente de margen; pero una tal interpretación implicaría que durante el inicio y parte del H S T el nivel marino sigue en ascenso y su desaceleración provoca una descompensación entre aportes y espacio donde distribuirlos, que generaría secuencias genéticas regresivas en vez de transgresivas. Si localmente puede entenderse, puntos de excesivo aporte, es difícil de concebir para todo un margen de cientos o miles de kilómetros de longitud.

- Ausencia de erosiones notables en las facies condensadas del techo de los Episodios H S T , pero como en el caso anterior, nuestras observaciones se realizan preferencialmente en el segmento medio-externo de las plataformas progradantes que caracterizan, y en consecuencia nos faltan datos del margen.

- Es probable que todas las Secuencias de Depósito no contengan un significativo Episodio inicial del tipo L S W o S.M.W. Es verdad que nuestras observaciones no cubren la cuenca al completo, pero si en los segmentos muy externos, no observados, estuviesen estos Episodios que nos faltan, entonces, lo más probable, es que hubiese una significativa desconexión física entre Episodios tipo L S T y H S T. Si estos sedimentos estuviesen en el extremo margen, sería porque la mayoría de los descensos es poco importante.

- Obtener una aproximación a la Correlación Global significaría hacer que muchas secuencias individuales o genéticas alcanzasen el rango de Secuencias Deposicionales. Si existe una cierta aproximación a la carta 3.1B de B.U. Haq et al (1987) esta se circunscribe a las llamadas Secuencias de 2º Orden. A pesar de ello es realmente difícil encontrar un motor tectónico en muchas de las Secuencias de Depósito diferenciadas; la génesis tectónica, que fácilmente podría explicar esta ausencia de correlación, no puede ser invocada.

- Diferentes pautas de distribución de sedimentos pueden deducirse para los Episodios tipo H S T (R) si se realizan en márgenes siliciclásticos o carbonatados. A ritmos de subsidencia que consideramos equivalentes, las facies carbonáticas, aunque progradan, muestran tendencia agradante. Las siliciclásticas son frecuentemente progradantes. La capacidad de producción de material sedimentario, es atribuida como instrumento clave de esta notable diferenciación.

- Los Episodios de tipo L S T (RR) generan erosiones correlativas escasamente penetrativas. La mayor penetración erosiva de las discordancias correlativas con los Episodios de Bajo Nivel del mar se produce en el margen (subaerea) y el borde externo (submarina) del Episodio tipo Alto Nivel que les antecede.

- No encontramos en todo el Cretácico un Episodio transgresivo al que podamos asignar aquellos conceptos de potencia y extensividad que caracterizarían las transgresiones tipo distensivo. La notable extensividad de la inundación del Cenomanense, constancia de facies y ausencia de sedimentos profundos ha sido traducida a términos de eficacia o de predisposición de la superficie transgresiva y encontrado ciertas similitudes entre este tipo de transgresión y las relativas al Muschelkalk y Jurásico Inf.

De otra parte, sería muy fácil afirmar que las Secuencias de Depósito que hemos reconocido están igualmente

presentes en todo el ámbito de la Placa Euroasiática y de esa especial porción que denominamos Placa Iberia. Siempre encontraremos referencias bibliográficas que nos indiquen la diferenciación de Secuencias en el Albiense, Cenomaniense, Campaniense, etc... pero, como algunas veces indicamos, la datación de los límites secuenciales necesita de continuas y precisas observaciones que por el momento no poseemos y es así muy aventurado lanzar este tipo de afirmaciones, mas aun cuando los límites secuenciales de tipo eustático son conceptualmente instantáneos.

Sorprende la gran polémica creada con la correlación global o cuencal de las Secuencias de Depósito y la nula atención que se presta a la correlación de los Episodios que las integran. Es decir, si las Secuencias han de ser correlacionables, los Episodios que las integran también lo serán, pues límites de Secuencias y límites de Episodios son conceptualmente lo mismo.

Cuando nos estamos refiriendo al instantáneo carácter de las rupturas sedimentarias que delimitan Episodios o Secuencias es claro que nos referimos al momento de inicio y final de una definida polaridad sedimentaria. Entre ambos instantáneos momentos de cambio,existe un intervalo de tiempo que conceptualmente se supone con polaridad invariable; ritmos transgresivo o regresivo continuos, de ahí que prefiramos usar Episodios a Cortejos, pues los segundos son consecuencia directa de los primeros.

El lugar de la cuenca donde hagamos la observación de la ruptura sedimentaria y su consiguiente caracterización cronoestratigráfica nos proporcionará una edad diferente. Todo el intervalo de tiempo comprendido entre el inicio y fin del Episodio está sujeto a nuestras observaciones y es así como la datación precisa de un cambio de polaridad sedimentaria necesita de múltiples observaciones a realizar desde el margen al interior de la cuenca de depósito.

Ante esta dificultad, lo más aconsejable es la prudencia, sobre todo cuando se trata de correlacionar Secuencias Deposicionales de una cuenca a otra cuenca sedimentaria. Si se trata de correlacionar Episodios o "Tract" la dificultad crece pues el problema se amplia a dos nuevas rupturas; la superficie transgresiva y la superficie de inundación máxima.

Sobre la precedente figura 45 tratamos ya la dificultad de la datación de Secuencias y Episodios. De ella se desprende que la posición óptima para con un mínimo de observaciones caracterizar la edad de los eventos radica precisamente en las facies condensadas de cuenca y margen. La dificultad accesoria radica en ser capaces de distinguir, sobre afloramiento o sondeo, las polaridades sedimentarias de estas difíciles facies: continentales y hemipelágicas.

A pesar de estas dificultades el trabajo sobre los sedimentos pelágicos parece muy recomendable cuando estemos necesitados de la finura cronoestratigráfica que obviamente demanda la correlación cuenca-cuenca como paso previo a la correlación global.

Se entiende así que cuando hablamos de la ausencia de correlación con la curva 3.1B (1987) el argumento que mas valoramos no es el relativo a la edad de nuestras Secuencias Deposicionales sino el concerniente a las numerosas ausencias que de ellas observamos. Si Absaroka era un enclave privilegiado, Zuni también nos los parece. El privilegio de estos patrones de referencia ¿Está relacionado con el concepto de eficacia que hemos tratado de expresar o es sencillamente una prueba de la ausencia de correlación global?

II.4

OBSERVACIONES CON UN SOLO POZO (Paleógeno Prebético)

Se ha indicado en repetidas ocasiones la escasísima información de sondeo que puede obtenerse de los sedimentos del Paleógeno y del Mioceno Inf. y del interés que en ellos se focaliza por corresponder en líneas generales a épocas de actividad tectónica compresiva en diferentes cadenas montañosas. Comparar la diferenciación de las Secuencias Deposicionales, su posible o imposible correlación entre área compresivas, distensivas y estables, podría suministrar claves de interpretación que por el momento no poseemos.

Así pues y aunque la fiabilidad de lo interpretado sea pequeña, pues la mayoría de las observaciones están realizadas en un sólo pozo, describiremos los escasos datos proporcionados por algunos sondeos, por aquello de que más vale un poco que nada.

Transversal Ascoy-Rio Segura-Javea

1.- Sondeo Ascoy-1

Inmediatamente por encima de la interpretada Secuencia de Depósito C_9-Pal., el pozo Ascoy-1 corta una posible Secuencia de Depósito que hemos denominado P-E por estar conformada en su mayor parte por el Eoceno Inf. que identifica la cartografía geológica del Mapa 1:50.000, serie Magna, de Cieza (Jerez Mir, L. et al 1972).

La Secuencia incluiría dos Episodios, uno de tipo T y otro de tipo R, tal y como muestra la fig 91. La discontinuidad sedimentaria de base podría situarse dentro del Paleoceno según los datos cronoestratigráficos del pozo Ascoy-1 y del referido mapa geológico.

2.- Sondeo Rio Segura G-1

El pozo Rio Segura G-1 se inicia sobre sedimentos cretácicos pertenecientes a las llamadas Unidades Intermedias o Prebético Interno Meridional. Tras atravesar materiales del Albiense y probablemente del Eoceno, penetra a los 370 m de profundidad en el Mioceno Inf. que constituye ya el techo de la serie autóctona.

Desde el Mioceno Inf. a la ya descrita Secuencia C_9-Pal, el pozo podría atravesar un mínimo de tres Secuencias de Depósito y detectar la significación de un Mioceno Inf. tipo Bajo Nivel del Mar (figs 92 y 93).

La más inferior de estas Secuencias es probablemente Paleoceno-Eoceno y está constituido por Episodios T y R en facies margo-carbonatadas y ligeramente detríticas. La correlación con los afloramientos más próximos podría establecerse con los niveles significados como Paleoceno-Luteciense de la Sierra de la Puerta (Jerez Mir, L. et al 1972. Calasparra).

La siguiente Secuencia de Depósito está datada como Eoceno Md. y podría incluso incluir o dividirse en tres Secuencias independientes E_A, E_B y E_C de la fig 92. Incluye más de 250 m de alternancias de arcillas grises, verdes y muy ocasionalmente rojas, con niveles de arenas y esporádicos de calizas arenosas. Los afloramientos del Eoceno, sea autóctono o alóctono que enmarcan la posición de Rio Segura G-1 podrían permitir la correlación de estos materiales con las series margo-calizas y detríticas del Eoceno Sup. y probable tránsito al Oligoceno (Jerez Mir, L. et al 1972, Paquet, J. 1969).

La siguiente Secuencia de Depósito se corresponde con las conocidas facies de Caliza de Algas y Amphisteginas de muy amplia distribución en los dominios Prebético Interno y Externo (fig 93).

Lo sorprendente y novedoso de este litosoma de Rio Segura G-1 es que parece constituir una Secuencia de Depósito independiente con sus clásicos Episodios T y R. Los usuales niveles de cantos calcáreos que engloba en su base y la costra ferruginosa de su techo, que han sido descritos en numerosos afloramientos del Prebético, soportarían la hipótesis presentada de su individualidad como Secuencia de Depósito, mas aún si como parece en Rio Segura G-1 las margas del Mioceno Inf. (Probable Burdigaliense) se apoyan sobre la Caliza de Algas y Amphisteginas según un clásico contacto tipo discontinuidad RR, de base de un Episodio tipo L S T.

Otro llamativo hecho de Rio Segura G-1 es la ausencia de sedimentos del Oligoceno, más concretamente de las facies rojas o salmón que preceden sobre grandes extensiones del Prebético a las Calizas de Algas y Amphisteginas y que muy frecuentemente afloran en el inmediato segmento autóctono. La interpretación mas simple es asignar un importante proceso erosivo correlativo con un S. Tract tipo L S T en el Oligoceno.

3. Sondeo Jávea-1

El log G.R. de Jávea-1 es,como vimos con anterioridad,bastante inexpresivo y ello es probablemente debido a la escala de representación elegida 0-150 en lugar del usual 0-100 y de la presencia en el lodo de inhibidores de arcilla de tipo radiactivo.

Obtener datos del citado pozo precisa de la colaboración de otras diagrafías, se han elegido el perfil Sónico y un Resistivo que proporcionan también información secuencial, aunque como ya se dijo están afectados por circunstancias naturales, porosidad, fluidos de formación y por circunstancias artificiales tales como la rugosidad de las paredes del pozo.

En general, velocidad de propagación y resistividad de las formaciones dibujan curvas semi-paralelas en las que los niveles arcillosos o sucios deflectan hacia la izquierda del gráfico.

El Paleógeno cortado en Jávea-1 parece albergar un mínimo de dos Secuencias Deposicionales que han sido representadas en las figuras 94 y 95.

La primera de estas probables Secuencias de Depósito comienza con un Episodio tipo T,que en su base alberga niveles de conglomerados y que parece contener aun faunas del Paleoceno y del Maastrichtiense para las que toda prudencia es poca,tanto por las comentadas dificultades de las revisiones micropaleontológicas en pozo como por la naturaleza conglomerática de algunos niveles. El Episodio regresivo lo integran más de 250 m de calizas, calizas arcillosas y arcillas con Nummulitidos. Este Episodio podría incluso ser subdivido en una nueva Secuencia tal y como recoge la figura que lo representa.

Aunque con muy distintas facies, calcáreas en uno y detríticas en otro, estas dos Secuencias o única Secuencia podrían corresponderse con las denominadas en Río Segura G-1, P-E y E_A.

Si esta diferenciación en dos Secuencias individuales fuese cierta, la segunda de ellas estaría truncada por una discordancia erosiva pues la relación de espesores de los Episodios T y R es muy inusual.

Finalmente el Sondeo Javea-1 corta unos 250 m de alternancias de calizas y margas que contienen Lepidocyclinas y que por sus características litológicas no dudamos en correlacionar con el llamado flysch costero que aflora extensamente en la provincia de Alicante y al que se atribuye una edad Oligoceno-Aquitaniense (fig 95).

Aunque el perfil G.R. sea bastante inexpresivo, escasa diferenciación entre arcillas y calizas bioclásticas y arenosas, los perfiles Sónico y Resistivo muestran los contrastes litológicos que engloba la formación cortada por Jávea-1 entre las calizas de Nummulites y la discordancia con el Mioceno Sup.

El aspecto de estos 250 m. de sedimentos: Contacto basal y numerosas secuencias positivas y negativas, podrían llevarnos a interpretarlo como un "Tract" L S W en el que diferenciamos B F F , y S F C y P C. La prudencia debe ser no obstante mantenida tanto por la observación en un sólo pozo como por la posible desorganización interna que exista en el pozo, semejante a la que muestra este flysch costero de Alicante en multitud de afloramientos.

Aunque la información secuencial que hayamos proporcionado en estas observaciones con un solo pozo esté mal documentada y sujeta a todo tipo de diferentes posibilidades, habremos como mínimo completado las páginas metodológicas, pues se mostraron las posibilidades de otras diagrafías de pozo distintas de nuestro usual, por preferido, perfil de radioactividad natural.

La notable ausencia de notas bibliográficas que traten los sedimentos del Paleógeno del Prebético de forma secuencial, nos anima a una figura de recapitulación que no quiere significar que incluye todas las Discontinuidades y Secuencias que dicho Paleógeno puede englobar, sólo aquellas que podriamos haber detectado con las escasas observaciones que nos proporcionan los sondeos de Ascoy, Rio Segura y Jávea que se ubican en la paleogeografía más meridional del área de trabajo (fig 96).

II. 5

NEÓGENO MEDITERRÁNEO

El conocimiento del Neógeno del Golfo de Valencia se inicia con las primeras líneas sísmicas y sondeos que la exploración de hidrocarburos propicia a partir de 1970. Es así como las primeras subdivisiones tipo Formación (Castellón Sandstone y Shale, Ebro Sand y Clay, Amposta Chalk, Tarraco Shales y Alcanar Conglomerates) aparecen en internos y anónimos informes de pozo realizados por la Cía Shell España.

Son estas primeras diferenciaciones las que recoge W. Stoeckinger en 1971 y 1976 en dos breves notas sobre la Estratigrafía del Golfo de Valencia.

Con anterioridad, en la Cuenca del Mar Menor, los geólogos de la asociación INI-COPAREX, SEPE y CIEPSA habían subdividido el registro sedimentario neógeno de dicha Cuenca en Grupos de Formaciones limitadas por discontinuidades de techo y muro. Estos Grupos constituyen los embriones de Unidades Tectosedimentarias y Secuencias Deposicionales del Neógeno del Mediterraneo y sería injusto que por constituir informes internos, no reconociéramos el trabajo realizado por Ph. Gonon, R. Soler, J. Saez y F. Pendas, y la inestimable ayuda micropaleontológica y petrográfica que a tales Grupos de Formaciones proporcionaron E. Perconig, C. Martínez Díaz, L. Granados, M. Aguilar e I. Cabañas.

Los primeros intentos de correlación entre los dominios emergidos del Mar Menor y del Prebético y sumergidos del Mediterraneo fueron expuestos en un Coloquio Internacional que sobre Tectónica de Placas y Sedimentación se realizó en el I.G.M.E. (Martinez, W. 1978 inédito).

Con ocasión del Congreso del Petróleo de Bucarest se publica una columna estratigráfica (García Siñeriz, B. et al 1979) que recoge de nuevo los tres Grupos iniciales de sedimentos en que todo el Neógeno del Mediterráneo puede dividirse.

En el IX Congreso Español de Sedimentología (Salamanca 1980) se presentaron tres breves notas que trataban de unificar y correlacionar las seis Unidades Tectosedimentarias en que creíamos posible dividir el Neógeno de Dominios Paleogeográficos tan diferentes como el Mediterraneo del Golfo de Valencia (R. Soler, et al), la Cordillera Bética (Mejias, A.G. et al) y Cuenca del Mar Menor (Martínez, W. et al). Por dificultades de edición de aquel Congreso de Salamanca la última de las comunicaciones quedó inédita y las otras dos fueron publicadas en 1983 en la Revista Mediterranea. Una recopilación de estas tres notas está recogida en la fig 100 que muestra así el objeto que aquellas notas persiguieron: la individualización y correlación de seis Unidades Tectosedimentarias en el Neógeno Mediterráneo.

En el XI Congreso Español de Sedimentología de Barcelona se indica por primera vez (Martínez, W. 1986) en una Conferencia sobre el Mediterráneo, de la que sólo se publica un breve "abstract", la distribución de Facies y Formaciones de los tres Grupos principales de sedimentos del Neógeno del Golfo de Valencia: Alcanar, Castellón y Ebro. El citado "abstract" enseña como el concepto de Secuencia Deposicional no había sido aun introducido en el modelo estratigráfico.

Con ocasión del I Congreso del Grupo Español del Terciario (Vic. 1991) aparecen una serie de breves notas que tratan aspectos secuenciales del Neogeno en el Mediterraneo y Mar Menor con base en la interpretación de diagrafías de pozo (Martínez, W. et al) y de las Depresiones Costeras Catalanas (Agustí, J. et al), de Alicante (Calvet, F. et al) y (Estevez, A. et al), de Mallorca (Pomar, L.) y de Almería (Pascual Molina, A.) con estudios en campo. Las citas descritas y el reciente trabajo de Clavell, E. (1991) completan la documentación bibliográfica que trata la división secuencial o formacional del Neógeno del área de trabajo.

La figura 100 trata de esquematizar estos trabajos previos e incluye el que ahora iniciamos a presentar y la tantas veces comentada versión 3.1B de B.U. Haq et al.

Conviene comentar que no todos los trabajos y divisiones en esta figura representados tratan de definir Secuencias de Depósito, algunos de ellos se refieren a unidades litológicas, grupos litológicos o grupos de formaciones y que aquellos que fueron presentados como Unidades Tectosedimentarias (1978 y 1980) no cumplían las especificaciones que sirvieron a A. Garrido en 1973 para definirlas. Es decir, llamabamos U.T.S. al volumen de sedimentos comprendido entre dos "rupturas sedimentarias" mayores. En ellas se incluían así diferentes polaridades sedimentarias, episodios transgresivos y regresivos, que ahora somos capaces de aislar y por consiguiente relacionar con los "Tract", Cortejos o Episodios que integran una "Depositional Sequence".

Por unas u otras causas es difícil sintetizar las conclusiones secuenciales que han constituido la base de datos inicial de este trabajo, pero si puede observarse que:

1.- Las discontinuidades sedimentarias mayores, en ocasiones discordancias, del Plioceno Inf., Messiniense, Tortoniense, Langhiense y Aquitaniense eran ya conocidas.

2.- Que el Messiniense era ya subdividido en dos-tres grupos de sedimentos diferentes y que las facies marinas (Andaluciense de E. Perconig) habían sido observadas en el Mediterráneo por encima y debajo de los complejos evaporíticos.

A partir de aquí, vamos a presentar una interpretación en base a los datos proporcionados por líneas sísmicas y sondeos representados en la fig 101. Como ya ocurrió para el Triásico se ha tenido que recurrir a la selección de algunos sondeos del Mediterráneo Norte, área fuera de nuestro inicial objetivo, pero a la vez área que presenta un mayor desarrollo del Mioceno Inf., de ahí su incorporación al área de trabajo.

Las escasas líneas sísmicas que presentaremos tratan en especial de afianzar algunos conceptos, puntuales o regionales, que en ocasiones se han ido vertiendo y a veces no justificando en páginas anteriores:

1.- Práctica ausencia de expresión sísmica de los delgados Episodios Transgresivos y las diferentes traducciones sedimentarias o geológicas de los "onlap" sísmicos.

2.- La incapacidad de definición via sísmica de Secuencias de Depósito cuando éstas son delgadas o desarrolladas en ambientes de plataforma, y ello aun en sedimentos poco compactados como son éstos del Neógeno del Golfo de Valencia.

Estos comentarios traducen lo que hemos venido reiterando, que proporciona más información secuencial un corte geológico y un sondeo, que las líneas sísmicas. Que la única ventaja de las líneas sísmicas sobre la geología de campo es la escala de observación que éstas proporcionan.

De otra parte, las líneas sísmicas del Mediterráneo son sin duda mucho más expresivas a nivel Neógeno que lo son las del Prebético a nivel Mesozoico,y esto será aprovechado para mostrar ciertas diferencias conceptuales entre el modelo de "Depositional Sequence" de P.R. Vail y el que venimos observando con la interpretación de los pozos:

1.- Ausencia de erosiones notables, sobre grandes segmentos de la plataforma, al techo de muchos Episodios tipo H S T.

2.- Presencia de turbiditas, en ocasiones bien desarrolladas, en los "Tract" tipo H S T.

3.- Extrema delgadez de la cuña de sedimentos transgresivos que conforman un "Tract" tipo T S T.

4.- Escaso nivel de somerización de los "Tract" tipo L S T en su área preferencial de depósito. El llamado "Prograiding Complex" no llega a alcanzar facies tan someras como las de un Episodio H S T.

La cooperación pozo-sísmica y la utilización del modelo de "Depositional Sequence" de P.R. Vail será indispensable para mostrar como la tan aceptada desecación de la Cuenca del Mediterraneo durante el Messiniense puede entenderse de un modo bien diferente, que ya, un tanto apresuradamente, esbozé en breves comunicaciones anteriores (Martínez, W. 1986, 91 y 93)

SECUENCIAS DE DEPÓSITO DEL NEÓGENO

A pesar de los muchos sondeos realizados y del estudio micropaleontológico que muchos de ellos contienen, las dificultades inherentes al pozo, ya comentadas en ocasiones anteriores, no permiten una precisión absoluta en el control-tiempo de los límites Secuenciales. Es así como la adjetivación de Inf., Md. y Sup. al nivel de piso estratigráfico es considerada como la aproximación más razonable, y no siempre, pues algunos límites son incluso de atribución aún mas imprecisa, como aquellos que se realizan en las facies carbonáticas del Mioceno Inferior.

Es así como la datación de las Secuencias de Depósito diferenciadas alberga todavía dudas y ha sido en general realizada tanto con los datos de pozo como con las informaciones bibliográficas procedentes de estudios en afloramiento.

Hechas estas observaciones, la fig 102 muestra una muy esquemática columna litosecuencial que resume la interpretación obtenida y que trata de mantener nomenclaturas de Grupos aparecidos en las citas bibliográficas previas. La expresión sísmica de estos originales grandes Grupos queda reflejada en la figura (102 bis).

Grupo Alcanar

Comprende cuatro Secuencias Deposicionales y una fase de alteración subaérea,generada durante los diferentes Cortejos Transgresivos del Mioceno Inf., esto ha proporcionado numerosas y diferentes interpretaciones sobre su edad. Es incluso posible que fuera de las áreas inundadas por las sucesivas transgresiones del Mioceno Inf. los procesos de karstificación de los materiales mesozoicos continuasen activos, por lo que la edad de este complejo paleosuelo puede extenderse mas allá de lo representado para el área que trabajamos.

El Grupo Alcanar permite su individualización como tal gracias al carácter carbonático de sus materiales que contrastan con el tipo siliciclástico que más tarde se instaurará y porque caracteriza tanto el inicio del volcanismo como el final de las masas olistostrómicas de procedencia meridional.

Las cuatro Secuencias Deposicionales que lo integran son paraconformes entre sí, individualmente invisibles en sísmica. , individualmente extensivas respecto a la anterior y ocupan las principales y precoces fosas tectónicas abiertas en el margen mediterráneo. El Grupo Alcanar se apoya sobre el conjunto pre-neogeno a través de un discordancia erosiva y angular que caracteriza el paleosuelo (Mo) y contrasta bruscamente con los depósitos continentales del Paleógeno que sobre ciertos surcos sedimentarios le preceden. Esto no excluye que ciertos sedimentos continentales rojos puedan ser atribuidos al Grupo Alcanar.

Grupo Castellón

Comprende tres Secuencias Deposicionales de litología arena-arcilla cuyas facies marinas son fuertemente extensivas sobre el precedente Grupo Alcanar.

La primera de estas Secuencias caracteriza un alto ritmo de sedimentación y una fuerte velocidad de progradación. Se establece con ella la primera clara diferenciación,plataforma-talud-cuenca,en el margen que describimos.

Las dos Secuencias restantes son muy delgadas y caracterizan una notable disminución de la cantidad de material sedimentario que recibe la plataforma y cuenca del Golfo de Valencia.

La crisis climática del Messiniense puede así entenderse iniciada con la brusca disminución de la cantidad de sedimento durante el Tortoniense Sup-Messiniense y culminada con los depósitos litorales de evaporitas durante el Messiniense s.s. El descenso eustático del Messiniense Sup.-Plioceno es posterior e independiente de esta crisis de sedimentos.

La última de las tres Secuencias Deposicionales que conforman el Grupo Castellón ha sido fuertemente erosionada por una discordancia correlativa con un notable descenso eustático con el que se inicia el Grupo Ebro. Como conceptualmente corresponde, esta discordancia erosiva desaparece por paso a paraconformidad sobre el talud y cuenca profunda de la Secuencia Messiniense s.s.

Con relación al frente olistostrómico meridional, el Grupo Castellón es netamente fosilizante.

Grupo Ebro

Está integrado por una inicial y muy espesa Secuencia de Depósito y posiblemente (información sísmica)

por otras finales y muy delgadas que las operaciones de sondeo no suelen testificar con diagrafías por corresponderse con los 100-150 m iniciales de los mismos.

La primera de estas secuencias es así la única que podemos interpretar con diagrafías de pozo y por las apuntadas diferencias de espesor, constituye la práctica totalidad del Grupo Ebro.

Esta Secuencia comprende un Episodio tipo L S T. correlativo con la discordancia Messiniense y que se corresponde con la alternancia de arcilla pelágica y anhidrita del llamado Messiniense-2 de las cuencas profundas del Mediterráneo. Los siguientes Episodios de tipo T S T y H S T se desarrollan muy especialmente sobre la erosionada plataforma previa y son lo que realmente integran la llamada "revolución pliocena" y conforman la actual geometría plataforma-talud y cuenca del Golfo de Valencia.

La figura 103 muestra la contribución a la construcción del margen Mediterraneo de cada uno de los Grupos Alcanar, Castellón y Ebro, y de las Secuencias en ellos comprendidos. La citada figura trata de representar una transversal desde los márgener Ibérico y Costero Catalán al margen Bético. Es así como los sondeos del Cabo de la Nao han sido proyectados o representados en la alineación Alicante-Islas Baleares. De esta sinuosa y esquemática representación se desprenden las observaciones regionales siguientes:

1.- La especial localización de las Secuencias M_1, M_2 y M_3 en las fosas tectónicas iniciales , la espectacular progradación de los H S T de las Secuencias M_5 y M_8-P_1, y la diferenciación impuesta por la discordancia erosiva y su correlativo L S T del Messiniense Sup.-Plioceno. Estas observaciones hacen imposible establecer un sondeo tipo del Neógeno del Golfo de Valencia.

A pesar de ello, los sondeos Golfo de Valencia F-1 y Tarragona F-1 podrían significarse como modelos del margen, los sondeos Castellón L-1 y Marina del Turia E-1 como tipo borde externo y finalmente Cabriel B2-A e Ibiza Marino A-1 como de tipo cuenca.

2.- La escasa contribución a la construcción sedimentaria de la actual plataforma de las Secuencias carbonáticas del Grupo Alcanar.

3.- La gran contribución de los siliciclásticos Grupos Castellón y Ebro merced a los desarrollados Episodios progradantes de tipo Alto Nivel (fig 102).

4.- La deformación sinsedimentaria de tipo distensivo durante los Grupos Alcanar y Castellón en los márgenes Catalán y Valenciano y diapírica en el sector Beti-Ibérico; máximos y mínimos espesores representados en el figura 103.

5.- La conceptual localización de los Episodios de Bajo Nivel; su gran contribución al relleno sedimentario de la cuenca profunda y la destrucción del margen que ellos comportan (Grupo Ebro).

Este primer esquema es de inmediato traducido a una inicial y esquemática transversal litoestratigráfica como la representada en la fig 104, que sirve de introducción más geológica al trabajo que presentamos. De esta adelantada representación tectosedimentaria se pueden comentar observaciones de tipo regional tales como:

6.- La ineludible condición progradante cuando el volumen de sedimentos es importante, cualquiera que sea el espacio donde distribuirlos (Episodios H S T de las Secuencias M_5 y M_8-P_1). Ambos Episodios contrastan fuertemente con los relativos a épocas de escasa producción de sedimento: Carbonatos del Grupo Alcanar y siliciclásticos-evaporíticos del Tortoniense Sup.-Messiniense (M_6 y M_7).

7.- La homogeneización de las condiciones sedimentarias entre el margen compresivo (Bético) y el distensivo (Peninsular) a partir del Langhiense-Serravalliense (M_4-M_5). Tras la colocación de las Unidades Olistostrómicas la única diferencia entre ambos márgenes es la relativa a la cantidad de sedimento que respectivamente aportan: Bien nutrido el Peninsular y desnutrido el Balear. Lógica diferenciación impuesta por sus diferentes volúmenes de área fuente de sedimentos.

Si bajo los olistostromas del actual eje de aguas profundas del Golfo de Valencia existen sedimentos del Mioceno Inf. semejantes a los aflorantes en Baleares, es decir, de facies profundas, podría afirmarse que este actual eje de aguas profundas ha sido estable durante todo el Neógeno. A lo único que entonces hemos asistido ha sido a la suave retrogradación de la costa y línea de articulación plataforma-talud durante el Mioceno Inf., a la brusca progradación de esta última durante los bien nutridos Episodios H S T del Mioceno Sup. y Plioceno, y al canibalismo de la plataforma durante el L S T del Messiniense Sup-Plioceno.

Un tal esquema deposicional pone en evidencia que las magnitudes relativas o absolutas de la mayoría de los

cambios eustáticos no parecen realmente significativas o importantes para el modelo de colmatación de una cuenca,y que son los cambios en alimentación y las geometrías previas las que proporcionan falsas concepciones de cambios eustáticos notables, pues ellos condicionan la eficacia de los registros sedimentarios.

En lo que a variaciones eustáticas se refiere,tres momentos pueden considerarse lo más significativos, son los referidos a la inundación del antepais tipo molasa continental del Paleógeno por los carbonatos marinos del Mioceno Inf., *al impulso transgresivo del Serravalliense-Tortoniense que acaba por superponer facies silicielásticas distales sobre las* someras carbonáticas previas y finalmente, al descenso correlativo con la discordancia erosiva del Messiniense Sup.-Plioceno.

Es realmente difícil valorar o cuantificar, expresarlos en metros, estos cambios relativos más significativos. ¿Un centenar, dos, unas décadas,...? y es quizás más fácil atribuirles un origen eustático, es decir, suprimir el prudente adjetivo "relativo" de su concepción genética. ¿Cómo si no pueden ser correlacionables a la escala de este margen Mediterráneo con tan diferentes contextos tectónicos en un tiempo dado?

La clave de estas reflexiones en voz alta pasa sin duda por la capacidad de datación,y consecuente correlación de los Episodios Transgresivos y Regresivos que,en unos y otros contextos tectónicos sean identificados. Sin esta muy exacta correlación, todo serán conjeturas, pero parece vislumbrarse una cierta isocronía que conduciría a una génesis eustática para las Secuencias de Depósito generadas en cuencas marinas. Los cambios eustáticos son mucho más frecuentes que los cambios tectónicos, y es así como sus efectos y causas pueden ser admitidos como independientes de todos aquellos relaciondos con modificaciones de tipo tectónico, en primera instancia, y de tipo climático o cantidad de sedimento, en segunda instancia.

El Neógeno del Mediterráneo, que interpretamos con mucha más cantidad de datos sísmicos y de sondeo que el Mesozoico previamente analizado, permitirá afianzar conceptos e ideas que ya hemos ido vertiendo en páginas precedentes y relativas ante todo a la jerarquización de los fenómenos que controlan la colmatación y distribución de sedimentos en una cuenca. Esta jerarquía de procesos podría muy esquemáticamente resumirse en:

1.- Procesos tectónicos: Megasecuencias tipo rift y tipo molasa.

2.- Procesos eustáticos: Secuencias Deposicionales integradas y superpuestas al motor tectónico. Efecto de su más corto período.

3.- Procesos climáticos, topográficos o sedimentarios locales, que controlan la relación entre cantidad de sedimento y espacio util: Extensividad de los Episodios tipo T S T y velocidad de progradación de los tipo H S T principalmente.

4.- Cambios de muy alta frecuencia, posiblemente climáticos, que controlan las secuencias genéticas que incluyen los diferentes Episodios o Cortejos; variaciones muy pequeñas del nivel marino y del volumen de sedimentos.

La figuras 103 y 104 reflejan ya la intención de tratar de conservar las más antiguas, o más conocidas, nomenclaturas formacionales de este Neógeno del Mediterráneo, evitando en todo lo posible, sólo en los casos imprescindibles, la creación de nuevas denominaciones. Cuando así ha sido necesario, la nueva Secuencia Deposicional ha sido denominada con el prefijo del Grupo sedimentario, casos de M_6 y M_7 (Castellón Arcilloso y Castellón Evaporítico) y del L S T del Messiniense-2 (Ebro Anhidrita). En otros casos, se ha mantenido el nombre de la vieja Formación en el que se incluia (Casablanca-1 y 2 etc...). Se intenta así, como se hizo para el Mesozoico, dejar guías de correlación con la bibliografía precedente, aunque a veces ello no sea nada fácil.

Brecha y Grupo Alcanar

Las primeras y poco resolutivas líneas sísmicas del Mediterráneo,identificaban ya grupos de reflexiones energéticas y subparalelas que estaban sólo presentes en las áreas más deprimidas de la plataforma Catalano-Valenciana. Los primeros sondeos las caracterizaron como facies calizo-arcillosas del Mioceno Inferior y Medio, si bien, dado que no suele perforarse en los bajos estructurales, se encontraron inicialmente muy poco desarrolladas y de una edad Langhiense a Serravalliense Inferior.

Mas tarde, con la perforación del sondeo Alcanar 1-A se obtienen testigos convencionales que muestran la existencia de conglomerados y brechas de cantos mesozoicos y cemento mioceno, que cortados bajos las facies calizo-arcillosas reciben el nombre de Fm. Brecha de Alcanar o Conglomerados de Alcanar.

A medida que avanza la exploración,van encontrándose diferentes facies de este Mioceno calizo que reciben de cada Compañía Operadora un nombre diferente: Amposta Chalk, Tarraco, Casablanca, S. Carlos, etc... Se reservaba el nombre Alcanar para las brechas y conglomerados basales.

Con posterioridad las facies Alcanar son extendidas al rango de Formación y se engloba en ella todos los sedimentos no silicicláslicos y como tal, no pertenecientes a los previamente definidos Grupo Ebro y Castellón. Esta simplificación de la Compañía Chevron significa un conceptual paso atrás, pero como el descubrimiento del campo Casablanca genera dos-tres publicaciones con esta nomenclatura, las Facies y Formaciones previas acaban siendo absorbidas por el nuevo nombre. En aras de esa ya comentada posibilidad de correlación entre nuestra interpretación y la bibliografía, mantendremos la denominación de Grupo Alcanar para el conjunto de la Brecha y de las cuatro Secuencias Deposicionales carbonatadas siguientes, pero intentaremos diferenciar y correlacionar con Secuencias Deposicionales las Facies y Formaciones anteriores al cajón de sastre de la Fm. Alcanar.

Brecha de Alcanar (Mo/Paleógeno-Aquitaniense?)

No constituye una Secuencia Deposicional y si una original superficie de alteración kárstica que ha sido retrabajada por los sucesivos Cortejos transgresivos del Mioceno Inf. y Md.; hecho que ha conducido a un notable confusionismo sobre su caracterización y edad.

Si hemos de buscar un intenso periodo de erosión y alteración subaérea en los Dominios Bético, Ibérico y Costero Catalán es inmediato referirlo al Paleógeno. Esta atribución concuerda con dos observaciones regionales del Mediterraneo: La Brecha de Alcanar se identifica sobre cualquier sedimento carbonatado del Mesozoico, siempre ligada a la discordancia Mesozoico-Mioceno, y su más antigua fosilización marina conocida es de edad Aquitaniense-Burdigaliense. Es entonces posterior y en parte sincrónica con una importante fase de deformación y erosión que estamos obligados a situar, por correlación con los Dominios emergidos del entorno del Golfo de Valencia, entre el Eoceno Sup. y el Mioceno Inf.

En el margen emergido Costero Catalán muchos afloramientos muestran,entre el Mesozoico karstificado y las primeras facies miocenas marinas,un delgado nivel arcilloso rojo que posiblemente es de edad Rambliense (Crusafont, M. et al 1955 y Agustí, J. et al 1984), a la vez en el área Prebética delgadas intercalaciones marinas permitieron datar depósitos equivalentes como Chattiense-Aquitaniense (Jerez, L. 1973). Estas informaciones y las obtenidas de la sísmica y sondeos del Mediterraneo permiten aproximar la principal época de alteración subaérea al Oligoceno-Aquitaniense, si bien no deben excluirse épocas anteriores y posteriores en todas aquellas posiciones paleogeográficas que permitieron la exposición subaérea de los carbonatos del Mesozoico.

Estos relieves emergidos del Mesozoico son,en posiciones de margen de cuenca,conceptualmente posibles desde el Cretácico Sup. (facies Garumniense) hasta la fosilización por cualquiera de las inundaciones marinas del Mioceno, lo que vuelve a ser corroborado por los sondeos del Mediterráneo,pues no se han reconocido, al Sur del Golfo de Rosas, sedimentos marinos del Cretácico Sup. y del Paleógeno.

Puede pues concluirse que existe un tiempo de emersión muy dilatado, que lógicamente variará de unas áreas a otras y no sólo a escala regional, también local, al que conceptualmente podemos atribuir el paleosuelo que representa la Brecha de Alcanar. La acotación que hemos hecho al referirla al Oligoceno-Aquitaniense responde más a deducciones conceptuales y correlaciones con afloramiento que a datos concretos.

Para entender plenamente este último comentario es preciso agregar que algunos surcos tectónicos del Mediterráneo pre-Neógeno están colmatados por cientos de metros de materiales continentales rojos que incluyen una gran variedad de facies: Arcillas, areniscas, conglomerados, anhidrita e incluso sal. Algunos sondeos han reconocido estas facies rojas y en algunos han sido caracterizadas como Eoceno y Oligoceno.

Un hecho distintivo de estas series rojas es que siempre muestran una inequívoca polaridad sedimentaria energético creciente, visible tanto en sus facies fluviales como aluviales gruesas (Martínez, W. 1986 y 1993). Constituyen así un claro ejemplo de secuencias tipo molasa continental, sintectónicas con la deformación compresiva pre-neógena del margen Ibérico-Catalán.

Durante esta fase compresiva,los altos estructurales nacientes pueden ser sometidos al proceso erosivo que tratamos de caracterizar, y los efectos de esa erosión pueden ser referidos a dos fenómenos bien diferenciados:

1.- Karstificación sobre los altos de naturaleza carbonatada.
2.- Transporte a los inmediatos surcos, tipo sinclinal sintectónico, de los productos de esa erosión (fig 105).

La Brecha de Alcanar puede entonces representar el tiempo de erosión de una larga etapa compresiva correlacionable con las molasas continentales del Paleógeno. Si la focalizamos en el tiempo Oligoceno-Aquitaniense, es tanto por las informaciones antes descritas como porque el perfil karstico que identifica (Martínez, W. et al 1983) debe lógicamente referirse al último tiempo de alteración posible, y la primera fosilización regional es de edad Aquitaniense-Burdigaliense.

Las Series Continentales Rojas del Mediterráneo no serán objeto de una interpretación de detalle por dos motivos principales: Porque son muy pocos los datos bioestratigráficos y sondeos que las cortan y porque principalmente se localizan en el Mediterráneo Norte, fuera del área de trabajo que inicialmente nos propusimos. Aún así parece conveniente seleccionar algunas imágenes diagráficas de las mismas (figs 106 y 107) para mostrar las razones que nos han llevado a atribuirlas al Paleógeno tipo molasa y no al Mioceno tipo rift y a correlacinarlas así, regionalmente y en primera aproximación, con el original paleosuelo conocido como Brecha de Alcanar.

Sin argumentos bioestratigráficos fiables, la más avanzada forma de datar estas Series Rojas del Mediterráneo es identificarlas como de tipo Rift o Molasa y correlacionarlas así con las muy próximas informaciones tectónicas del margen emergido: Compresión Paleógena y distensión Neógena.

Las citadas figuras 106 y 107 muestran como,en numerosos sondeos del Mediterráneo,estas Series Rojas enseñan un marcado hábito energeticocreciente, progradación de medios lacustres, fluviales y aluviales a pequeña y gran escala. Las identificamos así como típicas secuencias molásicas depositadas sobre un desarrollado frente de montaña y cuenca de antepaís que posiblemente existió entre Baleares y la Cuenca del Ebro durante el tectonismo compresivo Pirenaico.

La erosión sin y post-tectónica y la distensión neógena mas tardía,han modificado esta estructuración previa hasta el punto de hacerla difícilmente visible gracias a la importancia y desarrollo que alcanzaron las semifosas distensivas sobreimpuestas.

Muchas observaciones regionales avalan esta interpretación:

1.- La Cordillera Prelitoral diferencia un paleoborde cabalgante de edad Eoceno-Oligoceno de un neoborde distensivo de edad Mioceno. Es un tanto arriesgado interpretar que los sedimentos del Paleógeno, cientos de metros, encontraron su límite deposicional en el citado frente cabalgante. Mas aún cuando este frente aparenta ser el más externo y cuando materiales paleógenos están presentes sobre el horst actual de la propia Cordillera Prelitoral, en el interior de la Fosa Litoral (Stampiense de Campins,de Anadón, P. 1983) y en otros muchos sinclinales del Arco de Enlace entre Costero Catalán e Ibérica.

2.- La discordancia angular más importante del Mediterráneo se observa entre el Mioceno marino y el conjunto Mesozoico-Series Rojas. De hecho esta circunstancia provocó el fracaso de muchos sondeos exploratorios que buscaban el paleokarst y encontraron las arcillas rojas del Paleógeno.

3.- El substrato de esta discordancia principal es de edad muy variable y dicha diversidad se realiza en distancias muy cortas y aún sobre los mismos rejuvenecidos bloques estructurales. Es así posible encontrar bajo ella Paleozoico, Triásico, Jurásico, Cretácico Inf. Md y Series Rojas (Paleógeno), lo que significa una fuerte estructuración compresiva pre-discordancia. La correlación con el borde emergido que representan las Cordilleras Prelitoral y Litoral es así inmediata.

4.- Es a la vez evidente que el grado de peneplanización alcanzado tras la estructuración compresiva del Paleógeno fue muy alto, surcos y altos tectónicos fueron enrasados durante un largo proceso erosivo-sedimentario que generó el original karst y la genuina Brecha de Alcanar (fig 105). Baste sintetizar que todos los yacimientos del Mediterráneo producen de una superficie de alteración, sin duda rugosa, pero todos están controlados por una neofalla distensiva neógena que,por simple basculamiento de la previa discordancia,genera la trampa estructural. Es decir, la trampa estructural, bloque basculado por falla, es conceptualmente el yacimiento; la rugosidad de la

discordancia, trampa geomorfológica, es sólo visible a escala muy local.

5.- La más conocida semifosa con preservadas Series Rojas, es la que se localiza paralela y muy próxima al litoral Garraf-Barcelona-Rosas. Si se intenta interpretar la estructuración del Mesozoico, y no quedarse en la más aparatosa geometría distensiva neógena, puede verse que el borde Oriental de dicha fosa es un borde compresivo con numerosas fallas inversas de vergencia N-NO, decapitadas por la discordancia erosiva principal ligada a la cual encontramos la Brecha de Alcanar (Sondeo Barcelona Marino A-1). Es decir, la fracturación distensiva tardía genera la vistosa falla costera y diferencia un semigraben que no ha controlado el depósito del grueso de las Series Rojas y si sólo las ha preservado.

6.- En algunos sectores de la Cordillera Litoral, la superficie kárstica está fosilizada por depósitos continentales, poco espesos, atribuidos al Aquitaniense-Burdigaliense (Cabrera, L. et al 1991), es así muy probable que con anterioridad a esta edad se realizase la karstificación, mas aún cuando algunos sondeos del Mediterráneo cortan esta superficie de alteración bajo depósitos marinos, también atribuidos a esta edad, e incluso bajo depósitos continentales que pueden ser relacionados con ella (fig 110).

7.- Ni un solo sondeo del Mediterráneo Norte, reconoce bajo la discordancia sedimentos del Cretácico Sup. o del Eoceno marino. Esto indica que la penetración erosiva fue realmente intensa y que es muy difícil, junto a los datos anteriores, atribuirla exclusivamente al tiempo Mioceno Inf. ¿Donde están los sedimentos correlativos con la compresión del Paleógeno? ¿Tan solo en el Valle del Ebro? ¿Es que el frente compresivo fue absorbido por una sola falla cabalgante, la relativa a la Cordillera Prelitoral? Lo más seguro es que muchos otros sinclinales sintectónicos existiesen en la actual plataforma mediterránea.

Son demasiadas observaciones como para no concluir que la Brecha de Alcanar s.s es correlativa con un largo período, especialmente compresivo y de generación de relieves positivos que en el encuadre Ibérico-Costero Catalán es directamente atribuible al Eoceno Sup.-Oligoceno.

Un problema absolutamente distinto es el posterior retrabajado de la superficie de alteración subaérea por las sucesivas fases transgresivas marinas, especialmente del Aquitaniense y del Burdigaliense, ya que durante el Langhiense la gran mayoría de los bloques basculados por la distensión neógena están claramente fosilizados por sedimentos marinos. Es esta circunstancia la que obligó a extender la Fm. Brecha de Alcanar hasta la citada edad y ello tan sólo por la dificultad de individualizar en ripios de sondeo lo que es un paleokarst, colonizado por organismos y sedimentos marinos (diques neptúnicos), de una brecha de cantos mesozoicos, frecuentemente monogénicos, con cemento y matriz miocenos.

En detalle, la mayoría de los sondeos muestran, al techo de la Brecha de Alcanar, un fuerte pico radioactivo que es interpretado como un paleosuelo endurecido, capaz de soportar el retrabajado transgresivo que definitivamente lo fosilizará. Picos radioactivos semejantes son también frecuentemente observados en los límites de las Secuencias Deposicionales miocenas, pero estos, en ocasiones, se corresponden con niveles ricos en glauconita y arcillas radioactivas. Es decir, la superficie transgresiva es frecuentemente identificable por una costra endurecida que sólo en el caso de aquella que fosiliza la Brecha de Alcanar va usualmente acompañada de un alto nivel de radioactividad natural. Este pequeño detalle es quizás el que diferencia en diagrafías de pozo las discontinuidades simples de las discontinuidades complejas o multifásicas.

La Brecha de Alcanar representa entonces un largo período de alteración subaérea de los altos estructurales nacidos con la compresión tectónica del Eoceno-Sup. Oligoceno y es así correlativa con los sedimentos de tipo molasa continental roja que a la vez se depositaban en las áreas deprimidas.

El retrabajado de este paleosuelo kárstico por las sucesivas transgresiones marinas del Mioceno Inf., extensivas hacia el margen emergido, genera una cierta convergencia de facies que definieron el original concepto de "Formación Brecha de Alcanar". El concepto más tardío de "Formación Alcanar" fue una simplificación para correlacionar sísmica y litología: Reflexiones sísmicas profundas y enérgicas con sedimentos tipo arcilla-caliza.

Dado que hasta el Episodio Transgresivo del Langhiense-Serravalliense no se cubrieron la totalidad de las áreas emergidas, sea por la actividad distensiva, basculamiento de bloques, sea por la escasa penetración hacia el continente de las transgresiones previas, es necesario admitir que el proceso de alteración subaéreo se pudo continuar en cada específico punto de observación hasta la primera fosilización marina que sobre el se realizó. Las diagrafías de pozo permiten diferenciar el perfil kárstico de alteración (Martínez, W. et al 1983) del depósito retrabajado por las inundaciones marinas. El pico de radioactividad y la organización secuencial de estas últimas, permiten frecuentemente diferenciar la original y genuina Brecha de Alcanar de la posterior Fm. Brecha de Alcanar, que constituye el retrabajado de hasta cuatro Secuencias Deposicionales miocenas (figs 102 y 105).

Como la interpretación de las diagrafías de pozo permite diferenciar el perfil de alteración subaérea s.s. de los depósitos basales de los diferentes retrabajados marinos, podemos seguir reservando el nombre de Brecha de Alcanar

exclusivamente para la susodicha alteración, si bien conceptualmente entendemos que el tiempo de realización de la misma puede extenderse desde el Eoceno Sup.-Oligoceno hasta el Langhiense-Serravalliense (fig 102).

Los depósitos basales de cada Episodio Transgresivo, que según la posición paleogeográfica fosilizarían la alteración subaérea y que en ocasiones presentan litofacies muy convergentes (conglomerados gruesos, brechas monogénicas, etc...), serán denominados según la nomenclatura utilizada para el Episodio Transgresivo al que pertenezcan, a la vez que el *Grupo Alcanar sustituye al concepto Formación Alcanar usado en algunas publicaciones previas, ya que ésta incluye* cuatro Secuencias Deposicionales que pueden diferenciarse fácilmente.

La Brecha de Alcanar, no debe entonces representar más problema conceptual que el usualmente significado por las épocas de exposición subaérea y escaso depósito, realizadas frecuentemente en los márgenes de muchas cuencas sedimentarias sobre largos, localmente diacrónicos, períodos de tiempo: Paleokarst, silcretas, calcretas, eólicos y fluviales condensados, etc... Lo más significativo de este caso particular es que genéticamente está relacionada tanto con unas tectofacies molasa (Paleógeno) como con unas tectofacies rift (Mioceno Inf.) ya que ambas permitieron la generación de extensos o locales enclaves susceptibles de alteración y erosión, a su vez próximos a áreas de depósito: Sinclinales sintectónicos rellenos de series rojas del Paleógeno y fosas distensivas que focalizaron las primeras transgresiones miocenas. Es entonces aquí donde radica la principal dificultad de la Brecha de Alcanar, la ausencia de método y datos para acotar en el tiempo su generación en cada punto de observación.

Si en párrafos anteriores hemos atribuido la Brecha de Alcanar al tiempo Oligoceno-Aquitaniense, es porque las ya comentadas informaciones regionales hacen de este largo período de tiempo ($\approx$ 12 millones de años) el más propicio, pero de hecho sólo controlamos que la alteración kárstica principal es post-Mesozoico y pre-Burdigaliense, aunque conceptual y localmente puede alcanzar hasta el Langhiense (fig 102) y en enclaves excepcionales, hasta el Tortoniense.

Notemos por último que muy pocos sondeos del Mediterráneo reconocen el contacto Mesozoico-Series Rojas, por lo que es difícil extraer conclusiones sobre el mismo, pero aquellos que lo han hecho muestran un escasísimo o nulo desarrollo de la alteración que tratamos de caracterizar. Si las escasas observaciones de este contacto son correctas y extrapolables regionalmente, podríamos interpretar que donde el proceso sedimentario fue prácticamente continuo no hubo desarrollo de perfil kárstico, ni horizontal, ni vertical, en la magnitud que caracteriza el denominado Brecha de Alcanar, y es esta una nueva razón para focalizar en el Oligoceno Sup.-Aquitaniense el tiempo de alteración.

Los contactos Mioceno-Series Rojas y Mioceno-Mesozoico arcilloso no muestran el karst por razones obvias, ausencia de carbonatos, pero tampoco enseñan un mínimo paleosuelo o delgado depósito equivalente que sea diferenciable en diagrafías de pozo (figs 106 y 107) y ello aunque en las líneas sísmicas la discordancia sea tan aparatosa y visible como cuando se trata de un contacto Mioceno-Mesozoico carbonatado. Entendemos así que el proceso al que llamamos Brecha de Alcanar es esencialmente penetrativo o de percolación y que como un tal proceso no puede entenderse sin la generación de depósitos de facies continentales ligados a una red de drenaje subaérea, estos sedimentos correlativos no pueden ser otros que las denominadas Series Rojas del Paleógeno de los sinclinales sintectónicos anexos y quizás del Mioceno Inferior en el extremo margen de la cuenca: Rambliense de Crusafont et al (1955) y Agustí, J. et al (1984) y Burdigaliense de Cabrera, L. et al (1991).

Secuencia de Depósito M_1 (Aquitaniense-Burdigaliense)

Muy pocos sondeos del Mediterráneo han atravesado, con claridad, sedimentos marinos entre la superficie de alteración M_0 y las facies marinas del Burdigaliense que constituyen la Secuencia M_2 (fig 102).

Algunos de estos sondeos, casos de Garraf-1 y Columbretes A-1, si lo han hecho y como no ocupan posiciones paleogeográficas muy internas, cabe deducir que esta inicial y delgada Secuencia Deposicional M_1 puede estar representada en otros sondeos como muy delgados niveles de calizas bioclásticas asociadas a picos de radioactividad. Es decir, cuando las Secuencias Deposicionales miocenas se adelgazan y amalgaman sobre altos y márgenes, es muy difícil reconocerlas a causa de la convergencia de facies que presentan, de la dificultad de su datación en base a organismos bentónicos y de la ausencia de definición de las diagrafías de pozo para espesores del orden de dos-tres metros reflejados en bruscos picos del perfil G-Ray.

Los escogidos sondeos de Garraf-1 y Columbretes A-1 atraviesan suficientes espesores de facies calizo-margosas, ciertamente compactas, en ocasiones rubefactadas y con frecuentes restos de Algas, Briozoos y Amphisteginas para que en diagrafías de pozo puedan ser interpretadas como una Secuencia Deposicional independiente de la superior, mejor conocida y más cosmopolita Secuencia Burdigaliense (fig 108).

Aunque el Aquitaniense no ha sido específicamente caracterizado, por posición estratigráfica y correlación regional, especialmente con el Prebético, la Secuencia M_1 puede ser atribuida a un tiempo Aquitaniense-Burdigaliense.

La figura 108 presenta una correlación realizada con un plano de referencia establecido en la superficie transgresiva de la Secuencia Serravalliense-Tortoniense (M_5), gráfica así la totalidad del Grupo Alcanar. Los citados sondeos de Garraf-1 y Columbretes A-1 muestran sobre la Brechas de M_0 dos clásicos Episodios tipos (T) y (R) que evidentemente preceden a la bien caracterizada Secuencia Burdigaliense s.s. (M_2).

Este tipo de figura y correlación expresa la comentada problemática para la alteración M_0, pues los altos no inundados por esta primera Secuencia marina (M_1), tales como los representados por Castellón B-5, Casablanca-3 y Tarragona F-1, todavía pueden, en este tiempo, estar sometidos a procesos de alteración subaérea semejantes a los que inicialmente generaron M_0.

Este tiempo Mioceno de no depósito, antes de la fosilización marina, puede incluso extenderse a las posteriores Secuencias M_2 y M_3 ya que muchos altos y enclaves mediterráneos no fueron inundados tan precozmente, pero regionalmente no puede extenderse mucho mas allá, pues la Secuencia Langhiense-Serravalliense (M_4) fosiliza, con depósitos marinos, la práctica totalidad del sustrato preneógeno del Mediterráneo que controlamos (fig 103 y 108).

En la breve nota enviada al I. Congreso del Grupo Español del Terciario, celebrado en Vic en 1991, esta Secuencia M_1 no la había aún aislado, pues a esa fecha sólo había revisado los sondeos del Mediterráneo Sur. Por ello y por los comentarios anteriores la incluí como tiempo de paleokarst, interpretación semejante a las de 1978 (Martínez, W.) representada en la figura 100.

En la Cordillera Bética la Secuencia Aquitaniense-Burdigaliense había sido identificada y personalizada en la Formación Caliza de Algas y Amphisteginas (Megías, A.G. et al 1980). En el sondeo Río Segura G-1 vimos como dicha Secuencia podía ser razonablemente interpretada con la metodología que venimos usando.

Sobre la figura 105 se ha representado un modelo sedimentario esquemático de la Secuencia M_1. Dicho dibujo incluye:

- La posibilidad de extensión del tiempo Aquitaniense-Burdigaliense a la alteración subaérea.
- La idea de una suave rampa para el Episodio regresivo (M_{1T}) que diferencia secuencias genéticas de base muy arcillosa en los sondeos Garraf-1 y Columbretes A-1.
- Las facies enteramente carbonáticas de Río Segura G-1 como facies más externas que las relativas a Garraf-1 y Columbretes A-1.

Como no existen indicaciones bibliográficas con las que correlacionar esta Secuencia M_1 en el margen aflorante del Mediterráneo, y si las hay, siempre nos conducen a las Calizas de Algas y Amphisteginas s.s., para no generar nuevas nomenclaturas y por simple cuestión de estética, me he permitido agregar la palabra margas para la denominación de esta Secuencia en el ámbito Mediterráneo. De alguna forma las Calizas y Margas de Algas y Amphisteginas completan un tanto las facies Béticas, pues las facies exclusivamente carbonática es especialmente representativa del sector externo o Prebético (Garrido Megías, A. et al 1980).

Aún y a pesar de los escasos puntos de control, sondeos de Río Segura, Delta E-1, Garraf y Columbretes, las facies y espesores reconocidas permiten ciertos comentarios relativos a las influencias paleogeográficas y tectónicas sobre

esta Secuencia M_1:

- Es un tanto incongruente que las facies carbonatadas de alta energía, probablemente muy internas, de Río Segura G-1, existan bajo un Episodio de Bajo Nivel del Burdigaliense, que no es reconocido en el Mediterráneo, sobre facies que diferencian capas margosas, aparentemente más externas, de la misma Secuencia.

- Es evidente que Garraf-1 se localiza en una posición paleogeográfica más interna que Columbretes A-1 y a pesar de ello el espesor de la Secuencia M_1 es el doble en la posición de margen que en la de Cuenca (fig 108).

Con tan escasos puntos de control es fácil teorizar y difícil concretar y es, con esta introducción, como puede pensarse que la subsidencia tectónica sinsedimentaria de la conocida fosa costera de Barcelona, donde se ubica Garraf-1, es responsable de su desarrollada potencia en relación con Columbretes A-1.

La existencia de Episodios tipo Bajo Nivel, conceptualmente externos, sobre facies epirrecifales de Río Segura G-1 puede sencillamente atribuirse a la escasa modificación que sobre el margen Bético generaron las fases compresivas del Eoceno Sup.-Oligoceno que modificaron profundamente Ibérica y Costero Catalana. En la Ibérica y Costero Catalana la Secuencia Aquitaniense-Burdigaliense es post-tectónica y establece unas pautas de diferenciación de facies absolutamente nuevas y diferentes (fig 109). Acabamos de expresar que cambios eustáticos "relativos" son correlacionables en diferentes momentos tectónicos de la historia evolutiva de un común borde de Placa. No es desde luego un argumento definitivo, ni en sí mismo, ni por la escasez de los puntos de control, pero sí un dato más hacia la génesis eustática de la gran mayoría de las Secuencias de Depósito. El Mioceno Bético y Mediterráneo proporcionará nuevos y quizás más significativos datos sobre los que volver a reflexionar.

Secuencia de Depósito M_2 (Burdigaliense)

Desde el inicio de la exploración del Mediterráneo los sondeos habían diferenciado la existencia de facies carbonáticas de edad Burdigaliense Sup.-Langhiense,que fueron sistemáticamente incluidas en el llamado Grupo Alcanar. Se incluían en él tanto las calcilutitas y calcisiltitas que constituyen la principal roca madre de los yacimientos de petróleo como las facies de alta energía de tipo arrecifal.

Con el descubrimiento del Campo Casablanca los geólogos de Hispanoil reservábamos para las facies roca madre el término Fm. Casablanca y manteníamos para las facies carbonáticas blancas de alta energía la inicial nomenclatura de los geólogos de Shell, las denominadas Amposta Chalk.

El miembro Amposta Chalk se consideraba mas una facies de borde,o alto interno,de cualquier Secuencia Deposicional del Grupo Alcanar,que una característica facies de una específica Secuencia. La subdivisión de la Fm. Casablanca en dos Secuencias independientes, las M_2 (Burdigaliense) y la M_3 (Burdigaliense Sup.-Langhiense) y la correlación con el área emergida de El Vendrell, facies y edad, permiten hoy reservar el término Amposta Chalk s.s. para la Secuencia M_3 que mas adelante describiremos.

La Secuencia Deposicional M_2 consta de un Episodio transgresivo (T) bastante isopaco y un Episodio regresivo (R) que muestra notables diferencias de espesor entre la mayoría de las posiciones donde es reconocido y el excepcionalmente espeso surco de Tarragona F-1 (fig 108). La composición litológica de ambos Episodios es prácticamente idéntica: Calcisiltitas y calcilutitas pobres en microfauna pelágica y marina abierta, hecho que ha generado una problemática atribución estratigráfica.

Por su posición entre las Calizas y Margas con Amphisteginas de Garraf y Columbretes-1 (M_1) y las bien datadas del Burdigaliense Sup.-Langhiense (M_3), la edad más probable es Burdigaliense s.s.

Las indicaciones de microfaunas bentónicas de aguas muy someras, unidas a otras de tipo geoquímico: Kerógeno, biomarcadores, etc... parecen indicar un generalizado medio de depósito marino restringido para la totalidad de esta Secuencia M_2. Las bellas secuencias genéticas del potente Episodio regresivo de Tarragona F-1 y los notables cambios de espesor,revelarían que la Secuencia Bundigaliense se desarrolla bajo una subsidencia muy diferencial, bloque a bloque, y perfectamente compensada, en los surcos más activos (Tarragona F-1), con la capacidad de producción o alimentación de material sedimentario. Puede así interpretarse que el inicio del rifting mediterráneo no evidencia señales de alta velocidad distensiva. Las fosas son así rellenas de facies marino someras, poco oxigenadas y energéticas, que no parecen incluir litologías inducidas por velocidades de subsidencia elevadas. Consideramos que la capacidad de producción de carbonatos es normalmente baja y que si la subsidencia fuese acentuada se habrían generado facies un tanto profundas.

La Secuencia Burdigaliense s.s. es extensiva con relación a la precedente Aquitaniense-Burdigaliense Inf. pero no llega todavía a cubrir la totalidad de la potencial superficie transgresiva preparada desde el final de la etapa compresiva del Paleógeno.

La Secuencia Burdigaliense no había sido identificada y aislada ni en las Béticas, ni en el Mediterráneo y puede quizás corresponderse con la llamada etapa de atenuación del rifting del Burdigaliense Sup. (Agustí, J. et al 1991), del margen catalán emergido, donde se habría depositado bajo condiciones de sabkha, lacustre, marino marginal, etc... (Orti, F. et al 1976).

Para no crear nuevos nombres,que al final suelen conducir a confusiones innecesarias, preferimos mantener el de Formación Casablanca. La vieja y tradicional Fm. Casablanca queda así dividida en Casablanca 1 y Casablanca 2,que equivalen a las Secuencias de Depósito M_2 y M_3 respectivamente.

La expresividad de las facies que integran sus Episodios (T) y (R) y el escaso desarrollo que alcanza fuera de los surcos subsidentes tipo Tarragona F-1 indican muy claramente su depósito en una plataforma de baja pendiente (fig 112).

La posibilidad de correlación de las Secuencias Deposicionales M_1 y M_2 marino-someras del Mediterráneo (Aquitaniense-Burdigaliense),con las facies continentales rojas (Agustí, J. et al 1991 y Cabrera, L. et al 1991) e incluso evaporítica (Orti, F. et al 1976) que afloran en el Sistema Costero Catalán que representa el margen de la cuenca, abren de nuevo la polémica relativa a la existencia o no de sedimentos continentales del Mioceno Inf. en el Golfo de Valencia.

Sin el control micropolínico, evidentemente necesario, el argumento de tipo global que hemos utilizado, evolución vertical tipo rift o molasa para el conjunto de estos continentales rojos, no puede ser usado como totalmente definitorio cuando se trata de la observación de delgados e inexpresivos sedimentos rojos que algunos sondeos reconocieron entre el Mesozoico y las Secuencias marinas M_2 y M_3 (fig 110), y en posiciones muy próximas al límite deposicional del Mioceno Inf. marino.

Estas Series Rojas de la figura 110 caracterizan tanto una granulometría mucho más fina, que la relativa a las clásicas molasas del Oligoceno, como una evolución vertical doble: Basal energético-decreciente y a techo energético-creciente. Esta evolución podría ser asimilable a la respuesta de la llanura de inundación fluvial ante los ascensos y descensos del nivel marino tal y como fue ya expresada en ejemplos anteriores del Triásico y Cretácico especialmente.

De algún modo muchas otras observaciones favorecen esta interpretación:

1.- La sedimentación marina debuta con una actividad distensiva importante que hunde y bascula bloques. En esta costa controlada por tectónica no es imposible la existencia de altos en erosión (Brecha de Alcanar) y de limitadas áreas de depósito fluvial.

2.- La ausencia de erosiones notables entre las Secuencias Deposicionales del Grupo Alcanar implica que la sustitución de sedimentos marinos por continentales no tiene porqué corresponderse siempre con ceros erosionales: Mioceno sobre Oligoceno.

3.- Las facies extremadamente marginales y someras de las tres Secuencias Deposicionales iniciales del Mioceno posibilitan la proximidad de áreas emergidas que pueden estar sometidas a erosión (Brecha de Alcanar) o depósito (fluviales finos).

4.- La hoy emergida fosa del Vallés-Panadés muestra rápidos cambios de facies entre sedimentos marinos y continentales del Burdigaliense Sup.-Langhiense. Esta depresión tectónica y sus cortejos de facies son perfectamente repetibles no sólo en el margen del actual Golfo de Valencia, también sobre altos y bloques basculados y ciertamente más externos (Amposta, Tarraco, etc...).

Podemos entonces concluir que la existencia de sedimentación continental miocena en el actual Mediterráneo no es absolutamente descartable, muy especialmente para el tiempo Aquitaniense-Burdigaliense. Un problema muy distinto es diferenciar, sin control biológico fosil, estas series continentales de las más extendidas y frecuentes molasas del Paleógeno. A este respecto hemos adelantado ideas y métodos que pueden sintetizarse en la observación de polaridades-sedimentarias dobles en series rojas de granulometría fina, con restos carbonosos abundantes y ubicadas en áreas regionales "tipo Alto", donde conocemos la existencia de límites de depósito del Mioceno Inf. marino (fig 110).

Secuencia de Depósito M_3 (Burdigaliense Sup. - Langhiense)

Como ya hemos expresado llamamos Casablanca-2 a la más joven de las Secuencias Deposicionales que integran la vieja Fm. Casablanca definida por los geólogos de Hispanoil en 1976-77 durante el descubrimiento y desarrollo del yacimiento Casablanca.

En trabajos anteriores la Secuencia Casablanca-2 había sido incluida en Grupos o Formaciones litológicas de amplio desarrollo cronoestratigráfico tales como: Grupo Alcanar, Mioceno Carbonatado, etc (fig 100). Referencias y correlaciones más precisas pueden establecerse con la U.T.S. Ne-2 de Garrido, A. et al (1980) en la Cordillera Bética y con idéntica nomenclatura en Soler, R. et al (1980) para el Mediterraneo. En el Sistema Costero Catalán la correlación parece efectuarse con la S.D.-1 de Barnolas, A. et al (1983) y con la Secuencia Garraf de Agustí, J. et al (1991) que incluyen tanto sedimentos marinos como continentales.

En el Golfo de Valencia la Secuencia Burdigaliense Sup.- Langhiense caracteriza un intenso volcanismo sinsedimentario que alcanzó una notable extensión regional pero, por lo que conocemos por sísmica y sondeo, su área preferencial de emisión se localiza en el límite de la actual plataforma, en la línea de los sondeos de Columbretes A-1, Benicarló C-1, Delta J-1, Sagunto-1 y Golfo de Valencia D-1 (fig 101). Este volcanismo se continúa con notable actividad durante la Secuencia siguiente (Langhiense-Serravalliense) e indica la importancia alcanzada, a este tiempo, por el proceso distensivo del margen peninsular iniciado en el Mioceno Inf.

La Secuencia M_3 caracteriza también el final de las condiciones de depósito marinas someras y eminentemente carbonatadas, pues aunque sedimentos carbonatados sean frecuentes en la secuencia M_4 (Langhiense-Serravalliense) estos indican condiciones marinas abiertas y, en general, albergan un alto contenido en siliciclásticos.

Hacia el eje de las actuales aguas profundas del Golfo de Valencia las líneas sísmicas permiten caracterizar a los materiales del Burdigaliense Sup.- Langhiense como anteriores a la llegada de los olistostromas de procedencia Balear y Meridional, y al igual que de las anteriores Secuencias M_1 y M_2 (Aquitaniense y Burdigaliense), sedimentos de tipo pelágico de esta Secuencia M_3 han sido reconocidas por el sondeo Cabriel B-2A en el techo del olistostroma. Las líneas sísmicas permiten apreciar como estas arcillas con microfaunas planctónicas de las Secuencias M_1, M_2 y M_3 están preferencialmente presentes en pequeños y aislados sinformes localizados en el techo del olistostroma, del que forman parte, y como están afectados de una notable deformación interna.

La Secuencia Casablanca-2 es extensiva respecto a Casablanca-1 y de litología muy similar. A pesar de esta convergencia de facies su individualización es posible merced a la expresividad de sus Cortejos Transgresivo y Regresivo en las diagrafías de pozo (fig 108).

En el Mediterráneo Sur, objeto preferencial de nuestro trabajo, la Secuencia M_3 presenta tres litofacies un tanto diferentes:

a.- Facies tipo calcilutita y caliza micrítica muy semejantes a las características del área Norte: Sondeos de Marina del Turia E-1 y Columbretes A-1.

b.- Facies mixtas de calizas y calizas arenosas: Sondeos de Sagunto-1 y Delta L-1.

c.- Facies calcareníticas blancas de alta energía semejantes a las llamadas Amposta Chalk: Sondeos de Torreblanca-1 y Castellón L-1 (fig 110 y 111).

La fig 110 ha sido especialmente realizada para mostrar, sobre el bloque de Amposta, las relaciones entre las tres Secuencias Deposicionales iniciales del Mioceno, las anteriormente comentadas posibilidades de correlación con sedimentos *continentales y especialmente, para la interpretación de las llamadas facies Amposta Chalk. Estas facies de característica* alta porosidad y muy baja permeabilidad aparecen relacionados con dos situaciones tipo: Cuando la Secuencia es muy delgada, y en el techo del Episodio Regresivo tipo H S T. Estas observaciones y la correlación con los afloramientos del Garraf, especialmente del área de Calafell-El Vendrell, permiten caracterizar a las facies Amposta Chalk con los carbonatos arrecifales y epirrecifales del borde de depósito de esta Secuencia Burdigaliense Sup.- Langhiense.

No quiere esto decir que no exista una cierta convergencia de facies entre el original Amposta Chalk y facies carbonáticas del borde deposicional de Secuencias más jóvenes, especialmente de la inmediata posterior Langhiense-Serravalliense e incluso de la más joven Serravalliense-Tortoniense, pero parece fuera de duda que el término Amposta Chalk debe reservarse para las construcciones y especialmente taludes arrecifales del Burdigaliense Sup.-Langhiense.

El estudio de los arrecifes franjeantes del Garraf (Permanyer, A. 1982) muestra la diversidad de facies que caracterizan los sondeos y una constante progradación hacia cuenca. Esta progradación a cuenca es sin duda correlacionable con la observada posición de las facies Amposta Chalk en el tope del Episodio H S T.

Lo usual en los sondeos del Mediterráneo es un escaso desarrollo vertical de estas facies y su finalización por un pico radioactivo que representa, como muchas otras veces, la condensación sedimentaria que caracteriza la superficie transgresiva siguiente: Sondeos de Torreblanca-1, Castellón L-1 y San Carlos III-1, 2 y 3 de las figuras 110 y 111. La ya indicada posición estratigráfica mostrada por los sondeos del Mediterráneo y las observaciones de los afloramientos del Panadés, antes comentadas, nos llevan a concluir que el momento álgido arrecifal ocurre durante el Episodio Regresivo de esta Secuencia M_3.

Las Secuencias Deposicionales Burdigaliense (M_2) y Burdigaliense Sup.-Langhiense (M_3) que constituyen la vieja Fm. Casablanca pueden, con las informaciones disponibles, ser representadas en un esquemático modelo sedimentario como el de la figura 112 en el que se asume que:

1.- No existe erosión notable entre ambas Secuencias según se deduce de las observaciones de sondeo y sísmica.

2.- La inundación marina que ha sido dirigida o condicionada por la apertura tectónica de las primeras fosas no excluye que cada Secuencia sea extensiva con relación a la anterior sobre los bloques basculados por el proceso distensivo.

3.- La subsidencia tectónica, aunque notable, no diferenció fosas lo suficientemente activas como para provocar facies sedimentarias profundas. La compensación entre subsidencia y sedimentos genera una agradación de facies muy características de los Episodios tipo H S T de las Secuencias carbonatadas del Mioceno Inf. y Md. Esta agradación es exclusivamente rota por las últimas secuencias genéticas del Burdigaliense Sup.-Langhiense que son aquellas en las que las construcciones arrecifales alcanzan su mayor desarrollo (fig. 110).

4.- Los altos tectónicos diferencian márgenes donde se desarrollan colonias arrecifales. Entre estas y los grabenes anexos se depositan facies micríticas y arcillosas tipo lagoon-bahía en condiciones anóxicas.

Las tres Secuencias iniciales del Grupo Alcanar se depositaron en una suave plataforma tipo "foreland" que según la información sísmica disponible, cambio de carácter de las reflexiones sísmicas que la identifican, se profundizaba suavemente hacia el actual eje del Golfo de Valencia y originaba el cambio a facies progresivamente más abiertas y oxigenadas semejantes a las presentes en áreas como el Prebético Interno y las Islas Baleares.

Estas facies pelágicas no han sido cortadas por los sondeos en posición autóctona, pero su ya indicada presencia en el techo del olistostroma del sondeo Cabriel B-2A indicarían su existencia en regiones meridionales y orientales. Si se extrapolan las observaciones sísmicas del emplazamiento del sondeo Cabriel B-2A, pueden observarse muchas pequeñas sinformas que contendrían sedimentos pelágicos suavemente deformados sobre el techo del olistostroma mediterráneo. Se establece así un cierto paralelismo entre esta observación y el llamado "Manto de las Albarizas" del olistostroma de la Cordillera Bética en el "foreland" de la Cuenca del Guadalquivir-Golfo de Cádiz.

Secuencia de Depósito M_4 (Langhiense - Serravalliense)

Los sedimentos que identifican la Secuencia Deposicional que llamamos S. Carlos, en provecho de esas ya comentadas posibilidades de correlación con publicaciones anteriores, constituyen un volumen sedimentario de difícil interpretación e individualización por causa de los cambios de litología y facies que los afectan.

Esta Secuencia M_4 puede correlacionarse con el viejo Mioceno Calizo-detrítico (Martínez, W. 1978), con la U.T.S. Ne-3 en su parte basal, de Garrido, A. y Soler, R. et al (1980) y la Fm. San Carlos de Clavell, E. (1991).

En el margen Costero Catalán la Secuencia San Carlos (M_4) encuentra una buena correlación con la Secuencia Tarragona de Agustí, J. et al (1991), si bien y a causa de su posición paleogeográfica de margen, esta Secuencia Tarragona incluye a techo facies continentales que no se conocen en el área del Golfo de Valencia.

Durante el Langhiense-Serravalliense se emplaza y fosiliza el olistostroma, se cubren por sedimentos marinos la práctica totalidad de los bloque tectónicos y, junto a la instauración de condiciones marinas abiertas, se asiste a un espectacular desarrollo de las emisiones volcánicas submarinas.

Aún y a pesar de estos notables cambios con relación a las Secuencias Deposicionales anteriores, la Secuencia M_4 se incluye con ellas en el llamado Grupo Alcanar merced a:

1.- La permanencia de facies carbonáticas en el Mediterráneo del sector Costero Catalán.

2.- La ausencia de netas diferenciaciones plataforma-talud-cuenca que van a producirse a partir del Serravalliense-Tortoniense.

3.- Y porque la anterior circunstancia hace que en las líneas sísmicas de muchas subcuencas de este borde del Mediterráneo, la Secuencia San Carlos se inicie por una continua reflexión sísmica que indica el final de las facies de plataforma somera que identifican regionalmente el Grupo Alcanar.

4.-También porque desde una concepción aún más regional, en el segmento del Mediterráneo donde la estructuración compresiva Bética es visible, área del Cabo de la Nao, los materiales del Langhiense-Serravalliense se observan tanto en los sinclinales generados por la deformación como fosilizando la misma.

Esta atribución como sedimentos sin-postectónicos no es usualmente fácil, pues la intensa deformación diapírica que afecta al área mediterránea Beti-Ibérica impide, en numerosas ocasiones, diferenciar sinclinales tectónicos de sinformas diapíricas.

Las figuras 108 y 111 muestran tanto las correlaciones que apoyan su segregación en una Secuencia Deposicional independiente como la correlación y diversidad de facies existentes entre los sectores Valenciano y Catalán.

En general no existe una neta diferenciación litológica entre sus Episodios tipo T S T y H S T, ya que calizas y margas o areniscas y arcillas se observan en ambos, pero si se aprecia que regionalmente las facies detríticas se localizan en los sondeos del margen y especialmente del Sur: Denia-1, Golfo de Valencia G-1, F-1 y D-1, Sagunto-1, Marina del Turia E-1, Delta L-1 y Garraf-1. Las facies carbonáticas se encuentran especialmente en sondeos paleogeográficamente más de cuenca, tales como: Castellón L-1, Ibiza Marino A-1, Casablanca-3 y Tarragona F-1.

Aunque esta distribución no es muy evidente, sirva de ejemplo las diferencias creadas por los altos internos que provocan los cambios litológicos entre sondeos muy próximos, tales como Castellón B-5 y Casablanca-3, puede establecerse un modelo sedimentario regional con un margen siliciclástico y una banda carbonática más externa y todo ello sobre una plataforma sin talud bien desarrollado, al menos hasta la posición del sondeo Cabriel B2-A (fig 113). En apoyo de este esquema vendrían los datos suministrados por la Secuencia Tarragona (Agusti, J. et al 1991) que aflora en las fosas del litoral catalán bajo facies eminentemente siliciclásticas.

La afluencia de detríticos a las facies marinas de la Secuencia M_3 en el segmento mediterráneo Beti-Ibérico y a la práctica totalidad del margen, Beti-Ibérico y Costero Catalán, durante la Secuencia M_4, es un hecho que puede estar motivado por causas independientes o genéticamente relacionadas. De hecho, esta entendida reactivación del poder erosivo del continente, sea por causas climáticas o tectónicas, no tiene, por el momento, una respuesta concreta, pero no cabe duda que si la encontráramos daríamos un paso adelante en el entendimiento de las complejas relaciones entre tectónica, clima, subsidencia, eustatismo, etc... y tipo de sedimento que construye la plataforma de una cuenca sedimentaria.

Las Secuencias de Depósito M_3 y M_4 no caracterizan momentos eustáticos notables y puesto que carbonatos y clásticos se interdigitan, podríamos así excluir una causa climática como factor definitorio. Teorizamos entonces que es el rejuvenecimiento tectónico la causa clave de esta invasión de detríticos a la hasta entonces protegida plataforma del Golfo de Valencia.

Sísmica y Sondeo del Grupo Alcanar.

Las Secuencias M_1, M_2, M_3, y M_4 que integran esa especie de Supersecuencia que representa el Grupo Alcanar ha sido posible individualizarlas gracias a la metodología que venimos usando y proponiendo para la interpretación de las diagrafías de pozo, especialmente del perfil de radioactividad natural.

Como era razonable esperar, dado su escaso desarrollo vertical y el generalizado ambiente de plataforma en que se depositaron estos sedimentos, las líneas sísmicas sólo son capaces de definir los principales surcos donde el Grupo Alcanar se depositó, pero son totalmente incapaces de definir los límites secuenciales internos y el número de Secuencias Deposicionales que en el surco en cuestión se sedimentaron.

El Grupo Alcanar se constituye así en un buen ejemplo de los diferentes y repetitivos comentarios que sobre los dispares poderes de definición secuencial de sísmica y sondeo hemos realizado en diferentes ocasiones. Mientras las diagrafías de pozo y la litología cortada por un sondeo proven siempre datos fiables para el análisis secuencial, las líneas sísmicas son sólo una excelente ayuda cuando:

1.- Existieron geometrías de depósito del tipo plataforma-talud-cuenca.

2.- Cuando las Secuencias Deposicionales son mucho más espesas que el poder de definición vertical de la herramienta sísmica.

3.- Cuando los sedimentos no han sufrido una excesiva compactación o deformación tectónica.

4.- Cuando los límites de las Secuencias se corresponden con discordancias erosivas de magnitud notable.

Estos condicionantes son, entre otros, demasiadas circunstancias negativas como para basar o realizar la interpretación secuencial de una cuenca sobre la base de sus imágenes sísmicas. A pesar de ello es el método sísmico y la traducción geológica de sus imágenes (onlap, downlap, etc...) el que más frecuentemente se utiliza para este tipo de trabajo y ello aunque en la cuenca en estudio haya numerosos sondeos. Cuando estos son revisados, lo normal es que únicamente sean usados para definir formaciones litológicas que rellenen el tiempo sísmico existente entre dos reflexiones notables.

Es evidente que hace quince a veinte años esta metodología constituía el más avanzado "estado del arte", pero hoy las cosas han cambiado y la puesta en escena de los sondeos o columnas de campo es absolutamente imprescindible aún en las más extraordinarias condiciones de respuesta sísmica.

Un ejemplo de estos cambios y resultados en la interpretación secuencial lo acabamos de observar con la actual visión que del viejo Grupo Alcanar podemos alcanzar gracias a la introducción en las diagrafías de pozo de los Cortejos o Episodios que integran una Secuencia Deposicional. Ha sido el paso de las formaciones litológicas que rellenaban el espacio existente entre reflexiones sísmicas que considerábamos rupturas sedimentarias mayores,en el sentido que a ellas asignaba Garrido, A. al más moderno concepto de "Depositional Sequences".

Como un objetivo de este trabajo era elevar la categoría de los sondeos hasta el lugar que merecen, idea que en el fondo está expresando algo así como "Compañeros geólogos, hagan geología en campo o en sondeo y busquen luego en las líneas sísmicas", he preparado un anexo de pocos pero seleccionados ejemplos de respuestas sísmicas y de pozo relativas a la interpretación secuencial.

Para no distorsionar la descripción de nuestra área de trabajo este anexo se incluirá al final del texto, e incluirá tanto ejemplos del Mesozoico y Neógeno del Prebético y Mediterráneo como de otras cuencas que he tenido la oportunidad de trabajar en el seno de Repsol Exploracion, S.A. y que incluyen series sedimentarias del Paleozoico (Bolivia), del Cretácico (Venezuela) y del Terciario (Colombia y Venezuela). Proporciona así muy diversas condiciones estratigráficas, paleogeográficas, contextos, compactaciones, etc... que espero serán suficientes para el objetivo propuesto.

Tectónica-Sedimentación durante El Grupo Alcanar

La cuatro Secuencias Deposicionales que conforman el Grupo Alcanar, representan las primeras inundaciones marinas registradas tras una larga persistencia de sedimentación continental, significada por las tectofacies molasa del Eoceno Sup.-Oligoceno del segmento Ibérico-Costero Catalán. En el Mediterráneo Sur, al que en repetidas ocasiones hemos llamado Beti-Ibérico, la situación es un tanto distinta pues el Grupo Alcanar (Aquitaniense a Serravalliense) incluye sedimentos pre, sin y postorogénicos.

Aunque las etapas de deformación compresiva de los tres sistemas que participan del substrato del Golfo de Valencia, el Bético, el Ibérico y el Costero Catalán no presentan fronteras geográficas absolutas porque posiblemente se interdigitan y superponen, si permiten una primera aproximación a tres momentos tectónicos con sedimentos representados en el Golfo de Valencia (Eoceno Sup., Oligoceno y Mioceno Inferior). Esta circunstancia brinda la oportunidad de comparar la respuesta sedimentaria a fases tectónicas compresivas y distensivas en ambientes de depósito tanto marinos como continentales.

Para el caso más específico del Mioceno Inf. y Md., se nos brinda la oportunidad de relacionar las mismas Secuencias Deposicionales en encuadres tectónicos bien diferentes, y esto es algo que nos podrá ayudar a interpretar cuanto de tectónico o de eustático hay de responsabilidad en la reiterativa organización en "Tracts" o Cortejos de las Secuencias Deposicionales y en su configuración o agrupamiento a escala de cuenca.

Para ilustrar estas reflexiones se ha comenzado por dibujar la fig 113, que con un plano de referencia en la superficie transgresiva de la Secuencia Serravalliense-Tortoniense (M_5), recoge a escala vertical los espesores de las Secuencias M_1, M_2, M_3 y M_4 en una transversal Bética, Ibérica, Costero Catalán. El segmento de actuales aguas profundas indicado por los sondeos Marina de Turia E-1, Ibiza Marino A-1 y Cabriel B2-A representa el enlace entre Ibérica-Costero Catalana y Bética Balear.

Esta figura 113 resume por sí sola muchas de las observaciones expresadas en diferentes párrafos de este texto que conviene de algún modo sintetizar y recordar:

- La localización de las Secuencias Deposicionales M_1 y M_2 (Aquitaniense-Burdigaliense) en las fosas inicialmente abiertas. También, y aún en ausencia de control por sondeo, dichas Secuencias se entienden presentes en las actuales aguas profundas del Golfo de Valencia, ya que fueron incorporadas al olistostroma y están presentes en los afloramientos del Prebético Interno en el Cabo de la Nao y en el Archipiélago Balear.

- La progresiva extensividad o solapamiento hacia el Oeste de todas las Secuencias del Grupo Alcanar.

- La visible agradación de facies que en el segmento Costero Catalán muestran especialmente las Secuencias M_1, M_2 y M_3 (Aquitaniense-Langhiense). Esta permanencia de facies lagoon-bahía, sin signos evidentes de progradación acusada permitió, junto a otros datos, caracterizarlas como Secuencias depositadas en un contexto distensivo ciertamente compensado en subsidencia y sedimento.

- La iniciación del volcanismo sinsedimentario con un retardo conceptualmente lógico, necesidad de una extensión notable, entre los primeros momentos distensivos y la aparicicón masiva de volcánicos en las Secuencias M_3 y M_4 (Langhiense-Serravalliense).

- La condensación y profundización de facies del Grupo Alcanar hacia el Archipiélago Balear y la llegada de unidades gravitacionales a la Secuencia M_4 (Langhiense-Serravalliense) en las posiciones paleogeográficas externas.

Este inicial contexto tecto-estratigráfico puede completarse con las observaciones relativas a las discordancias principales que sobre el sector Ibérico-Costero Catalán y Bético pueden establecerse. En el primero de estos segmentos la discordancia principal es fosilizada por el Aquitaniense marino de la Secuencia M_1 y bajo ella existen tanto molasas continentales del Paleógeno como Mesozoico y Paleozoico. En el segundo de los sectores la discordancia principal está fosilizada por el Burdigaliense Sup.-Langhiense de la Secuencia M_3 y bajo ella puede encontrarse tanto Mesozoico y Paleógeno marino como sinclinales tectónicos que incluyen sedimentos marinos del Aquitaniense y Burdigaliense. El Golfo de Valencia Mioceno no es pues una cuenca nacida únicamente de la distensión neógena, si no que como era evidente, por la presencia del Archipiélago Balear en su borde Oriental, puede diferenciarse en dos sectores principales que podemos calificar de afinidad Bética y de afinidad Ibérica-Costero Catalana.

Cuando las masas olistostrómicas de procedencia Oriental y Meridional se emplazan en el actual surco del Golfo de Valencia, la definición sísmica se pierde y es imposible observar el autóctono del sector comprendido entre el frente en subsuelo del olistostroma y las Islas Baleares (fig 114). A pesar de ello sería irrazonable no admitir que la discordancia Bética (Burdigaliense) presente en el Cabo de la Nao no existe también bajo esta oculta área: Continuidad del Olistostroma

y presencia de la misma en Baleares.

De Oeste a Este se diferencian entonces dos conjuntos tecto-estratigráficos diferentes, un Ibérico-Costero Catalán y otro Bético y tenemos la oportunidad de analizar la organización secuencial de sedimentos distensivos en un margen y compresivos en el otro.

Es decir, sobre un viejo y transpresivo frente de montaña que generó secuencias molásicas continentales (Eoceno Sup.-Oligoceno) se superpone un nuevo "foreland" mioceno en medio marino. Esta superposición se realiza por una inicial fase distensiva (Aquitaniense-Burdigaliense) que alcanza una verdadera actividad justo después de la fase compresiva principal del Orógeno Bético-Balear (Burdigaliense) y que se acentuará progresivamente por un probable efecto de reajuste isostático: Flexuración y fracturación de la línea de articulación del antepaís por la sobrecarga compresiva y gravitacional del Orógeno Bético.

En este esquema tectosedimentario (fig 114) parece fuera de duda que la progresiva inundación marina que definen las Secuencias del Grupo Alcanar es alcanzada merced a un ritmo eustático sobreimpuesto y más activo que el ritmo distensivo del margen. Sería absurdo que correlacionásemos los cuatro Episodios tipo T S T con cuatro fases tectónicas distensivas que habrían así posibilitado la penetración marina. Si cada "Tract" transgresivo o regresivo fuese correlacionado con una fase tectónica distensiva o compresiva, habríamos ya significado decenas de ellas y esto es irrazonable.

Lo razonable es constatar que los cambios eustáticos son mucho más frecuentes y variables que los cambios tectónicos, mucho menos frecuentes y de polaridad, compresiva o distensiva, más perdurable.

La organización sedimentaria en numerosos cortejos transgresivos y regresivos coincidentes con largas épocas de polaridad tectónica única, compresiva o distensiva, evidencia que los cambios eustáticos son independientes, al menos a escala de cuenca, de los procesos tectónicos y que ellos constituyen la causa principal de la organización de los sedimentos en Secuencias de Depósito ¿Cómo si no pueden correlacionarse Secuencias de Depósito del Mioceno Inf. relativas a un margen compresivo (Bético) y otro distensivo (Ibérico-Costero Catalán) dentro del Golfo de Valencia?

Esto no es incompatible con que cuando los procesos tectónicos sufren una visible aceleración, fase tectónica, si impriman, a otra escala, un distintivo carácter a los sedimentos sintectónicos.

Si la fase tectónica es compresiva, hacia el "foreland" marino o continental los sedimentos serán extensivos.

Si el "foreland" es continental, la pendiente del activo frente de montaña y el glacis subsecuente generarán las clásicas secuencias molásicas energético-creciente. Velocidades diastróficas diferenciales y cambios climáticos generarán las secuencias genéticas y los grandes ciclos energético-crecientes.

Si el foreland es marino, su dinámica interna y su inmenso poder de distribución de sedimentos, nada comparable al continental, organizarán los sedimentos de acuerdo con el ritmo eustático, climático, etc... en secuencias genéticas, parasecuencias o Cortejos y Secuencias Deposicionales.

A la gran escala, los sedimentos sintectónicos compresivos avanzan hacia el antepaís a medida que progresa y avanza el proceso tectónico, pero las molasas continentales y marinas se organizan internamente de un modo distinto. Las primeras conservan una polaridad sedimentaria única,de tipo energético-creciente y las segundas dos: una transgresiva y otra regresiva y ambas en conjunto solapan progresivamente el margen emergido. Esta doble polaridad sedimentaria es sin duda eustática mientras que el "onlap" o extensividad de las sucesivas Secuencias Deposicionales puede, por similitud con el proceso molásico continental, entenderse como de génesis tectónica (fig 115).

Si la fase tectónica es distensiva,los márgenes continentales se fracturan según un proceso centrífugo que progresivamente expande tierra adentro las áreas deprimidas. Esta apertura en el continente o su margen, condiciona clásicas secuencias granodecrecientes tipo rift que alcanzan hasta el momento en que se produce la inundación marina. A partir de entonces los sedimentos conforman Secuencias Deposicionales,con polaridades sedimentarias transgresivas y regresivas, aunque el proceso distensivo continúe activo. Una Megasecuencia Rift incluye así numerosas Secuencias Deposicionales de modesta escala temporal que son sin duda y de nuevo de génesis eustática y que se superponen a la inicial secuencia continental energético-decreciente (fig 115).

Cuando el proceso distensivo se inicia en posición intracontinental, los dos bordes de las fosas producen sedimento. Cuando se alcanzan las condiciones marinas, tardía o tempranamente, según la aceleración distensiva y fundamentalmente, la distancia del eje extensivo a la línea de costa, la progradación es en una sola dirección si las fosas se abrieron en un margen continental, caso de la distensión neógena del Mediterráneo Costero Catalán, o en dos direcciones, con dos márgenes activos cuando la extensión acaba por separar un viejo Continente y generar una nueva masa oceánica. Aperturas tipo Atlántico por ejemplo.

Como el proceso distensivo va progresivamente extendiéndose, los iniciales sedimentos continentales extienden su área de depósito a ritmo tectónico mientras que los más tardíos sedimentos marinos organizan retrogradaciones y progradaciones a ritmo eustático, mucho más variable en polaridad y frecuencia.

Ocurre entonces que tanto los procesos distensivos como los compresivos generan agrupaciones de Secuencias Deposicionales, que son extensivas sobre el Continente, y que son precisamente las facies continentales en sus viejos conceptos molasa o rift las que permiten diferenciar la polaridad tectónica que las indujo. Las facies marinas subsecuentes son mucho menos expresivas a causa del poder distribuidor de sedimentos del océano, que hace que los fenómenos sedimentarios de agradación y progradación sean de más difícil identificación y porque el ritmo eustático sobreimpuesto imprime a los sedimentos su propia dinámica y organización secuencial, a una escala muy diferente de la relativa al proceso tectónico.

En todos los párrafos precedentes subyace un hecho que por conocido y evidente es frecuentemente olvidado: El sedimento se produce en las áreas topográficamente altas y es obligado gravitacionalmente y en medio acuoso a colmatar las áreas deprimidas. Es así como molasa y rift alcanzan su organización interna, pues el área de depósito está respectivamente más próxima o lejana al relieve activo. Cuando se establecen las condiciones marinas, la ley gravitatoria, transporte de área emergida a sumergida, es únicamente rota durante los Episodios Transgresivos que se caracterizan por lo delgado de sus depósitos, la condensación muy rápida y especialmente por su muy interna área de sedimentación. El reducido volumen de sedimentos que estos Cortejos Transgresivos aportan a la cuenca sedimentaria, en comparación con los de tipo Regresivo, obliga a pensar que o son muy breves en el tiempo o la tasa de sedimentación es muy pequeña. Como la brevedad no es sustentable en virtud de las notas bibliográficas que han conseguido el control temporal que a nosotros nos falta, hemos de admitir que significan principalmente tiempos de mínimo aporte sedimentario o de máximo volumen donde distribuir el aporte. Es precisamente esta característica y la frecuencia con que se producen la que permite distinguir transgresiones eustáticas de inundaciones tectónicas.

Las inundaciones tectónicas de tipo distensivo agrupan varias Secuencias Deposicionales -larga duración y baja frecuencia- y muestran una notable agradación de facies (Mega Secuencias Trías-Jurásico Inf. por ejemplo). Las inundaciones tectónicas de tipo compresivo (Mioceno Inf. del Mediterráneo) pueden ser de duración y frecuencia semejante, pero no caracterizan una agradación tan notable y si una rápida retrogradación que se traduce en una visible extensividad del conjunto de Secuencias sintectónicas (fig 115).

Dado que las masas oceánicas pueden considerarse comunicadas a escala planetaria y que los procesos tectónicos son de ámbito local, las transgresiones eustáticas pueden considerarse correlacionables a una escala planetaria, correlación que conceptualmente es imposible defender para las tectónicas.

Un problema distinto es atribuir los cambios eustáticos globales a procesos tectónicos de gran envergadura, tales como creación de dorsales centro-oceánicas, separación de continentes, etc. o por el contrario relacionarlos con causas climáticas, extraplanetarias, etc. que ocasionarían el glacio-eustatismo.

EL GRUPO CASTELLÓN

La expresividad sísmica y litológica de los sedimentos del Mioceno Sup. hicieron que, desde los primeros sondeos, el Grupo Castellón fuese definido por los anónimos geológos de la Cia. Shell. En origen incluía todos los sedimentos existentes entre el Mioceno carbonatado y la discordancia erosiva del Plioceno, Messiniense, Pontiense, etc., más tarde, con la aparición en algunos sondeos de facies evaporíticas, el Grupo Castellón acumula un Miembro Sup. que es asimilado al Messiniense del Mediterráneo.

En el Grupo Castellón se diferenciaron muy pronto dos Formaciones que constituyen la primera correlación entre asociaciones litológicas y medio sedimentario de depósito del Golfo de Valencia. Esta acertada atribución de la Fm. Castellón Sandstone a facies de plataforma y de la Fm. Castellón Shale a las facies de talud-cuenca fue sin duda proporcionada por la correlación entre litología en sondeo y geometría de las reflexiones sísmicas en su vistoso Episodio tipo H.S.T.

De otro lado, la correlación con la Cuenca del Mar Menor (INI, COPAREX, SEPE, CIEPSA) y el posterior trabajo de Montenant, C. (1973) hacia ver a los geólogos de Hispanoil que el Grupo Castellón era más complicado y diferenciabamos en él tres conjuntos que denominábamos Tortoniense-1, Tortoniense-2 y Messiniense. Cuando esta diferenciación se extendía a través de las líneas sísmicas al área Nortbalear, el Messiniense era subdividido en Messiniense-1 (salino) y Messiniense-2 (anhidrita-arcilla).

Gracias a los conceptos involucrados en las "Depositional Sequences" y a la nueva metodología de su interpretación en sondeo, el Grupo Castellón podemos hoy dividirlo en tres Secuencias Deposicionales independientes que son ciertamente interesantes por los matices conceptuales que de su observación pueden obtenerse (fig 116).

Ya sea por causas eustáticas, climáticas o tectónicas, las tres Secuencias de Depósito individualizadas se sitúan entre importantes acontecimientos que ameritan seguir manteniendo el concepto de Grupo, equivalente quizás, como el Grupo Alcanar, al concepto de Super Ciclo de B.U.Haq. 1987.

El Grupo Castellón no sólo significa el abandono de las facies carbonatadas en favor de las siliciclásticas, también representa la fosilización marina de los bloques tectónicos del actual margen extremo del Mediterráneo, la creación de la primera diferenciación neta tipo plataforma-talud-cuenca y el máximo momento regresivo -evaporitas messiniense- de la historia sedimentaria marina de la cuenca.

Las correlaciones con el margen emergido del Sistema Costero Catalán identifican a parte o la totalidad del Grupo Castellón con formaciones aluviales y marinas muy someras (Agustí, J. et al 1991). Esta correlación supone que el Grupo Castellón no es tan extensivo, como en principio aparenta, sobre el precedente Grupo Alcanar. De hecho esto es ya observado en los sondeos más costeros donde, aunque delgados, sedimentos del Grupo Alcanar están presentes (figs 103 y 104).

Si esta observación se complementa con la visible, en sísmica, actividad sinsedimentaria de muchas fallas (v. g. Yacimiento de Amposta), puede caracterizarse al Grupo Castellón, especialmente a su inicial Secuencia Serravalliense-Tortoniense, como una etapa de fracturación importante que es acompañada por una no menos evidente capacidad de producción de sedimento en el vecino continente emergido.

Esta extraordinaria capacidad de alimentación en sedimento provoca problemas de acomodación del mismo y se establece así un sistema de rápida progradación (Fms. Castellón Sandstone y Shale) aún y a pesar de la actividad tectónica distensiva.

La notable progradación de la Secuencia M_5 es bruscamente interrumpida en la Secuencia M_6 (Tortoniense-Messiniense) que caracteriza, por su arcillosidad y delgadez, un margen hambriento o desprovisto de aporte. Este hecho lleva al llamado Tortoniense 2 a ser interpretado, no como las facies más profundas (Ch. Montenal 1973) y transgresivas y sí como una clásica secuencia tipo "backstepping" que inicia la crisis climática del Mediterráneo.

La última Secuencia Deposicional del Grupo Castellón (Messiniense s.s) caracteriza la acentuación de la crisis climática no sólo por la aparición de las facies evaporíticas del Episodio H S T en el margen de la cuenca, también por la expresividad de su tenue, delgado o sutil, Episodio T S T que precede a las clásicas facies varvadas o laminitas, ricas en materia orgánica.

Sobre la plataforma, preferentemente construida durante la Secuencia Serravalliense-Tortoniense (M_5), el Grupo Castellón está truncado por una discordancia erosiva que no dudamos en correlacionar con un descenso eustático que en el talud-cuenca genera un vistoso Episodio tipo L S W que pertenece ya al Grupo Ebro (fig 102 y 102 bis). Es así como en las paleogeografías profundas del Golfo de Valencia el Grupo Castellón finaliza por una conformidad sísmica que separa

las facies pelágicas de la Secuencia Messiniense s.s (M_7) de las turbiditas yesíferas del Episodio L S T de la Secuencia Messiniense-Plioceno (M_8-P_1) que tradicionalmente han constituido las facies promovidas por la famosa e increible "Catarata de Gibraltar".

Con esta interpretación, la extrapolación a las Cuencas Nort y Surbalear donde existen depósitos salinos, atribuidos también tradicionalmente, a la no menos increible "Desecación del Mediterráneo", son ahora interpretados como generados por sobresaturación, en aguas profundas, durante la crisis climática del Messiniense s.s (M_7) (Martínez, W. 1991 y 1993).

El Grupo Castellón constituye así un conjunto sedimentario en el que es posible obtener datos e ideas sobre las relaciones entre cantidad de sedimento y ritmos eustáticos y tectónicos. Si relacionamos cantidad de sedimento con ciclos o fenómenos climáticos, posibilidad brindada por el Messiniense, podremos quizás interpretar los efectos de estos fenómenos en las Secuencias de Depósito (fig 115). De otra parte, los Grupos Castellón y Ebro proporcionan una nueva visión del Messiniense del Mediterráneo que es incluso posible correlacionar con la cuenca Atlántica del Guadalquivir-Golfo de Cádiz (Martínez, W.1982 y Riaza, C. et al en prensa). Esta nueva visión de la "Crisis Messiniense-Revolución Plioceno" puede resumirse en una crisis climática seguida de un descenso eustático que nunca llegó a desecar la inmensa mayoría de la Cuenca Mediterránea.

Secuencia de Depósito M_5 (Serravalliense-Tortoniense)

Como antes se ha indicado, la Secuencia de Depósito M_5 ha sido aislada de las M_6 y M_7 gracias a la interpretación de las diagrafías de pozo. Las tres secuencias constituían junto a la anterior M_4 las originales formaciones Castellón Sandstone y Shale que dan nombre al Grupo Castellón (fig 116).

Esta diferenciación del tiempo Serravalliense Sup. - Messiniense en tres Secuencias Deposicionales independientes permite una buena correlación con la clásica diferenciación provista por las cuencas miocenas del Levante peninsular, Tortoniense-1, Tortoniense-2 y Messiniense (fig 100) que desde mucho tiempo antes había sido establecida.

La Secuencia M_5 se corresponde así con el denominado Tortoniense-1 (Montenat, C. 1973) de la cuenca de Murcia y con el Tap-2 (Martínez, W. et al 1975) del Prebético Oriental.

La Secuencia Serravalliense-Tortoniense (M_5) es cortada por numerosos sondeos del Golfo de Valencia, pues sólo en muy anómalas situaciones está ausente de la plataforma y cuenca que describimos. Estos puntos anómalos se corresponden con conos volcánicos tipo montaña submarina, aflorantes o sólo fosilizados por las Secuencia posteriores, especialmente la Messiniense 2 - Plioceno, y con diapiros perforantes y fallas tipo lístrico del sector Sur del Golfo de Valencia a ellos asociados. Es pues una Secuencia cosmopolita que caracteriza la primera clara geometría plataforma-talud-cuenca del Mioceno y que constituye la protoplataforma del actual margen Peninsular (fig 104).

Si sobre el margen emergido Costero Catalán la Secuencia M_5 correlacionase con las denominadas Aluvial y Marino de Agustí, J. et al (1991), la Secuencia Serravalliense-Tortoniense no muestra una acusada extensividad de sus facies marinas. Es así como la Secuencia M_5 es interpretada como el resultado de un cambio eustático notable, pero moderado y sobreimpuesto a una tectónica distensiva importante. Esta actividad distensiva controlará en el margen el rápido cambio a las facies aluviales y marino someras y en las áreas internas, los depocentros locales más significativos.

El Episodio Transgresivo (M_{5T}) está conformado por cuatro a seis secuencias genéticas tipo arenisca-arcilla o caliza arenosa-arcilla que, como en muchas de las Secuencias Deposicionales descritas con anterioridad, es desproporcionadamente delgado con relación al Episodio Regresivo siguiente (figs 116, 117, 118 y 119).

El Episodio Regresivo tipo H S T (M_{5R}) caracteriza una neta descompensación entre aporte de sedimentos y espacio creado por la subsidencia del margen. Esta importante cantidad de sedimento genera una veloz progradación de la geometría deposicional plataforma-talud-cuenca. La inestabilidad del talud progradante y el exceso de sedimento a distribuir ocasiona el depósito de turbiditas detríticas en el pie del talud progradante. En ocasiones, estas turbiditas tipo H S T , normalmente poco desarrolladas, alcanzan un notable desarrollo (Tarragona F-1) sea por la presencia de una fuente anómala de aporte, sea por la subsidencia tectónica que acaba provocando fenómenos de agradación.

Si el Episodio Transgresivo no permite una clara diferenciación de facies en su área de depósito, el Episodio Regresivo muestra a techo la presencia de facies calcáreo detríticas en el margen interno y facies areno arcillosas en el borde externo y fosas subsidentes (figs 117 y 118). Las facies de cemento y matriz carbonatada y muy posiblemente las relativas al Prograding Complex de la Secuencia M_8-P_1 pueden corresponderse con el llamado Miembro Bioclástico de Clavell, E. (1991) que agruparía así sedimentos de dos Secuencias Deposicionales diferentes,

El vistoso Episodio Regresivo muestra la diferenciación de dos conjuntos de facies relacionadas respectivamente con el margen occidental y con las fosas subsidentes y áreas externas.

Las facies del margen muestran al tope del Episodio facies de calizas bioclásticas, calcarenitas y calizas arenosas que constituyen el equivalente de los arrecifes y facies carbonáticas del margen aflorante (fig 117).

Las facies de fosas subsidentes y áreas más externas no contienen estos carbonatos y a la vez desarrollan importantes complejos de turbiditas detríticas en el pie del talud progradacional (fig 118).

Así pues, las viejas Fms. Castellón Sandstone y Castellón Shale que se correspondían con las facies de "topset y fore-bottom set" de esta plataforma progradante, pueden subdividirse en nuevos conjuntos de facies que albergan connotaciones paleogeográficas evidentes: Biocalcarenitas y Areniscas de Castellón por un lado y Arcillas y Turbiditas de Castellón por el otro (fig 153).

Las Turbiditas de este Episodio H S T están siempre presentes en el segmento distal del talud progradacional (figs 117, 118 y 119) y son sin duda el resultado de esa comentada descompensación entre cantidad de aportes y subsidencia que caracteriza el Episodio M_{5R}. Es así como se genera una rápida velocidad de progradación y una inestabilidad del talud y borde externo de la plataforma. Estas causas originan la continuidad de los depósitos turbidíticos, observados sistemáticamente justo por encima del techo del Episodio Transgresivo; condensación del "Maximum Flooding Surface" (t.d.t.).

El hecho de que estas facies se extiendan hasta posiciones muy alejadas del pie del talud final, sodeo Ibiza Marino A-1, hablan de la intensidad del fenómeno de alimentación y de la capacidad de transporte de estos sistemas turbidíticos.

Si bien es cierto que estas turbiditas detríticas estan siempre presentes, aún en sondeos del margen, tales como Garraf-1, Torrebanca-1 y Delta L-1 de las figuras 117 y 118, no es menos evidente que ciertas áreas desarrollan espesores turbidíticos anómalos. El más notable de estos se localiza en la fosa conocida como de Tarragona F. (fig 119). Estas anomalías, Castellón L-1, Garraf-1, etc y Tarragona F-1 pueden ser debidas tanto a una subsidencia diferencial acusada que provoca una notable agradación de facies, como a la existencia de un localizado y suplementario punto de aporte: cañón, delta, etc cuya posición desconocemos.

Aunque no existen sondeos próximos al margen Balear, las líneas sísmicas que lo circundan son suficientemente expresivas como para identificarlo como un margen desprovisto de aportes de sedimento y en consecuencia no se genera la diferenciación de facies que caracteriza el margen Peninsular.

Esta diferenciación de los dos márgenes viene a mostrar la dificultad que entraña la caracterización y correlación de Secuencias Deposicionales en base a observaciones litológicas, y ello dentro de una misma cuenca y en posiciones ciertamente próximas.

Para no crear nuevas nomenclaturas he mantenido el nombre de Castellón para las tres Secuencias Deposicionales en que ahora dividimos las viejas Fms. Castellón Sandstone y Shale. Las Secuencias y diversas facies de los nuevos Episodios tipo T S T y H S T son adjetivados con términos tales como arcilloso, evaporítico etc... que de alguna forma las caracterizan (fig 153).

En las figuras 116, 117, 118 y 119 que soportan la correlación y distribución de facies de las Sec. de Depósito del Grupo Castellón hemos señalado algunos puntos de interrogación. Estos quieren significar imágenes diagráficas que podrían indicar la existencia de Sec. de Depósito de 2º orden dentro de esta Serravalliense-Tortoniense (M_5), y la existencia de un S. Tract de Nivel Bajo en la siguiente Secuencia del Tortoniense Sup. (M_6).

Estas observaciones son difíciles y escasamente repetitivas en los sondeos del área, y es por ello por lo que no las consideramos lo suficientemente fiables como para incluirlas en nuestra diferenciación secuencial. Ahora bien, la arcillosidad de todo el Mioceno Superior abre la puerta a la dificultad de expresión de estos nuevos S. Tracts y es por ello por lo que los significamos, pues existe una buena posibilidad de que al final fuesen realmente ciertos. Si así fuese, la Sec. de Depósito M_5 sería subdividida en dos de 2º orden: $M_{5.1}$ y $M_{5.2}$ (líneas y puntos de interrogación de las figuras 116, 117, 118 y 119). "El que este libre de dudas que tire la primera piedra".

Secuencia de Depósito M_6 (Tortoniense-Messiniense)

La parasecuencia regresiva Serravalliense-Tortoniense que fue denominada Fm. Castellón Sandstone incluía desde la discordancia erosiva del Messiniense hasta las facies arcillosas del talud progradante que constituían la Fm. Castellón Shale (Shell 1975). En esta diferenciación se hacía caso omiso de un intervalo no muy espeso (60-80 m) de limolitas, areniscas finas y arcillas que caracterizan parte del espacio sedimentario existente entre la discordancia y las facies gruesas, más regresivas, del sistema progradante Castellón Sandstone-Castellón Shale.

Este paquete limo-arcilloso esta presente en todos los sondeos del Golfo de Valencia y era conocido por los geólogos de Eniepsa-Hispanoil como Tortoniense-2 Andaluciense (W. Martínez 1978).

Esta brusca y aparatosa desaparición de las gruesas areniscas regresivas de la Secuencia Serravalliense-Tortoniense caracteriza, en primera instancia, la nueva Secuencia M_6 que incluye microfaunas del Tortoniense Sup. y del Messiniense en facies marinas abiertas (Informes internos Eniepsa: L. Granados, C. Martínez y E. Perconig).

Las figuras 117, 118 y 119 muestran localmente los criterios litológicos y diagráficos que sustentan la individualización de esta Secuencia M_6 de las anterior y posterior M_5 y M_7. A pesar de ello y para una mejor caracterización y observación de facies se ha realizado la figura 120 que incluye un mayor número de sondeos seleccionados. Muchos de estos sondeos se han agrupado en posiciones paleogeográficas de margen-talud y cuenca del último estadío regresivo de la Secuencia Serravalliense-Tortoniense.

Aún y a pesar de la notable arcillosidad de la Secuencia M_6, el log de Rayos Gamma permite la identificación de la superficie de máxima inundación (m.f.s.). Este punto de los sondeos es identificable y correlacionable excepto en los sondeos Ibiza Marino A-1 y Cabriel B-2A que por pertenecer a las facies de cuenca profunda integran el tiempo transgresivo y regresivo en facies condensadas tipo lluvia pelágica.

El Episodio Transgresivo M_{6T} consta de tres-cuatro secuencias genéticas del tipo arenisca fina-limolita-arcilla. Usualmente es muy delgado, del orden de 15-20 m de espesor, pero sufre incrementos notables en sondeos localizados en entornos de reconocidos diapiros sinsedimentarios: Denia-1, Marina del Turia E-1 y Muchamiel-1.

El Episodio Regresivo M_{6R} está conformado por litologías idénticas a las anteriores en las que la arcillosidad constituye el matiz dominante y distintivo. Las secuencias genéticas granocrecientes, que tan fáciles son de observar en estos episodios, son ahora realmente sutiles excepto en los sondeos del extremo margen donde un incremento de arenosidad es notable y permite su mejor observación: Delta L-1, Torreblanca-1 y Golfo de Valencia F-1.

La brusca interrupción del Episodio Regresivo Serravalliense-Tortoniense por esta arcillosa Secuencia Tortoniense-Messiniense puede ser interpretada tanto por un ascenso relativo notable, superposición de facies profundas-distales sobre facies regresivas muy proximales, como por una rápida desaceleración de la capacidad de aporte sedimentario del Continente emergido. No cabe duda que el segundo de los fenómenos puede ser genéticamente atribuido al hecho del primero: Un veloz y muy extensivo impulso transgresivo es conceptualmente capaz de inhibir el transporte de material sedimentario del Continente a la plataforma marina circundante.

De otra parte sorprende que para un tiempo de depósito del orden de 2-3 millones de años una Secuencia Deposicional tipo arena-arcilla sea tan delgada y se adapte como una delgada película a la geometría deposicional previa generada por la protoplataforma Serravalliense-Tortoniense.

Como la correlación con el llamado Tortoniense-2 de las áreas emergidas circundantes parece muy posible,y éste es reconocido como el momento de la máxima inundación del Mioceno, es una causa eustática la que provocaría, en primera instancia, el mal alimentado margen mediterráneo. Pero de otra parte, esta causa eustática parece insuficiente para explicar la brutal desaparición de sedimentos disponibles, actividad erosiva del Continente emergido, cuando en éste es todavía notable una actividad tectónica distensiva. De hecho gran parte del trazado costero está controlado por fallas activas que impiden,sobre grandes sectores,la penetración marina del Tortoniense Sup. Es así como puede explicarse que en el Sistema Costero Catalán esta Secuencia se deposite en facies aluviales y marinas muy somera (Agustí, J. et al 1991).

Si una causa climática se superpusiese a una causa eustática, ya sea inducida o no por la segunda, encontraríamos una más satisfactoria respuesta a esta aparatosa desaparición de clásticos durante el Tortoniense Sup.-Messiniense. A falta de datos bioestratigráficos, palinológicos, etc. precisos que cooperasen en esta problemática, se ha realizado un simple ejercicio de comparación (fig 121) entre esta Secuencia M_6 y la posterior M_7 inmersa ya en la crisis climática del Messiniense s.s. La comparación de estas dos Secuencias M_6 y M_7, en sus facies marinas, apunta una gran similitud que es ya observable en las figuras 116, 118 y 119 precedentes: Los Episodios Regresivos muestran secuencias genéticas granocrecientes que se agrupan en una parasecuencia regresiva anormal, pues su tendencia vertical es frecuentemente constante, expresada en parámetros de arenosidad creciente, o incluso, negativa o decreciente.

Este tipo de "progradational parasequence set" fueron definidas por Van Wagoner et al (1990) como aquellas que caracterizan un ritmo de sedimentación inferior al ritmo de acomodación, "backstepping o retrogradacional".

Así pues, es factible interpretar que la transformación climática Messiniense s.s se inicia con anterioridad; durante el Episodio Regresivo de la Secuencia M_6.

Para mantener el concepto de Grupo y usar la más conocida nomenclatura que además constituyó su origen, llamamos Limos transgresivos de Castellón y Limolitas de Castellón a los Episodios M_{6T} y M_{6R} (fig 153).

Como ya hemos anticipado (figuras 116, 117, 118 y 119) es muy probable que las Sec. de Depósito Tortoniense-Messiniense (M_6) se inicie con un Episodio tipo S M W o L S W que sugieren las diagrafías de algunos sondeos. La dificultad de esta interpretación radica en la correlación sistemática pozo a pozo y es por ello por lo que no estamos seguros, pero no por ello debemos dejar de advertir tal posibilidad.

Secuencia de Depósito M_7 (Messiniense)

El tránsito Mioceno-Plioceno es uno de los momentos sedimentarios de la Cuenca del Mediterráneo que ha generado un mayor número de trabajos científicos. Son tantos que sería realmente difícil realizar una usual y ordenada sinopsis bibliográfica del tema.

Desde las publicaciones de K. Hsü et al (1973), E. Ryan et al (1976-78) y M.B. Cita (1982), entre otros y principalmente, la catastrófica desertización del Mediterráneo ha sido una hipótesis admitida.

El modelo de desertización de lo que se ha venido a llamar lago-mar y crisis salina Messiniense está basado en:

1.- El reconocimiento de sales y sulfatos en la actual localización de las aguas profundas, su atribución a medios de depósito someros y la ausencia de grandes fallas que explicasen un hundimiento posterior al depósito de las evaporitas:Messiniense-1 salino y Messiniense-2 tipo anhidrita-arcilla constituían los sedimentos de la crisis.

2.- Existencia de formaciones sedimentarias semejantes, especialmente sulfatadas, en los márgenes aflorantes y sumergidos de la Cuenca.

3.- Correlación sísmica entre margen y cuenca.

Con estos planteamientos y principios el modelo estaba servido, pues dado el defecto hídrico del Mediterráneo, un cierre momentáneo de su vía de comunicación con el Atlántico (Estrecho de Gibraltar) permitiría las necesarias condiciones de evaporación que desecarían la cuenca en unas pocas decenas de miles de años.

El retorno a las condiciones marinas pliocenas y actuales, la llamada "Revolución Pliocena" se realizaría por una definitiva apertura del Estrecho de Gibraltar. Esta gran y final catarata de Gibraltar habría pasado por una fase de intermitencias, aperturas y cierres sucesivos, que serían los responsables de numerosos y breves periodos de desecación y condiciones marinas normales que identificarían las alternancias de yeso-anhidrita y arcilla pelágica de la Unidad Sismo-estratigráfica conocida como Messiniense-2 y que se intercala entre la capa salina o Messiniense-1 y la revolución pliocena que significaba el retorno a las condiciones normales.

El modelo de desecación planteado para una Cuenca marina de las dimensiones del Mediterráneo debía ir lógicamente acompañado de una crisis climática y un descenso eustático que se entendían directamente relacionadas. A medida que se evaporaba agua marina se intensificaba el defecto hídrico del Mediterráneo, crecía la aridez, y sales y después sulfatos se depositaban en la cuenca.

Tal y como se planteó, la admitida desecación del Mediterráneo, una causa tectónica no demostrada, cierre e intermitencias del estrecho de Gibraltar, ha generado y condicionado el modelo sedimentario de toda una cuenca. Es por otra parte curioso observar que el cierre de Gibraltar se produce en un momento mucho menos propicio, generalizado régimen distensivo, que otros anteriores, por ejemplo durante la colisión de la Microplaca de Alborán durante el Mioceno Inf. Los estrechos Nortbético y Suratlásico resolvían este problema, pues se mantienen abiertos durante la principal época compresiva y se cierran definitivamente en el Mioceno Sup.

El aceptado modelo tiene, desde su origen, lo que podríamos llamar ilógicas presencias e ilógicas ausencias que han permitido cuestionarlo sin aparente demasiado éxito y ello porque: las sospechas lógicas no constituyen argumentos científicos por muy lógicas que sean, la defensa numantina que principalmente K. Shü y M.B. Cita han hecho del modelo y la tradicional apatía que mostramos para intentar salir de la moda a seguir.

Ilógicas ausencias son aquellos hechos que debían existir en el modelo propuesto y que aún no han sido reconocidos a pesar del mayor y mejor número de sondeos y líneas sísmicas que hay disponibles. Ejemplos de estas son:

- Ausencia de potentes series detríticas continentales que, generadas en los márgenes durante la desecación, difícilmente podrían haber escapado a una trampa endorreica de las dimensiones y geometrías propuestas. Es sorprendente que al inmenso lago-mar no llegasen detríticos continentales generados en el supracontinente emergido. Una tal situación sólo podría explicarse por una parálisis hidráulica del continente, hecho no congruente con los sedimentos aluviales y fluviales que jalonan los auténticos bordes emergidos. Además no parecen existir facies eólicas que serían de algún modo compatibles con esta parálisis hidraúlica del continente emergido.

- Ausencia de cicatrices erosivas que habrían provocado sobre las solubles facies evaporíticas las sucesivas y final invasiones de agua de la famosa catarata de Gibraltar. Si se puede admitir una reordenación interna de la capa salina del Messiniense-1 que, por halocinesis, haga perder una cicatriz de erosión, es difícil imaginar que la laminada y conforme alternancia del Messiniense-2 y el tránsito Messiniense-2 Plioceno no presenten estas cicatrices.

- Ausencia de terrazas deposicionales, no erosivas, descendentes a cuenca, de las facies yeso-anhidrita del Messiniense-1. Estas terrazas serían lo lógico en el proceso evaporación-descenso eustático sobreimpuesto a la arquitectura plataforma-talud-cuenca del Tortoniense Superior.

Ilógicas presencias son aquellos hechos que es preciso admitir en el modelo y que no corresponden con el usual comportamiento de los procesos geológicos.

- El proceso tectónico que cierra Gibraltar no mantiene, como es usual en los acontecimientos tectónicos, una polaridad del mismo signo durante un tiempo relativamente largo. Tiempo compresivo y tiempo distensivo aparecen intermitentes para explicar las cataratas del Messiniense-2. Si no es así habría que admitir que el nivel de las aguas atlánticas se quedó tan próximo al del dique de Gibraltar que la compuerta se abría o cerraba no por un proceso tectónico si no por un proceso Atlántico eustático que, aún con su significada intermitencia, tendría polaridad transgresiva. Su correlación con la discordancia erosiva Messiniense-Plioceno del Mediterráneo es ilógica y no habrá una nueva oportunidad para buscar un descenso relativo importante correlativo con dicha discordancia.

Esta larga introducción a la Secuencia M_7 (Messiniense) se debe a que a partir de su interpretación e individualización de la posterior Secuencia M_8P_1 (Messiniense Sup.?-Plioceno) es por fin posible presentar argumentos con los que modificar sustancialmente el admitido modelo de crisis salina del Mediterráneo.

Con los conocimientos y datos adquiridos, la interpretación de los sondeos y líneas sísmicas del Golfo de Valencia permiten modificar los principios básicos sobre los que se construyó la crisis salina, y una vez modificados integrarlos en un nuevo y más satisfactorio modelo que hace lógicas las ilógicas observaciones que se han descrito.

El nuevo modelo puede resumirse en:

1.- Las facies yeso-anhidrita de la plataforma y margen aflorante son facie regresivas (H S T) de una Secuencia Deposicional (M_7) diferente de la que engloba las facies yeso-anhidrita de la cuenca profunda (M_8P_1).

2.- Estas facies de la plataforma son "posiblemente equivalentes" de la sal, inexistente en el Golfo de Valencia y presente en las Cuencas Norte y Surbalear.

3.- La sal de este Messiniense-1 se habría depositado por sobresaturación en aguas profundas durante el momento de máxima aridez de una crisis climática que empezó durante la Secuencia M_6 (Tortoniense Sup.-Messiniense) y se acentuó en el máximo regresivo -yeso/anhidrita- del H S T de la Secuencia M_7 (Messiniense s.s.).

4.- Las facies "catarata de Gibraltar", Messiniense-2 sismoestratigráfico del Golfo de Valencia, pertenecen a un Episodio tipo L S W correlativo con la discordancia erosiva Messiniense. Esta discordancia erosiva está sólo presente, tal y como conceptualmente le corresponde, en el margen emergido y la plataforma, y desaparece a partir del borde externo-alto talud que da paso a la cuenca profunda. Los relieves turbidíticos, tractivo de base y deposicional de techo, han generado el error interpretativo de su continuidad en cuenca profunda.

5.- Como corresponde con un Episodio o Tract tipo L S W estas facies anhidrita-yeso y arcilla pelágica, "Catarata de Gibraltar del Messiniense-2", son de origen turbidítico y en ellas puede diferenciarse el Basin Floor Fan (B.F.F.) y el Slope Fan (S.F.).

6.- El canibalismo de lo construido por el H S T previo, anhidrita-yeso del Messiniense-1, termina con el depósito en el L S W de cuenca de un Prograding Complex (P.C.) de tipo margo-carbonatado.

7.- La Secuencia Deposicional M_8P_1 (Messiniense-Plioceno) prosigue con clásicos episodios tipo T S T y H S T.

Esta secuencia de acontecimientos y facies sedimentarias impide la propuesta desecación del Mediterráneo ya que el mínimo eustático alcanzado es sincrónico y correlativo con depósitos turbidíticos que eran atribuidos a facies someras. La "crisis salina" del Mediterráneo es entonces sintetizada como una crisis climática traducida por sabkhas evaporíticas al tope regresivo de secuencias netamente desabastecidas en material siliciclástico (Messiniense-1 tipo yeso anhidrita) que es seguida de una bajada eustática destructiva (Messiniense-2) que nutre su turbidítico Episodio tipo L S W con las evaporitas de la plataforma previa. Su conceptual discordancia correlativa con el descenso es la conocida discordancia erosiva que adorna las líneas sísmicas de la plataforma del Golfo de Valencia.

Las primeras sospechas personales de que el modelo de desecación era difícil de entender llegan en la década de los setenta,donde líneas sísmicas y sondeos del Golfo de Valencia mostraban:

- Existencia de facies arcillosas y carbonatadas por encima de las facies con yeso-anhidrita del margen. Estas

facies contenían microfaunas atribuidas al Messiniense (L. Granados y C. Martínez Díaz en Informes internos de Hispanoil). Coloquial y un tanto informalmente las llamábamos facies Andaluciense pues rendíamos así un homenaje a nuestro común amigo Enrico Perconig.

- Notable desconexión topográfica entre las evaporitas del margen peninsular y las evaporitas profundas. Unas sobre la plataforma construida en el Tortoniense y otras sobre las facies profundas del mismo. Ausencia de evaporitas en la plataforma interna y parches aislados, por efectos erosivos, en la plataforma externa.

Eran realmente pocos datos, pero al menos servían para diferenciar un Messiniense-1 en la plataforma y un Messiniense-2 en el eje del actual Golfo de Valencia (Martínez, W. 1978). A la vez, en las cuencas de Sorbas y de Almería se documenta que los yesos messinienses pertenecen a una U.T.S. (Unidad Tectosedimentaria) independiente de las que contienen a los arrecifes "normales" del Tortoniense y a los arrecifes "aberrantes" (Porites) del Messiniese (Mejías, A.G. 1983).

La diferente interpretación del problema Messiniense del Mediterráneo que acabamos de iniciar se posibilita con la interpretación e individualización sísmica y diagráfica de las Secuencias de Depósito M_7 (Messiniense) y M_8P_1 (Messiniense-Plioceno). Es por esta causa por lo que la totalidad de la primera Secuencia y los Episodios L S T y T S T de la segunda se han representado conjuntamente en numerosas figuras.

Las figuras 116, 117, 118 y 119 muestran,a nivel regional,la individualización de las Secuencias Deposicionales M_5, M_6 y M_7 previas a la discordancia erosiva que afecta a la plataforma del Mediterráneo. La figura 121 muestra la semejanza entre las Secuencias de Depósito M_6 y M_7 (tipo backstepping) a diferencia de la inferior Secuencia M_5 (tipo forestepping) que es así la realmente responsable de la diferenciación,plataforma-talud-cuenca,sobre la que se adaptarán las citadas Secuencias M_6 y M_7.

Para un análisis más detallado del acontecimiento Messiniense-Plioceno se han realizado cuatro transversales denominadas A, B, C y D (figuras 122, 123, 124 y 125) que cruzan desde la plataforma valenciana al actual eje del Golfo de Valencia y acaban ascendiendo al segmento estructural Bético-Balear (transversal C).

Sobre la plataforma valenciana la Secuencia M_7 ha sido erosionada total o parcialmente sobre extensas superficies, allí donde está preservada -borde externo- muestra un Episodio Transgresivo muy delgado y arcilloso que es extraordinariamente semejante al de la anterior Secuencia M_6 (fig 126). Las areniscas arcillosas y limolitas de este T S T plantean así el mismo problema interpretativo que planteábamos para el caso anterior. Está siendo observado en paleogeografías externas-distales,o la crisis de sedimentos es tan notoria que deja su huella tanto en los Tracts regresivos (H.S T),como transgresivos (T.S T)

Para el caso del Messiniense s.s., que en muchos y próximos afloramientos del margen está representado por facies continentales, la segunda interpretación es más razonable.

Hacia el borde externo, este Episodio Transgresivo M_{7T} está conformado por calizas micríticas y arcillas finamente estratificadas. Esta litofacies será igualmente representativa de toda la Secuencia de Depósito en las aguas profundas del eje del Golfo de Valencia.

En el segmento Bético-Balear el Episodio Transgresivo mantiene su clásica litología limolita-arcilla y evidencia un notable aumento de espesor. Ese dato puede ser muy local, pues los sondeos de Calpe-1, Muchamiel-1, etc. están localizados en entornos diapíricos del Keuper, sinsedimentarios con el tiempo Mio-Plioceno.

Por encima del techo de este M_{7T} y en las facies de condensación del Episodio Regresivo M_{7T} muchos sondeos muestran las laminitas ricas en materia orgánica que caracterizan,a escala del Mediterráneo,las facies antecesoras de las evaporitas del margen. Equivalentes de estas facies ricas en materia orgánica son las calizas micríticas, finamente estratificadas,de las facies de cuenca. La anormal riqueza orgánica que precede a los yesos del margen es inexistente en las facies previas a las turbiditas yesíferas del L S T del Messiniense-2/Plioceno.

El Episodio Regresivo M_{7R} está practicamente erosionado por la discordancia correlativa del L S T Messiniense Sup.-Plioceno en gran parte del margen peninsular y es prácticamente continuo en el segmento medio-externo de la plataforma. En esta especial paleogeografía,que ha sido frecuentemente preservada de la erosión Messiniense-Plioceno, el Episodio muestra unas iniciales facies de laminitas arcillosas de visible tendencia regresiva que culminan en gruesos paquetes (15-20 m) de yeso-anhidrita que alternan con delgados niveles arcillosos y en ocasiones dolomíticos.

Esta secuencia regresiva, que alcanza su máximo en las charcas evaporíticas y dolomíticas del techo, es la que aflora en numerosos enclaves del Levante, especialmente en las Cuencas de Murcia y Almería (Martínez, W. et al 1991) y constituye el máximo evento climático-regresivo del Messiniense s.s.

Si toda la erosión que ha afectado al Episodio Regresivo-Climático del Messiniense s.s. (M_7) fuese considerada subaérea, nada submarina, en esta posición paleogeográfica, donde se encuentran preservadas las sabkhas evaporíticas, habríamos alcanzado el nivel mínimo del agua mediterránea durante el Messiniense. Es decir, el descenso eustático que posteriormente provoca el canibalismo del margen no pudo sobrepasar esta paleogeografía, pues las charcas evaporíticas están fosilizadas, en esta posición externa, por los complejos turbidíticos correlativos con el mismo (S F C y P C).

En el segmento talud-cuenca el Episodio M_{7R} se adelgaza bruscamente, como es conceptualmente lógico, y pasa a facies tipo arcilla-limolita-micrita finamente estratificadas. En estas facies profundas de muy bajo ritmo de sedimentación es problemático aislar este M_{7R} del previo M_{7T}, son los puntos de interrogación en las figuras que quieren representar los problemas de identificación de ritmos transgresivos y regresivos en estas facies de condensación y mínima energía de depósito.

La Secuencia de Depósito M_7 (Messiniense s.s) caracteriza así un tiempo pobre en sedimentos -crisis climática o parálisis erosiva del área emergida- que culmina, en su máximo regresivo, con el depósito de evaporitas de ambiente somero. Sin más datos directos que los enunciados, ausencia de sondeos, es en este momento de máximo regresivo-climático cuando atribuimos el depósito, en mar profundo y por sobresaturación, de la capa de sal del Messiniense-1.

A excepción de esta larga extrapolación, los sedimentos del Messiniense s.s (M_7) del Golfo de Valencia pueden ordenarse en una única transversal que visualice el margen extremo, la plataforma interna y externa, el talud y la cuenca (fig 126). De esta figura se desprende que:

- La erosión Messiniense Sup.-Plioceno ha barrido enormes superficies de los márgenes valenciano y catalán. En ellos, en buena lógica, debían existir las capas regresivas más proximales en facies evaporíticas.

- Las facies yeso-anhidrita están preservadas en el segmento medio-externo del Episodio H S T de la Secuencia M_7, allí donde la penetración erosiva de un descenso eustático es conceptualmente menor.

- Las facies talud-cuenca de este Episodio M_{7R} no alcanzaron a ser tan regresivas como para permitir el depósito de evaporitas. Estuvieron siempre bajo una notable lámina de agua marina. Micritas y arcillas de cuenca.

- No puede interpretarse que las evaporitas del Episodio tipo L S W de la Secuencia M_8P_1 sean de agua somera pues ello significaría que el descenso eustático por "evaporación" habría completamente erosionado la plataforma previa o habría nivelado las evaporitas del margen y de cuenca. Las capas yeso-anhidrita serían continuas y no diferenciadas en dos netas áreas de sedimentación.

- La tectónica distensiva es activa durante el Messiniense s.s. como se deduce de los espesores que median entre las primeras capas de yeso-anhidrita y la superficie de transgresión o de inundación máxima (t.d.t.). A pesar de ello, su papel parece realmente modesto y muy específicamente localizado en el siempre activo margen catalán y en los entornos diapíricos del margen valenciano.

A pesar de esta posibilidad de reconstrucción de la Secuencia Messiniense s.s. (M_7) debe notarse que es muy difícil evaluar la cifra del descenso eustático siguiente, puesto que no tenemos un registro sedimentario completo del edificio Messiniense. A este respecto es mejor usar como indicador del descenso el prisma sedimentario construido durante las Secuencias del Tortoniense completas y bien preservadas.

La atribución de la capa salina existente en las Cuencas del Norte y Sur de Baleares al Episodio tipo H S T del Messiniense-1, que reconocemos en el Golfo de Valencia, es una interpretación basada en que en el máximo momento regresivo de un Episodio desabastecido en sedimentos por un efecto climático, podrían darse la condiciones de sobresaturación necesarias para su depósito. Esta parálisis erosiva del continente emergido comenzó ya en el Tortoniense Sup. (Sec. D. M_6) y para ambas Secuencias es difícil considerar Gibraltar cerrado, pues con esta incomunicación Atlántico-Mediterráneo sería difícil entender los dos Episodios Transgresivos y Regresivos que contienen y la correlación de ambos con el Neógeno del Guadalquivir-Golfo de Cádiz (Martínez, W. et al 1982 y Riaza, C. et al, en prensa 1993).

De otra parte, las líneas sísmicas de las Cuencas que contienen la capa salina del Messiniense-1 muestran ciertos datos que apoyarían esta interpretación:

- La sal se depositó sobre las facies sedimentarias más profundas del Serravalliense y Tortoniense y es, según nuestra interpretación, concordante con estos sedimentos y con el Messiniense-2 (fig 127).

- La sal está cubierta por las facies yeso-anhidrita-pelagita del Messiniense-2 que en el Golfo de Valencia reconocemos como de origen turbidítico y no conocemos un ejemplo en el que capas salinas sean referidas a medios turbidíticos.

- La capa salina ocupa las paleogeografías más deprimidas de la cuenca,que son muy coincidentes con la actual batimetría ¿Por qué la desecación alcanzó lo más profundo y no a las depresiones intermedias y relativamente colgadas, como es el gran umbral que representa el Golfo de Valencia?

Para no crear nuevas nomenclaturas y puesto que la Secuencia Messiniense s.s es la última del primitivo Grupo Castellón, originalmente definido entre la discordancia erosiva y el Grupo Alcanar, mantenemos este apelativo para la misma: Arcillas transgresivas de Castellón (M_{7T}) y Laminitas, limolitas y evaporitas de Castellón (M_{7R}) de la figura 153.

EL GRUPO EBRO (Secuencia de Depósito M_8-P_1)

Se corresponde con un espeso paquete sedimentario que constituye en muchos enclaves del Golfo de Valencia el setenta por ciento del relleno Neógeno. Tanto por ser el más moderno, como por el desarrollo que alcanza, es el que conforma la actual geometría plataforma-talud-cuenca del margen peninsular.

Originalmente fué definido como el relativo a los sedimentos comprendidos entre la discordancia del límite Mio-Plioceno, a la que se atribuía su base, y el fondo del mar actual (figs 102 bis y 128).

Con el paso del tiempo y la realización de nuevos sondeos que cortan facies yeso-anhidrita del Messiniense s.l, éstas son sistemáticamente atribuidas al inferior Grupo Castellón, tanto si son reconocidas en el margen como en la cuenca profunda. La llamada "Revolución Pliocena" significaba un hito de correlación,de primera magnitud,muy difícil de obviar.

La expresividad sísmica de los "top, fore y bottom set" (fig 129) del Episodio H S T con el que culmina el Grupo, y el control de facies provisto por los sondeos, llevó muy pronto a la diferenciación de las Fms. Ebro Sands y Ebro Clays como relativas respectivamente a la plataforma y talud-cuenca del citado Episodio H S T (Shell España 1973). En aquellos años las Secuencias de Depósito y sus "Tract" no existían; los Grupos Castellón y Ebro eran entonces sólo diferenciados desde el muy petrolero análisis formacional.

Esta vieja definición del Grupo Ebro ha permanecido prácticamente inalterable hasta que se diferencian en él los tres Episodios conceptuales de una Secuencia Deposicional y se caracterizan las facies yeso-anhidrita del Messiniense-2 con un Tract tipo L S T con el que se inicia el Grupo (Martínez, W. et al 1991).

También conviene notar que el Grupo Ebro, tal y como fué definido en origen, y como ahora lo describimos, incluye muy posiblemente, a su techo, una-dos delgadas Secuencias de Depósito (imágenes sísmicas), que no podemos analizar por la ausencia de diagrafías de pozo en los 150-200 m iniciales de los sondeos de exploración. Alguna de estas Secuencias presentan geometrías tipo "Shelf Margin Wedge o Shelf Margin System Tract" (S M W Haq, B.U. et al 1987 y Vail, P.R. 1987). Un nuevo ejemplo de su vistoso Episodio H S T y de las posibles Secuencias Deposicionales del Cuaternario se ha recogido en la figura 130. En ella se ha suprimido la parte inferior, que mostraría el Campo Casablanca, por simples razones de confidencialidad.

Sea en plataforma o cuenca, Episodios T S T y H S T o Episodio L S T , el Grupo Ebro representa un gran volumen de sedimentos que no es comparable con ninguno de los Grupos previos: Alcanar y Castellón. Tan sólo el Episodio tipo H S T de la Secuencia de Depósito M_5 (Serravalliense-Tortoniense) es sobre la plataforma a él comparable.

Es así como estos dos Tracts tipo H S T se identifican como claros ejemplos de parasecuencias progradantes tipo "forestepping", netamente descompensadas y con sus consecuentes sistemas turbidíticos (fig 131).

El Episodio inicial tipo L SW es correlativo con la discordancia Mio-Plioceno, Messiniense etc... que adorna la plataforma deposicional previa. Dicha bajada del nivel marino erosiona parcial o completamente, depende de los enclaves, la Secuencia M_7 y sólo ocasionalmente la anterior Secuencia M_6. Con los productos de esta erosión se deposita un complejo sedimentario tipo L SW que proporciona ciertas diferencias conceptuales con el modelo de P.R. Vail. La principal de estas diferencias es la notable extensión del Prograding Complex (P C) hacia el margen.

La vistosa discordancia erosiva de la plataforma penetra hasta el talud deposicional y es difícil establecer una cantidad de penetración regional por la dificultad que representa identificar los aislados o anastomosados cañones submarinos (Incised valley) sin un trabajo de control sísmico exhaustivo,que no hemos realizado.

En el alto-medio talud antes construido, la discordancia desaparece progresivamente y los sedimentos del L S T del Grupo Ebro son sísmicamente conformes con las facies hemipelágicas del Grupo Castellón.

Muchos trabajos previos, que por numerosos sería lastimoso describir, interpretan en cuenca la continuidad de la discordancia de la "desecación mediterránea" al techo o la base de las evaporitas del Messiniese-2. En realidad no hay tal discordancia, pues es el transporte turbidítico de este Messiniense-2 el que genera relieves deposicionales (techo) y tractivos (base), que visibles en las líneas sísmicas inducen al erróneo concepto de discordancia. Cualquiera que haya tenido la oportunidad de trabajar sistemas turbidíticos a través de las líneas sísmicas, sabe que las discontinuidades observadas son usuales y conceptuales con este medio de transporte y sedimentación.

Comprendo que invalidar el modelo de desecación del Messiniense no es tarea fácil y que es más demostrable si se anula el concepto de la penetración de la discrodancia hasta las facies de cuenca profunda.

Para tratar este problema se han seleccionado varias imágenes sísmicas del área donde existen sondeos en aguas profundas, que proporcionarán, más tarde, el control de litologías y de parasecuencias.

Una primera figura de introducción muestra los Grupos del Neógeno del Golfo de Valencia, el frente de las unidades tipo olistostroma (facies tipo Subbético) y el Mesozoico (tipo Prebético Interno). En esta figura 132 las facies yeso-anhidrita-pelagita del Messiniense-2 están ya incorporadas al Grupo Ebro y una primera visión de las superficies de base (M2b) y techo (M2t) del Messiniense-2 se pueden obtener de ella. Como las facies del Grupo Castellón son facies de cuenca profunda, no cabe duda de que si en lugar de turbidítico (interpretación dibujada), consideramos someras a las evaporitas (interpretación usual), la desecación fue total. Y es en esta usual interpretación cuando los relieves deposicionales de la superficie M2t se corresponderían con la erosión abierta por la famosa y postrera-definitiva catarata de Gibraltar.

La figura 133 muestra los tipos de deformación que en el eje del Golfo Valencia se observan sobre la Superficie M2t: Canales de baja energía con levees muy poco desarrollados y canales de mayor envergadura con levees ciertamente prominentes.

Entre unas y otras formas canalizadas se desarrollan facies sísmicas absolutamente planares y laminadas que se corresponden con las clásicas facies entrecanal de los sistemas turbidíticos. Puede también observarse como el surco canalizado está condicionado por la topografía del techo del olistostroma.

La figura 134 muestra a una escala de mayor detalle los motivos anteriores. Se puede en ella observar que:

a.- La perturbación de la imagen sísmica es penetrativa al Messiniense-2 y que preferencialmente se localiza en el surco canalizado. Esto no es lógico para una cicatriz erosiva provocada por la catarata de Gibraltar, pues a partir de su cicatriz erosiva basal el substrato estaría inalterado.

b.- Algunos canales muestran, dentro del Messiniense-2, imágenes de crecimiento y desbordamiento lateral.

c.- La hemipelagita del Plioceno fosiliza de modo plano-paralelo las depresiones previas.

La figura 135 muestra, sobre una línea sísmica próxima y paralela a la anterior, la evolución de estas geometrías "tipo discordancia". Los relieves sedimentario y tractivo y las formas plano-paralelas vuelven a ser visibles y relativas a las facies canal o entrecanal.

En la figura 136 se muestra un ejemplo de conformidad entre las sedimentitas de los Grupos Castellón y Ebro y las facies yeso-anhidrita-pelagita del Messiniense-2. Es también visible como todo el conjunto sedimentario fosiliza mediante un "onlap" distal el relieve generado por un aparato volcánico que áun aflora al fondo del mar. Junto al ejemplo de conformidad de tres facies de cuenca profunda, la línea sísmica sirve también para ejemplarizar que un "onlap sísmico" no siempre significa un Episodio Transgresivo. A pesar de ello las palabras "Serie onlapante" son frecuentemente usadas en la literatura geológica como modelo o prueba de un ciclo transgresivo.

En la figura 137 puede observarse como facies sísmicas conformes y disconformes alternan a techo y base del Messiniense-2 en el eje del Golfo de Valencia. También puede apreciarse como las facies que interpretamos como canalizadas no siempre corresponden a un surco "topográfico" del olistostroma. En esta ocasión incluso ocurre todo lo contrario, pues el intervalo canalizado está sobre el flanco de un alto "topográfico" del olistostroma.

Como en todas las figuras hasta ahora presentadas, desde el propio emplazamiento del olistostroma -frente gravitacional- hasta el fondo del mar actual todo el conjunto sedimentario es plano-paralelo como conceptualmente correponde a las paleogeografías profundas. Si la serie anhidrita-arcilla del Messiniense-2 es de facies someras, la desecación fue total. Este fue el error cometido; todas las evaporitas eran de facies someras y las de margen y cuenca de una misma isocrona (Messiniense).

La figura 138 recoge una larga transversal en la que sobre el clásico techo del olistostroma, un tanto deformado por reorganización plástica, se puede observar la superposición de tres ambientes turbidíticos: Tortoniense, Messiniense y Plio-Cuaternario. La geometría, el porte y la disposición espacial de los tres sistemas turbidíticos es algo tan usual a las facies profundas de una cuenca que es preciso una gran dosis de confianza en el modelo de desertización para interpretar la imagen sísmica de otra forma.

Si abandonamos las aguas profundas y movemos nuestras observaciones hacia el talud-pie de talud del Grupo Ebro, las imágenes sísmicas de las superficies techo y base del Messiniense-2, la estructuración interna y disposición regional del mismo nos llevaran a nuevos y más significativos datos sobre el sistema turbidítico que representan las que podemos llamar facies "catarata de Gibraltar", aquellas relativas al alternante e increible proceso de desecación e inundación.

Las figuras 139 a 144 se corresponden con imágenes sísmicas concernientes a los viejos permisos de exploración de Marina del Turia. Estos permisos eran limítrofes con los demoninados Cabriel e Ibiza Marino que han provisto las imágenes de cuenca profunda antes mostradas. En Marina del Turia se asiste así al enlace entre la actual plataforma del Mediterráneo -sector Valencia- y el eje de actuales aguas profundas entre la Península y la Isla de Ibiza.

En este segmento se controla el desarrollo de las facies de alto y medio abanico del sistema turbidítico del Messiniense-2. En un conceptual Episodio tipo L S W nos moveríamos en el sector que caracteriza el Slope Fan Complex (S F C) principalmente.

La figura 139 muestra esta localización regional con relación al actual dispositivo plataforma-talud-cuenca del Grupo Ebro. Dicha figura muestra de nuevo el Messiniense de aspecto discordante (techo y base) entre el H S T progradante del Plioceno-Cuaternario y las facies profundas del Grupo Castellón. La calidad de la información sísmica permite una interpretación de las superficies M2b y M2t tal como venimos sosteniendo: Relieves sedimentarios del techo de cuerpos turbidíticos y relieves erosivos de las bases tractivas de los canales de distribución de sedimentos.

Ampliando la escala de observación y usando las variantes "stack" o migración de la información sísmica (figs 140 y 141) puede incluso observarse la excavación y relleno del canal de pequeña talla y la deriva lateral del cuerpo de mayor tamaño. Si en lugar de yeso-anhidrita-arcilla se describiese una litología arena-arcilla, sería difícil dudar que tales imágenes sísmicas pertenecen a sistemas canalizados de gran envergadura.

Las figuras 142 y 143 permiten un nuevo paso en la definición sísmica de la "famosa" discordancia Messiniense y en la organización interna de los sedimentos del mismo. Puede en ellas apreciarse el paso de un notable y completo lóbulo deposicional a las facies de interabanico que lo enmarcan. El cuerpo sísmico de base plana y techo cóncavo muestra la posibilidad de una interpretación tal como la presentada en la figura 141, y ampliada para su observación más detallada en la figura 143.

Se notará que es incluso posible observar la organización interna de los canales, intercanales y montículos turbidíticos que en conjunto organizan la geometría de un lóbulo o abanico deposicional completo.

¿Por qué abanico turbidítico y no abanico aluvial? Pues porque muy cerca de esta imágenes sísmicas y sin posibilidad de error en la correlación y seguimiento de horizontes sísmicos, los sondeos de Marina del Turia, Ibiza Marino y Cabriel cortaron las finas alternancias de yeso-anhidrita y arcilla pelágica del Messiniense-2.

Para terminar con estas seleccionadas imágenes sísmicas del Messiniense del Golfo de Valencia que tenía preparadas ya en 1985 y que constituyeron las base de las primeras comunicaciones verbales sobre el origen turbidítico del mismo (Congreso Español de Sedimentología. Barcelona 1986), me gustaría mostrar algo también muy usual en los sistemas turbidíticos. Me refiero a su preferencial depósito sobre surcos topográficos de la cuenca profunda.

La figura 144 muestra una sinforma entre dos diapiros de Keuper que esconde a nivel profundo un estructura antiformal tipo caparaza de tortuga de primera generación. El surco entre las dos extrusiones diapíricas focaliza durante el Messiniense el transporte y depósito de materiales pertenecientes al L S T con el que se inicia el Grupo Ebro. Sobre esta figura y la anterior 142 se ha indicado el punto de cruce de las respectivas líneas sísmicas.

La anterior serie de figuras, ejemplos de entre cientos muy semejantes, han servido para mostrar como la buscada discordancia Messiniense "podía" ser interpretada tanto a techo como a base de las reflexiones sísmicas que enmarcan las evaporitas y arcillas del Messiniense del Golfo de Valencia. Se ha mostrado también como muy frecuentemente, con más frecuencia a medida que nos sumergimos en aguas cada vez más profundas, las reflexiones sísmicas del Messiniense, incluida la sal del Mar Norbalear, son sísmicamente conformes con los depósitos sedimentarios anteriores y posteriores a la misma.

Si estas imágenes sísmicas son comparadas con aquellas otras que muestran la discordancia Messiniense en la plataforma del Levante, no cabe la menor duda de que las diferencias son abismales. A pesar de todo, estas diferencias no han servido para interpretar el conceptual amortiguamiento progresivo de la discordancia y se sigue aceptando su existencia en las aguas profundas. Pero es también cierto que tan solo con el apoyo de las líneas sísmicas se ha presentado una muy diferente interpretación sobre lo que hemos llamado superficies de base y techo del Messiniense-2 (M2b y M2t). Esta interpretación no necesita del concepto de discordancia para explicar la variedad de geometrías e imágenes que adornan el techo y base de Messiniense-2.

La Superficie Basal (M2b) es en las aguas profundas un límite de Secuencia Deposicional en paleogeografía profunda,y es plano-paralela o erosiva,en función de que observemos segmentos sometidos a erosión tractiva de canales turbidíticos o a facies de muy baja energía deposicional localizadas entre estos enclaves de corriente.

La Superficie del Techo (M2t) muestra el relieve sedimentario propio de los depósitos de alta energía (canal-levee, lóbulo etc) o las facies no construídas de los espacios entrecanal y entreabanico.

Según nuestros datos e interpretación,la discordancia del Messiniense se amortigua entre el alto y medio talud del conjunto construído por las tres secuencias del Grupo Castellón (M_5, M_6 y M_7). De hecho, si damos un paso atrás y recordamos las transversales construidas con los sondeos (figuras 122 a 125) podemos constatar como en muchos lugares

del Golfo de Valencia la Secuencia Messiniense s.s (M_7) no ha sido totalmente desmontada por la erosión. Es también notable como los espesores residuales de esta Secuencia M_7 crecen desde costa al talud a medida que disminuye la penetración erosiva (fig 145).

De hecho, las evaporitas del tope regresivo del Messiniense s.s., Secuencia M_7 del Messiniense-1 se encuentran tan sólo en el margen externo de su área original de depósito, pues allí han sido protegidas tanto por la amortiguación de la discordancia erosiva, como por el juego tectónico distensivo del borde de la plataforma.

Es así como,en función de la transversal elegida,podríamos obtener una idea diferente del descenso eustático que dicha discordancia representa en base a la cantidad de penetración erosiva, submarina o subaérea que se realizó.

Para tan sólo dar una idea de la diversidad distensiva del margen, diversidad que habría que evaluar en cada transversal, baste con comparar las figuras 102 bis, 128 y 144 relativas respectivamente a los márgenes de Tarragona, Castellón y Valencia.

En las transversales construidas para mostrar la Secuencia M_7 (figuras 122 a 125) esta ya representado el Episodio L S T con el que se inicia el Grupo Ebro. La figura 131 muestra una muy simplificada ordenación paleogeográfica de la totalidad del Grupo Ebro y de los tres Episodios (L S T , T S T y H S T) que lo integran.

El inicial Episodio L S W (R.R.) puede a través de las diagrafías de pozo subdividirse en los tres complejos de facies tipo B F F , S F C y P C que P.R. Vail ha divulgado. Dos de estos agrupamientos de facies, los correspondientes al Basin Floor Fan y al Slope Fan Complex contienen sistemáticamente anhidrita o yeso en finas capas o en "nódulos" en la matriz arcillosa y estas son muy raras en la asociación de secuencias genéticas progradantes que sirven para identificar el Prograding Complex. Esto indicaría que durante este último depósito, las sabkhas del Messiniense-1 ofrecen ya pocas posibilidades a la erosión, sea porque ya han sido prácticamente erosionadas, sea porque el Prograding Complex representa la estabilización del descenso eustático y la consecuente disminución de la actividad erosiva.

Sísmica y sondeo pueden integrarse con profusión en las aguas de batimetría convencional que han soportado el 99% de la exploración de hidrocarburos realizada en el Golfo de Valencia. En las aguas profundas, próximas a la colección de líneas sísmicas anteriormente presentadas, tan sólo los sondeos de Cabriel B2-A e Ibiza Marino A-1 proporcionan la oportunidad de relacionar sísmica y sondeo.

La figura 146 muestra la interpretación sísmica-sondeo del primero de dichos pozos exploratorios:

- Laminitas calcáreas que atribuimos a la Secuencia Messiniense s.s. apoyados en la lógica y en la datación micropaleontológica.

- Finas alternancias de limolita, yeso-anhidrita y arcilla pelágica que no muestran una tendencia vertical bien definida. Son secuencias genéticas un tanto inexpresivas que sólo diferencias contrastes litológicos.

- Los sedimentos datados como Messiniense- Plioceno Inf. culminan en tres secuencias genéticas tipo limolita-arcilla que enseñan una suave tendencia vertical tipo canalizado.

Las asociaciones litológicas que se correponden con las reflexiones sísmicas del Messiniense-2 pueden así interpretarse como relativas al B F F y S F C en facies muy distales del Episodio de Bajo Nivel (L S W) con el que comienza el Grupo Ebro y que han sido tradicionalmente atribuidas a las sucesivas etapas de desecación e inundación promovidas por la famosa catarata de Gibraltar.

Si en la figura anterior la estructura a investigar estaba conformada por el complejo olistostrómico, en la figura 147 la estructura a explorar estaba conformada por un espectacular relieve del Mesozoico autóctono.

Esta segunda figura muestra imágenes sísmicas y diagráficas muy semejantes a las atravesadas por Cabriel-B2A, pero la menor distalidad del Complejo Messiniense permite una mayor expresividad vertical de las parasecuencias que hacemos corresponder con el Basin Floor Fan y el Slope Fan Complex del L SW.

Nótese como las evaporitas están también incorporadas a las secuencias tipo canalizado del Slope Fan y como son real y únicamente detectadas por el perfil Sonico. Se genera así la duda de sí constituyen capas continuas o tan sólo son nódulo o cantos que incluidos en la matriz arcillosa incrementan la velocidad de la onda acústica. Ya sean finas capas o cantos en la matriz, pueden entenderse organizando una polaridad vertical de tipo regresivo en el B F F y canalizada en el Slope Fan Complex.

Si damos un pequeño paso atrás y observamos los sondeos que cortan las evaporitas de ambiente somero de la anterior Secuencia Deposicional M_7 (figs 122 a 125), acabamos de establecer la diferencia en métodos de subsuelo entre

unas y otras: Gruesas capas en la culminación de secuencias genéticas regresivas que incluyen en ocasiones laminitas orgánicas, y finas capas o cantos de difícil identificación en sondeo que, por muchas razones ya expuestas, no dudamos en atribuir a un inmenso sistema turbidítico.

En las paleogeografías profundas y distales el Prograding Complex (P C) se corresponde conceptualmente con facies tan condensadas como las del T S T e incluso del H S T siguiente. La observación e identificación del complejo de facies que lo constituyen es necesario realizarla en sectores más proximales donde se apoya sobre el precedente S F C o sobre la discordancia erosiva del margen. La fosilización de esta discordancia eustática es precisamente realizada por los sedimentos del P C que se organiza verticalmente como si de un H S T se tratara.

Para la correlación sondeo-sísmica del Prograding Complex con el que finaliza el L S W del Grupo Ebro se han seleccionado dos transversales que constituyen las figuras 148 y 149.

La primera de estas figuras se corresponde con un línea sísmica perpendicular a costa en el área del yacimiento de Amposta. El sondeo Delta E-1, que especialmente recuerdo pues fué mi primer petróleo, permite correlacionar las facies calcáreo-detríticas de polaridad regresiva existentes entre la delgada Secuencia M_7 y el Episodio Transgresivo (T S T) del Grupo Ebro, con un pequeño paquete de reflexiones sísmicas que se sitúan entre la discordancia erosiva del Messiniense y los "downlap" del Episodio Regresivo (H S T). Se observará que para el análisis secuencial son los pozos,y no la sísmica, la herramienta que proporciona una información más precisa. Es un ejemplo más de un concepto que hemos repetido mucha veces a lo largo de este manuscrito y que justificarlo ha constituido un objetivo preferencial del mismo.

La figura 149 es otra perpendicular a costa por el litoral de Castellón que casi llega a alcanzar la orilla mediterránea. Los pozos Delta L-1 y Castellón L-1 permiten visualizar una situación geométrica semejante a la anterior. Esta transversal sísmica-sondeo constata la clásica ausencia -lógicamente erosiva- de las sabkhas evaporíticas del Messiniense s.s. (M_7) en los márgenes peninsulares del Golfo de Valencia (Delta L-1) y la notable diferencia entre las evaporitas autóctonas (Castellón L-1) y las evaporitas retrabajadas del propio Castellón L-1

El Prograding Complex de estos tres sondeos y de otros muchos que presentamos ya en las figuras 122 a 125 está constituido por dos conjuntos de facies predominantes: Calizo-arenoso en posiciones paleogeográficas externas y limolítico en las internas. Esta diferenciación puede ser debida tanto por la existencia de un cinturón siliciclástico costero como por la influencia que en el depósito sedimentario generarían las fosas subsidentes del margen.

El P C muestra dos hechos notables que conviene comentar por sus implicaciones conceptuales y sus posibilidades de correlación con los afloramientos del Mio-Plioceno del Levante.

El magnífico esquema de P.R. Vail de un Episodio tipo L S W muestra un P C ciertamente extensivo sobre la discordancia erosiva que destruyó la plataforma previa. Es el conjunto sedimentario que asume el relleno de los "Incised valley" en ella labrados. El Prograding Complex que acabamos de mostrar es, en apariencia, mucho más extensivo al margen de lo que el citado esquema de P.R. Vail permite, a primera vista, imaginar.

Junto a esta observación un tanto imprecisa, ausencia de escala en el esquema de P.R. Vail, puede también agregarse que el sistema progradante que lo define no parece alcanzar facies tan regresivas o someras como las usualmente alcanzadas por los Tract tipo H S T.

El segundo comentario concierne a la presencia de carbonatos y esporádicos niveles de yeso- anhidrita que por su respuesta en diagrafías parecen tan retrabajados como los usualmente presentes en el S F C y B F F.

Niveles carbonáticos y yeso-detríticos han sido descritos en las Cuencas de Sorbas y Almería, discordantes y por encima de los arrecifes aberrantes del Messiniense (Megías, A.G. 1983) y es así como puede lanzarse la hipótesis de que el Complejo Terminal (Esteban, M. 1977) es anterior al Progading Complex y por tanto debe ser equivalente del Messiniense s.s. (M_7).

Del mismo modo que hemos siempre tratado de correlacionar con afloramientos las observaciones de sondeo, pues pensamos que es la mejor forma de contrastar la interpretación de subsuelo, es posible pensar que los complejos turbidíticos del Messiniense Sup-Plioceno (S F C y B F F) pueden tener representación en las turbiditas descritas en el eje de la Cuenca de Vera (Montenat, Ch. et al 1978).

Conviene también notar que las asociaciones de facies que caracterizan al P C , S F C y B F F no están netamente individualizadas y superpuestas como parece sugerir el dibujo original de P.R. Vail. En efecto, las diagrafías de pozo permiten interpretar que existen interdigitaciones entre unos y otros complejos sedimentarios.

Como la definición original del Grupo Ebro se hizo con base en su Episodio tipo H S T (R), parece conveniente crear una específica denominación para este Episodio tipo L S T (RR). Tal nomenclatura queda así recogida en la figura 153.

La cuña transgresiva presenta litologías gruesas tipo conglomerado y arenisca con cantos, en el margen próximo a costa y progresivamente, las cuatro-cinco secuencias genéticas que la integran, pasan a areniscas arcillosas y limolitas sobre la plataforma externa.

Esta cuña transgresiva es fácilmente identificable y se extiende desde el teórico nivel de máxima inundación, que debe localizarse en los afloramientos del Levante, hasta el nivel de acción del oleaje sobre el Prograding Complex previo. Mas allá de este último punto los sedimentos transgresivos se hacen muy arcillosos y acaban pasando lateralmente a facies condensadas.

Esta dificultad de las paleogeografías profundas no parece tan extrema cuando se trata de delimitar en diagrafías de pozo el contacto entre el Episodio L S T , también condensado, y los T S T y H S T en facies hemipelágicas. Numerosas figuras anteriores justifican este breve comentario que no alcanzamos a explicar fácilmente, pero que podría estar relacionado con notables diferencias entre las tasas de sedimentación de Episodios T S T y L S T aún en las paleogeografías profundas.

La litología y características de este Episodio T S T (T) queda recogida en numerosas figuras anteriores y dado que no ofrece elementos de reflexión o novedades con respecto a muchos otros que ya se mostraron, no merece comentarios adicionales.

El Episodio H S T (R) del Grupo Ebro es, como ya comentamos, el que genera la arquitectura actual del Golfo de Valencia: Amplia plataforma en el bien abastecido margen de la Península y reducida a nula plataforma en el desnutrido margen de las Baleares.

Su organización interna, con turbiditas canalizadas en el segmento pie de talud-cuenca y la rápida progradación de todas sus facies, lo caracterizan como un clásico H S T del tipo descompensado. Demasiados aportes para el espacio subsidente donde han de depositarse.

La arquitectura de este Episodio tipo H S T está influenciada por numerosas fallas sinsedimentarias y sinclinales periféricos de los diapiros triásicos que adornan el segmento Sur del Golfo de Valencia. A pesar de estos cambios de espesor y, en ocasiones de facies, el Episodio H S T muestra una clásica geometría plataforma-talud-cuenca para el conjunto y cada una de sus multiples secuencias genéticas. Así y todo la aparición de turbiditas efímeras,tipo H S T, no es detectada hasta bien avanzado el ritmo progradante, y es espectacular cuando su talud alcanza a superponerse al anterior talud del Prograding Complex. Puede así pensarse que la descompensación en sedimento ha ido creciendo durante el Plioceno Md-Sup.

En el área Columbretes-Arco Valencia,numerosas líneas sísmicas muestran la especial localización de los sistemas turbidíticos actuales en el pie del talud progradante. Este dispositivo es igualmente observable en el segmento inferior y medio del H S T del Plio-Cuaternario (fig 150). De esta forma, cuando un estable cañón submarino alimenta los sistemas turbidíticos de pie de talud, la acumulación o agradación de los mismos es muy notable. Uno de estos cañones y abanicos, el llamado Columbretes ΔFan (Martínez, W. 1982) origina un máximo de espesores sedimentarios del H S T del Grupo Ebro que excede en 400-500 m al espesor sedimentario del entorno.

La superposición y conformidad de los sistemas turbidíticos del Plioceno y del Cuaternario (fig 151) no significa que no existan las posibles Secuencias Deposicionales que, como ya anticipamos, pueda haber incluidas al techo del Grupo Ebro (fig 130). Es sencillamente la ausencia de discontinuidades visibles en sísmica en las facies condensadas y hemipelágicas de todos los Tract. De hecho, esta superposición de facies profundas en el actual eje del Golfo de Valencia es mucho más antigua, pues sin duda y como mínimo se inicia en el Langhiense-Serravalliense Inf.

Podría así decirse que la separación y control sísmico de todas las Secuencias de Depósito que fosilizan el olistostroma sería imposible si no fuese por los contrastes litológicos-sísmicos que introduce en la cuenca profunda el sistema turbidítico yeso-anhidrita del Messiniense-2.

Si el contraste de impedancia acústica provocado por las evaporitas no existiese, sísmicamente pasaría desapercibido hasta un Episodio L S T. del volumen y características del descrito.

En el borde externo de la plataforma que construye este Episodio H S T , numerosas líneas sísmicas muestran que dentro del mismo es razonable observar diferentes velocidades de progradación.

Uno de estos cambios de geometría del borde externo de la plataforma progradante, que no por frecuente es fácil de correlacionar, se significa por un cambio del sistema de rápida progradación horizontal a una visible tendencia a la agradación, si no vertical, si al menos notablemente oblicua (fig 152 Puntos de tiro 1920-2040).

En ausencia de datos concretos, correlación sísmica regional e identificación litológica precisa, estos fenómenos los interpretamos como cambios en la cantidad de sedimento que recibe la amplia plataforma del H S T del Grupo Ebro. Así mismo destacaremos que son difíciles de asegurar porque nunca estamos seguros de cruzar perpendicular al paleotalud.

Desde un estricto punto de vista litológico este H S T es realmente uniforme y constante en su distribución de facies:

Arenas del Ebro. Arenas y arcillas en el segmento de plataforma, donde tan sólo en contadas ocasiones, y en el margen interno, exhiben cemento carbonatado

Arcillas y Turbiditas del Ebro. Arcillas y delgados niveles arenosos que se corresponden con las facies de talud, y arcillas con ocasionales o bien desarrolladas arenas turbidíticas en el pie de talud-cuenca (fig 153).

Es así como la original nomenclatura Ebro Sands y Ebro Clay, que se refería específicamente a las facies de plataforma y de talud, puede mantenerse, sin necesidad de introducir un tercer término específicamente turbidítico.

Modelo estratigráfico del Neógeno del Golfo de Valencia

En muchas de las páginas anteriores hemos visto como a pesar de que la información sísmica del Neógeno del Golfo de Valencia proporciona imágenes aceptables, estas son mucho menos valiosas para el análisis secuencial que las proporcionadas por las diagrafías de pozo.

Las líneas sísmicas han sido prácticamente inoperantes cuando se trataba de definir en el interior del Grupo Alcanar o en las delgadas Secuencias Deposicionales del Tortoniense Sup.-Messiniennse y Messiniense-1,e incluso a la hora de delimitar los ocho Episodios Transgresivos que como mínimo pueden ser identificados mediante la metodología de interpretación que hemos usado.

Hemos también observado como el contraste litológico provisto por las evaporitas del Messiniense-2 y los fenómenos sedimentarios comunes a los sistemas turbidíticos -superficies de techo y base-, han promovido a engaño, -discordancia Messiniense- durante dos décadas. Son ejemplos más que suficientes como para volver a llamar la atención sobre las posibilidades de ayuda que brinda la información sísmica en el estudio de las cuencas sedimentarias. Volveremos sobre el tema en un anexo especialmente para ello preparado.

Las grandes geometrías sísmicas controladas mediante sondeos que pueden ser trasladados a una o varias transversales geológicas -caso del Neógeno del Golfo de Valencia- si que colaboran en la concepción sedimentaria de una cuenca. Pero nótese que, sólo con unos pocos sondeos y regionales informaciones paleogeográficas, habíamos llegado a esquemas como el del Neógeno del Golfo de Valencia (fig 153) para el Mesozoico del segmento Beti-Ibérico.

No es sorprendente que los pozos proporcionen mayor información que las líneas sísmicas, como tampoco lo será que los cortes de campo, bajo buenas condiciones de afloramiento, sean aún mejor instrumento que los propios pozos.

Pues bien, proyectando numerosos pozos a una transversal ideal en la que se trata de descontar la deformación tectónica sinsedimentaria y más específicamente las anomalías que provoca, llegaremos con cierta facilidad a los esquemas como el de la figura 153.

Después de tan largas y pesadas páginas y figuras dedicadas al Neógeno del Golfo de Valencia, pocas observaciones y comentarios serán precisos a la misma:

1.- El Grupo Alcanar debe de evolucionar hacia el Este a **facies margosas, distales y turbidíticas, semejantes a las de Baleares y del Subbético. Los escasos sedimentos con él correlacionables cortados por el sondeo Cabriel B2A en las pequeñas y deformadas subcuencas del techo del olistostroma lo sugieren claramente. Otra cosa muy distinta es evaluar donde se realiza el cambio a estas facies; la ausencia de datos de sísmica y sondeo lo impiden.**

2.- La Secuencia Deposicional Tortoniense Sup.-Messiniense (M_6) ha sido representada más espesa de lo que es en realidad para generar así un hueco en el dibujo donde poder esquematizar el L S T del Grupo Ebro (M_8P_1).

3.- Las láminas calcáreas de facies profundas de la Secuencia de Depósito Messiniense-1 (M_7) son, probablemente, equivalentes de la sal existente en las aún más profundas cuencas Norte y Surbalear. Hipótesis deducida de la imposibilidad de un depósito turbidítico para esta unidad salina, y de la presencia de sal en esta posición estratigráfica en la subcuenca de Fortuna (Murcia).

4.- El Episodio de Bajo Nivel (L S T) con el que se inicia el Grupo Ebro (Messiniense-2) está también representado a una escala exagerada, ante todo en su segmento más distal.

5.- Las posibles Secuencias Deposicionales del Plioceno Sup.-Cuaternario no han sido representadas.

Estamos razonablemente seguros de que no existen más Secuencias de Depósito de 1er orden que las detectadas y descritas. Alcanzar las 18 representadas en la tantas veces comentada versión 31.B de 1987 (B.U. Haq et al) es imposible, y no creemos que esta ausencia de correlación se derive de metodología o base de datos. Si hemos de buscar una causa y creemos en la correlación global de los cambios eustáticos, tendremos que aceptar que muchas de las Secuencias representadas en la citada carta 31.B (1987) son extremadamente delgadas, sutiles e inconexas en el Golfo de Valencia.

Con respecto a la ausencia de Episodios de Nivel Bajo en la mayoría de nuestras Secuencias, la duda planteada es muy importante pues estamos dudando del concepto de ciclicidad eustática: Niveles bajo, transgresivo y alto.

Con relación a este punto, es indudable que Episodios de Nivel Bajo pueden existir en las paleogeografías externas cubiertas por el olistostroma del eje del Golfo de Valencia, pero para las Secuencias Deposicionales que lo fosilizan no nos vale el argumento antes mencionado. También es evidente que para todas las Secuencias en que no hemos detectado L S T , podríamos haber detectado discordancias erosivas en la plataforma y estas no existen o son tan sutiles que representarían

débiles descensos eustáticos que proporcionarían "Tracts" del tipo SMST o SMW. Está muy claro que discordancias como la Messiniense sólo hay una.

Se entiende así que dudemos de la ciclicidad eustática. Como mínimo, permítasenos dudar de la real importancia de muchos Episodios de Nivel Bajo. Es decir, si la ciclicidad es cierta, la mayor parte de los "Tracts" de Nivel Bajo se corresponderán con el tipo S M W , pues ni ellos generan notables discordancias erosivas, ni son fácilmente identificables en la vertical de un sondeo.

Esta dificultad aludida de identificación en sísmica y sondeo la encontraríamos razonable si modificásemos el dibujo de P.R. Vail (fig 154), pues tal y como en el están representados los S M S T , "habríamos cazado" las conceptuales diferencias de arcillosidad entre los H S T previos y el propio S M S T.

Esta posibilidad nos parece tan razonable que si buscamos la propuesta ciclicidad tendríamos que buscar dos "huecos" donde colocar estos Cortejos de Nivel Bajo. Dos de estos espacios aparecen en la figura 154 y si ellos son verdad significan que la mayor parte de las cíclicas bajadas eustáticas se corresponden con descensos muy moderados. Los descensos tipo Messiniense hay que considerarlos eventos de muy baja periodicidad.

Acabaremos por agregar que el original dibujo de P.R. Vail (1987) nos parece acertado cuando de sistemas tipo rampa a rampa distalmente acentuada se trate, pero no para sistemas con notorios taludes deposicionales.

III. ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DESDE LINEAS SÍSMICAS Y POZOS

Aunque en ocasiones demos saltos tan importantes como pasar del Prebético o el Golfo de Valencia a Suramérica, merece la pena insistir en las diferencias que para la interpretación secuencial representan los métodos sísmicos y geológicos. Que se hayan elegido ejemplos de Suramérica no es una casualidad ni un capricho, es sencillamente porque a la vez que se realizaba el trabajo en España, trabajaba para Repsol Exploración, S.A. en América Latina y los métodos y conceptos eran indistinta y sucesivamente aplicados al Mediterráneo o a las cuencas subandinas.

De otra parte, porqué insistir en algo que ya parece evidente dentro del área de Tesis, pues porque hay motivos tanto científicos como sentimentales. De los primeros puede darse primacía a la reiterativa ausencia de "Tracts" de Bajo Nivel y discordancias correlativas visibles sobre diversas situaciones paleogeográficas. De los segundos destacaría el sabor agridulce que le queda a un geólogo cuando siente que el método sísmico se lleva la palma y el método geológico se ahoga por exceso de perfeccionismo. Es curioso constatar como los geólogos, que especialmente están predispuestos a la crítica y la discusión, han aceptado abiertamente una metodología tan limitada como es la derivada de la interpretación sísmica. ¿No es esta aceptación una cierta complicidad y utilización?.Tal es así que a veces nos olvidamos preguntarnos que sería de las trazas, ruidos, hipérbolas y finalmente reflexiones sísmicas, sin un modelo estructural o sedimentológico que les diese vida.

Estas palabras de introducción no deben entenderse como una negativa frontal al método sísmico, pues de hecho y fuera de la puntual vertical de un pozo, no hay otro método mejor ni más preciso para extender nuestras observaciones estratigráficas y en muchas ocasiones comprobarlas, pero demostrar que después de un buen afloramiento no hay nada mejor que un pozo fue uno de los objetivos iniciales de este trabajo.

Las figuras siguientes muestran,bajo el epígrafe SISMICA Y POZO,las diferentes respuestas estratigráficas de una y otra herramienta. Son una selección de ejemplos en la que por motivos de confidencialidad se han suprimido, en ocasiones, referencias geográficas precisas que de hecho no son necesarias para el motivo que persiguen.

Golfo de Valencia F-1

Puede observarse en esta composición de sísmica y sondeo (fig 155), que si alguna interpretación secuencial puede obtenerse de la línea sísmica esta se refiere a:

1.- Idea de una posible discordancia intramesozoica a 1.250 Miliseg. en la vertical del pozo. Podría decirse que es más interpretable a posteriori (Discordancia Albense) que antes de la realización del pozo.

2.- Discordancia,Mesozoico-Mioceno,del Golfo de Valencia.

3.- Imagen un tanto caótica a 1.100 Miliseg. que resulta ser el L S T del Grupo Ebro.

Un sismo-estratígrafo muy experimentado no llegaría mucho más lejos en una interpretación previa al sondeo. Después del mismo es posible reconocer y correlacionar con otros pozos,próximos y lejanos,hasta veinte Secuencias Deposicionales de 1er orden del Jurásico, Cretácico y Neógeno.

Río Segura G-1

Esta nueva imagen sísmica (fig 156) muestra que existe una zona superior un tanto caótica que se corresponde con el frente alóctono de las Unidades del Subbético. Bajo la misma es hasta difícil distinguir el contacto Terciario-Cretácico.

Esta información sísmica es de lo mejor que todavía puede obtenerse en muchas cuencas españolas que contienen un Mesozoico desarrollado. Sugerir con esta usual respuesta que puede interpretarse una Estratigrafía Secuencial en base a los divulgados onlap, downlap, etc... es sin duda un tanto inadecuado

Cretácico de Venezuela

Las plataformas carbonáticas del Jurásico y Cretácico del Prebético y del Mediterráneo de las dos figuras anteriores podrían llevar a pensar que un ejemplo en una cuenca no es realmente representativo.

En la cuenca de Maracaibo y Catatumbo de Venezuela y Colombia,como en muchas otras Subandinas, la plataforma cretácica suele estar integrada por 400-600 m de sedimentos calizo-detríticos que encuadran parte del Cretácico

Inf. y todo el Cretácico Sup. En las líneas sísmicas se corresponden estos materiales con 200-400 Miliseg. dobles de reflexiones subparalelas (fig 157). El ejemplo de Venezuela que se presenta en esta tercera composición muestra como a través de los sondeos exploratorios es posible identificar un mínimo de ocho Secuencias de Depósito con Episodios tipo T S T y H S T (Martínez del Olmo, W. 1993).

Aunque en estas cuencas es posible obtener una apreciable respuesta sísmica, necesitaríamos una mejora muy considerable de la misma para llegar a obtener los resultados del pozo.

OLIGO-MIOCENO (Cuenca del Orinoco)

El área tradicional de Oficina en Venezuela,va a proporcionarnos un ejemplo de series estratigráficas mas modernas y mucho menos compactadas (fig 158).

Sobre un Cretácico residual o ausente se inician los depósitos del Terciario por la Fm. Merecure de ambiente fluvio-deltaico. Los sedimentos del Oligoceno-Mioceno que constituyen la Fm. Oficina se corresponden con facies marino someras distribuidas en Secuencias Deposicionales sucesivamente extensivas hacia el margen cratónico.

Aunque los sondeos representados contengan un log de Potencial Espontáneo como indicador de arenosidad, este es suficiente para identificar un mínimo de cuatro Secuencias de Depósito que en sísmica sería realmente imposible de interpretar.

Las reflexiones sísmicas plano-paralelas que identifican el conjunto de la Fm. Oficina ponen,una vez más,de manifiesto que en paleogeografías tipo plataforma el análisis sismo-estratigráfico conduce a resultados muy pobres.

OLIGO-MIOCENO (Cuenca de Los Llanos)

El margen occidental de esta inmensa cuenca subandina nos proporciona un nuevo ejemplo de las diferentes respuestas entre sísmica y pozo. Sobre una inmejorable calidad de respuesta sísmica, notese la definición en la discordancia basal, tres sondeos realmente próximos brindan una interpretación secuencial que la sísmica sería incapaz de definir (fig 159).

Esta composición es también un buen ejemplo de como un onlap sísmico envuelve frecuentemente los Tract T S T y H S T de más de una Secuencia Deposicional y como es frecuentemente imposible diferenciar en sísmica los sistemas transgresivos y regresivos.

Las Fms. Mirador, Carbonera y León son completamente equivalentes de las Fms. Merecure, Oficina y Freites mostradas en la figura anterior en la cuenca occidental de Venezuela.

La posición más de margen de cuenca de este ejemplo de Colombia lleva a la existencia de tan sólo dos, las más jóvenes, de las cuatro Secuencias de Depósito antes mostradas. En este ejemplo, la basal Fm. Mirador es posiblemente el equivalente fluvial de una más inferior Secuencia marina del Grupo Carbonera. En sondeo estas facies pueden separarse de las muy convergentes facies de borde de la Secuencia superior por la presencia de una costra-paleosuelo endurecido en el límite secuencial, que es fácilmente detectable en registros eléctricos y sónico.

Este ejemplo sirve también para mostrar los únicos ambientes de depósito -margen de cuenca- en los que el sistema transgresivo es tan espeso o mayor que el sistema regresivo y como en el extremo margen deposicional de una Secuencia, la convergencia de facies entre ambos depósitos-ausencia de arcillas-impide una exacta definición de la conceptual superficie de máxima inundación.

PALEOZOICO INF.-MEDIO (Bolivia)

En muchas ocasiones los sedimentos del Paleozoico ofrecen una respuesta sísmica tan buena como la ofrecida por sedimentos mucho más jóvenes. Este ejemplo del área del Boomeran en la cuenca boliviana del Chaco-Paraná es una muestra de ello (fig 160).

Una muy potente serie sedimentaria paleozoica (>2500 m) es truncada por una visible discordancia que da paso al Mesozoico. El ejemplo seleccionado muestra numerosas y continuas reflexiones sísmicas en el Paleozoico sobre las que somos incapaces de vislumbrar algo más que la presencia de importantes contrastes litológicos y un cambio de carácter, de laminadas a caóticas, en el tope del Paleozoico en la vertical del sondeo representado.

Dos sondeos relativamente próximos permiten un reconocimiento de este Paleozoico boliviano. Un mínimo de tres Secuencias Deposicionales del Silúrico y Devónico y una truncada del Carbonífero pueden ser, sin dificultad, interpretadas.

El hecho más destacado de esta confrontación sísmica-pozo radica en que el vistoso y potente Episodio (450 m) tipo L S T que representa la Fm. Huamampampa no es puesto en evidencia por la información sísmica. Algo semejante ocurre con los "foreset" y "downlap" que las Fms. Los Monos e Iquiri debían, en buena lógica proporcionar, pues los 1400 m de Tract tipo H S T con facies de plataforma y talud-cuenca así lo harían esperar.

De otra parte, el estudio completo del Paleozoico de Bolivia, sólo nos ha proporcionado ocho Secuencias Deposicionales para un tiempo comprendido entre el Pérmico Sup. y el Silurico. ¿Podemos interpretar que la duración de las Secuencias Deposicionales ha ido visible y progresivamente disminuyendo desde el Paleozoico al Cuaternario, como también refleja la mucha veces comentada versión 3.1B de 1987 de B.U. Haq et al? ¿O es qué nuestra capacidad de definición en sedimentos antiguos baja considerablemente?.

No sabría responder a esta pregunta, pero si no hubiese más remedio tendría que inclinarme por la primera interpretación y respuesta. No hay una clara respuesta científica, pero parece indudable que el Planeta parece sufrir una visible disminución del tiempo que media entre los acontecimientos eustáticos. Si estos son glacio eustáticos, estamos sugiriendo que el registro sedimentario enseña una aceleración de los cambios climáticos ocurridos en el planeta. Si pensamos que quizás con nuestras series sedimentarias solo somos aún capaces de detectar los de cierta importancia, ascensos y descensos marinos de cierta entidad, podríamos igualmente pensar que no es el periodo lo que se acorta si no que está creciendo la intensidad del cambio.

No he tenido tiempo ni ganas de buscar información bibliográfica sobre estas reflexiones en alta voz, pero seguro estoy que la colaboración geología-astrofísica daría frutos interesantes.

En la última década las calidades sísmicas han dado un salto cualitativo tan importante como aquel representado por el paso de los registros analógicos a digitales, a pesar de ello, esta importante mejora no suele ser tan definitiva como para dejar la interpretación Secuencial en las únicas manos de la herramienta sísmica y ello en las mejores condiciones de respuesta: sedimentos marinos poco compactados y deformados. Es indudable que las Secuencias de Depósito encierran conceptos exclusivamente geológicos y no geofísicos, hagamos entonces geología y busquemos en que puede ayudarnos el método geofísico.

IV. ESTRUCTURACIÓN DIAPÍRICA DE PREBÉTICO E IBÉRICO

Mis primeros diez años de actividad profesional fueron práctica y casi exclusivamente realizados sobre el Prebético Oriental (Albacete, Alicante, Murcia y Valencia). Los numerosos mapas sectoriales, con fines hidrogeológicos, y las cartografías para la Serie Magna me llevaron, muy pronto, a la conclusión de que la deformación estructural del Prebético no podría ser únicamente atribuida a la deformación compresiva. Muchas observaciones estructurales y sedimentarias hablaban de una deformación diapírica quizás más importante que la propia deformación tectónica. Ejemplos y observaciones relativas al diapirismo podrían esquematizarse en:

- Acusada doble vergencia de muchas antiformas.
- Sedimentos continentales del Mioceno Sup.-Plioceno muy potentes, deformados, y no siempre relacionados con el sinclinal periférico de un diapiro hoy aflorante.
- Múltiples direcciones estructurales y prominentes arcos que habría que relacionar con vectores de compresión tectónica de orientación muy diversa.
- Contaminación de materiales triásicos de pequeña y gran talla en los sedimentos del Cretácico, del Paleógeno y del Neógeno.
- Frentes de olistolitos hacia el Norte o el Sur y organizados de modo centrífugo. Progresivamente más jóvenes hacia los márgenes de la cuenca (N-NW).
- Facies de slump en las plataformas marcales del Cretácico Superior.

Aunque algunas de estas observaciones (fig 161) hayan sido relacionadas con el diapirismo no cabe duda que el hecho de estar localizadas en algo tan importante como la Cordillera Bética ha llevado a menospreciar el papel deformador del diapirismo en favor del tectónico compresivo. De hecho, el diapirismo ha sido reservado para el papel testimonial de algunos y vistosos diapiros clásicos, como los de Pinoso, Jumilla, Cancarix, Ontur, etc... pero cuando un afloramiento de Trías era largo, estrecho y en suma complicado, se ha relacionado tradicionalmente con un cabalgamiento con suela de Trías o incluso con algo tan ilógico como el Trías "inyectado" en una falla.

Un cambio en la actividad profesional genera un largo paréntesis en las ideas e interpretaciones que sobre el diapirismo del Prebético comenzaba a adquirir. Este nuevo enfoque profesional permitió por otra parte la observación o interpretación de numerosas líneas sísmicas, relativas a muy diferentes áreas de España, donde la deformación diapírica era un elemento de primera magnitud. Los modelos estructurales de estas diferentes provincias geológicas empezaban primero a ser familiares y repetitivos y segundo a ser correlacionables con las transversales del Prebético. Las sinformas de Urbasa, Villarcayo, etc..., las fallas lístricas del borde meridional de la cuenca de Alava y las estructuraciones del Golfo de Cádiz y del Mar Cantábrico empezaron a constituirse en ejemplos que podían ya trasladarse a muchas estructuras de superficie del Prebético de mis primeros pasos profesionales.

La exploración petrolífera me llevó también a las aguas mediterráneas de Alicante y Valencia, y muchas de sus imágenes sísmicas estaban tan próximas al litoral que necesariamente debían de existir modelos de deformación semejantes en las áreas emergidas.

Es así como muchos años después de las primeras sospechas sobre la importancia del diapirismo en el Prebético, los modelos de subsuelo de áreas próximas y lejanas permiten una reinterpretación de los mapas geológicos de las provincias de Albacete, Alicante, Murcia y Valencia. Esta interpretación, colaboración entre subsuelo y superficie, se adapta muy bien a los fines de este trabajo, principalmente porque intentará mostrar la obligada participación de los datos de subsuelo en la interpretación de una provincia geológica.

Este concepto es aún más llamativo para el caso del Prebético, pues el modelo diapírico está tan somero, tan aflorante, que las líneas sísmicas en el existentes aportan escasa información directa. En realidad tendremos que desplazarnos al próximo mar Mediterráneo para encontrar una cobertura neógena que permita visualizar los principales tipos estructurales diapíricos, que serán de allí exportados a los afloramientos del área emergida.

Podría anticipar que hoy vemos el sector Beti-Ibérico que presentamos, como un clásico margen pasivo, salino y de tipo Atlántico. Es como si a la cuenca Gabón-Congo-Angola le hubiesemos quitado los recientes sedimentos marinos del Terciario y estuviésemos observando, en superficie, la deformación de la plataforma carbonatada del Cretácico de esa Cuenca atlántica.

Las similitudes son tantas y la interpretación diapírica tan posible que, en realidad, cuesta trabajo encontrar los efectos de la deformación tectónica compresiva.

Como el modelo de margen pasivo y salino será en sus líneas generales el que adoptaremos, vaya por delante una espléndida línea sísmica de este tipo de margen en el "offshore" de Angola (fig 162), ella nos introducirá a la deformación

salina en techo de fábrica.

Para describir la deformación diapírica usaremos una nomenclatura estructural que creo es poco conocida fuera del mundillo de la exploración petrolífera y es por ello por lo que es obligado dedicar unas breves páginas a la descripción de esta correlación, nomenclatura-geometría, pues sin ella perderíamos posibilidades de comprensión y quizás muchas de las interpretaciones parecerían excesivamente atrevidas.

Los colegas y compañeros que conocen el modelado diapírico espero comprendan el porqué de la inclusión de estas páginas y figuras divulgativas, que están exclusivamente dedicadas a quien no conoce esta deformación diapírica, que supongo son muchos de mis potenciales lectores, porque también conozco que es un proceso geológico por el que nuestras Universidades no muestran un notable interés. Esta deducción parece lógica, sólamente con observar la ausencia de notas bibliográficas relativas al diapirismo, en un país con tanta tradición geológica y tantas posibilidades de observación del efecto producido por tal proceso geológico.

GEOMETRÍAS DE LA DEFORMACIÓN SALÍNA

La estructuración de génesis salina es imposible comprenderla si no se advierten unos pocos conceptos que, por evidentes, son frecuentemente olvidados:

- Las capas salinas no son absolutamente homogéneas, ni en su distribución ni en su espesor, en una cuenca sedimentaria. La deformación que posteriormente pueden inducir será a veces una relación directa de sus condiciones originales.

- La capacidad de flujo de las capas salinas se alcanza muy pronto, no son necesarios ni cientos de metros de sedimentos postsalinos ni una alteración estructural en el substrato presalino. Las sal Messiniense-I del Mediterráneo es un buen ejemplo de estas afirmaciones (fig 163).

- La sal no es infinita y es precisamente esta limitación la que ocasionará la diversidad de la deformación y su característica evolución en el tiempo y el espacio. El flujo de sal no es sólo vertical, es principalmente horizontal y tanto perpendicular como paralelo a los ejes de las acumulaciones salinas. Cuando las líneas horizontales de alimentación se acaban o colapsan, la deformación salina está obligada a interrumpirse o cambiar de estilo.

- Sales y arcillas son respectivamente solubles y blandas y cuando alcanzan la superficie submarina o subaérea son activamente disueltas y erosionadas.

- Una extrusión conocida como diapiro es un estadio avanzado de la dinámica salina. Su existencia lleva entonces implícita la presencia de muchas otras deformaciones, no tan evidentes pero, de mucha mayor envergadura o volumen.

- La deformación salina se incrementa y acelera desde el margen al interior de las cuencas, posible y sencillamente por el mayor espesor de las capas de sal originales. El Messiniense del Mediterráneo y las cuencas del Africa Occidental, del Brasil, del Caspio, del Mar del Norte, etc... son ejemplos conocidos y modélicos.

La exploración de hidrocarburos, y muy especialmente las líneas sísmicas, han permitido la observación e interpretación de muchas cuencas salinas. De esta voluminosa experiencia hace ya muchos años que nació una nomenclatura estructural y genética que incluye posiblemente la totalidad de las deformaciones provocadas por el flujo salino en sí mismo y en su entorno sedimentario.

En realidad la deformación salina es un proceso continuo que genera el paso progresivo de unas formas a otras si hay sal suficiente para alimentar su crecimiento ascensional. Es decir, sólo los pequeños volúmenes salinos con vías de alimentación colapsadas interrumpiran su evolución y constituirán estructuras fósiles.

Describir esta nomenclatura es imprescindible para comprender la interpretación de las numerosas formas estructurales que en el área de trabajo creemos reconocer como de génesis diapírica, pues fuera del mundo del petróleo existen pocas oportunidades para familiarizarse con la diversidad estructural que genera una larga historia salina.

La cambiante morfología, característica del proceso salino, trataré de representarla en dibujos que intentarán mostrar la evolución temporal desde las iniciales y simples formas a las más complejas y finales.

Todos los esquemas incluyen la deformación provocada en el entorno de las cambiantes masas salinas y parten de la existencia de un sedimento postsalino isopaco o anterior al inicio de la deformación y otros más modernos considerados ya sinsedimentarios con los movimientos salinos.

Los cambios de espesor provocados por esta actividad sinsedimentaria serán notables o sutiles en función de la capacidad de generación de sedimento de la cuenca. Los indicados en los dibujos de introducción a la nomenclatura y génesis son pues conceptuales. Es más, para el caso que nos ocupa estos depocentros son sólo perceptibles a partir del Neógeno en el margen interno y a partir del Cretácico Inferior en el margen externo de la amplia plataforma que ocupaba el área de observación.

En cambio, los dibujos conceptuales sí incluyen la usual geometríaa de los bordes salinos, su clásica inversión, por reabsorción del pie salino, cuando extruyen y deformnan sedimentos compactos tipo carbonatado como son estos del Jurásico y Cretácico del área que interpretamos. Usualmente, si los sedimentos postsalinos son blandos, las extrusiones no es que se realicen sin la necesaria reabsorción y colapso del entorno salino, pero estas están mucho más próximas al contacto sal-sedimento encajante y los diapiros son de paredes prácticamente verticales, lo que equivale a una alta velocidad ascensional.

Estos dibujos de nomenclatura también están adaptados al área Beti-Ibérica en el sentido de que no conocemos

notables cambios de facies inducidas por el diapirismo. Esto es así porque cuando alcanzan los momentos en que pueden generarlos, deformaciones cerca del nivel de sedimentación, estas se corresponden con los taludes y aguas profundas del Cretácico, Eoceno y Mioceno Inferior y Medio. Las principales modificaciones que en estas paleogeografías pueden generarse son principalmente de tipo contaminante; cantos blandos y olistolitos de pequeña y gran talla nacidos de las crestas diapíricas sometidas a erosión submarina.

Los dibujos son simples cortes en dos dimensiones que no tienen en cuenta algo realmente usual, me refiero a que la inmensa mayoría de las geometrías salinas no son circulares. Los diapiros clásicos de neta geometría circular representan los últimos estadios evolutivos de formas generalmente ovales en las que el eje mayor es diez, quince, treinta, etc... veces más extenso que el perpendicular eje menor. La forma extrusiva circular conocida como diapiro representa en cierto modo la escasez de sal, la concentración de la migración salina en una superficie reducida. La forma y volumen de la original intumescencia que polarizará la migración salina, propia y del entorno, es sin duda un hecho diferencial importante.

La figura 164 trata de expresar la evolución de una masa salina y su entorno sedimentario desde el inicial colchón al avanzado diapiro. La migración centrípeta de los sinclinales periféricos y el colapso estructural generado por la reabsorción del pie salino son dos de las deformaciones y modificaciones sedimentarias generadas en la historia evolutiva. En numerosas ocasiones cada uno de los estadios, colchón, domo o diapiro, coexisten sobre diferentes transversales del eje de una larga, no circular, masa salina.

La figura 165 trata de esquematizar la diversidad de formas generadas por la estructuración en techo de fábrica. Las numerosas fallas sinsedimentarias se abren en graderío descendente a cuenca y a intervalos bastante regulares. La rotación de bloques ocasiona presiones diferenciales, paralelas al trazado de la falla, que acaban provocando una evolución diapírica creciente en el segmento de menor salto. Es decir, la sal fluye no sólo perpendicular a la falla, también y de modo importante paralela a la misma.

Las estructuras en techo de fábrica son usualmente más evolucionadas hacia el interior de la cuenca, tanto porque posiblemente la original capa salina es más espesa como porque en cierto modo la sal es igualmente obligada a fluir en esa dirección. La figura trata de representar esta deformación creciente a cuenca, pero que es usual que también se obtenga a lo largo de una misma línea de deformación.

En la estructuración techo de fábrica el contacto sal-sedimentos, tanto estratigráfico como por falla, sufre la reinversión necesaria para la extrusión. Este frecuente cambio de dirección en la falla límite ocasiona muchos problemas en la interpretación, sea en superficie o a través de líneas sísmicas (figura 166).

En función del grado de evolución, que dependerá no sólo del espesor de la capa madre de sal original, también del volumen de la misma, condicionada por la distancia entre las fallas limitantes, los bloques en techo de fábrica pueden esquematizarse en cuatro tipos: simple, sinforme, plegado-diapirizado y lístrico (figura 167).

Los dos últimos tipos son muy frecuentes y generan auténticos ceros de sal sobre largas bandas de la cuenca, son las conocidas conexiones entre sedimentos pre y postsalinos. El volumen de sal que suele independizar el segundo tipo puede llegar a ser tan importante que a partir de él puede diferenciarse una nueva cresta diapírica que acabará por transformar la estructura en balsa en otra extrusiva muy diferente.

La deformación vía fallas techo de fábrica es especialmente visible e importante en los márgenes deposicionales de la capa madre de sal, se genera así una extensa banda, a veces decenas a un centenar de kilómetros, en que constituye el tipo dominante. Algunas cuencas salinas, como la Messiniense del Mediterráneo, muestran que las direcciones estructurales que reflejan el graderío de fallas están controladas por la geometría de la capa salina original,a la que a modo de festón contornean con cualquier dirección. Proceso centrípeto paralelo al borde salino.

La figura 168 trata la deformación conocida como caparazones de tortuga de primer orden o de primera generación. Las caparazas son una suave antiforma oculta bajo una superficial sinforma realizada entre dos largas crestas diapíricas. En el área de trabajo la ausencia de líneas sísmicas impide conocer la geometría profunda de algunos sinclinales o sinformas, y es así por lo que las caparazas de tortuga sólo pueden ser interpretadas cuando la erosión ha penetrado y pone al descubierto la antiforma profunda.

Las caparazas de primera generación son usualmente asimétricas pues es difícil que la velocidad ascensional de las masas diapíricas limitantes sea idéntica. La geometría en caparaza se obtiene en un estadio de evolución salina muy avanzado y entre cualquiera de los tipos estructurales capaces de extrusionar. Es evidente que dos diapiros circulares clásicos no generarán un volumen antiformal profundo. Las caparazas de tortuga necesitan largas y subparalelas crestas diapíricas.

La distribución de los nuevos gradientes de flujo salino motivará la extrusión de las crestas laterales que acentuarán el proceso de deformación y relleno de los surcos de disolución creados sobre las extrusiones. Es el inicio de las caparazas de segunda generación.

En el área que presentaremos existen vistosos ejemplos de carapazas de este tipo generadas sobre sedimentos marinos y continentales del Mioceno (fig 169).

Se entiende que el volumen de estas caparazas de tortuga es conceptualmente menor que el alcanzado por las de primera generación y que en teoría el proceso es repetible o extensivo a una tercera, cuarta,... generación de estructuras que sucesivamente alcanzarán dimensiones más reducidas.

Las caparazas de segundo orden pueden realizarse sobre cualquier tipo de extrusión, siempre y cuando esta hubiese alcanzado las condiciones de erosión-disolución con un volumen notable.

Se conoce con el nombre de "Overhang" al segmento del borde de las extrusiones que cobija los sedimentos que han sido perforados por el movimiento ascensional. La magnitud de estos no sobrepasa el centenar de metros cuando deben su origen al proceso de reabsorción-extrusión y pueden alcanzar varios centenares cuando procesos de deslizamiento en superficie colaboran en su generación.

Los overhangs se producen cerca de la superficie, donde la presión del flujo salino es mucho más elevada que la presión de rotura de las poco compactadas capas sedimentarias. La presencia de overhangs notables implica también que las condiciones climáticas de superficie no eran idóneas para la erosión-disolución. Los climas áridos serán los más apropiados para la conservación de estos bordes de sobrecorrimiento.

El diapiro de Gayangos en la cuenca Cantábrica y los de Elda-Novelda y Agost en el Prebético de Alicante constituyen los más brillantes ejemplos aflorantes que recordamos. Sobre líneas sísmicas del Golfo de Valencia la morfología tipo overhang es un signo muy distintivo de las extrusiones diapíricas que alcanzan los blandos sedimentos del Plioceno.

La deformación tectónica compresiva de núcleos diapirizantes provoca fuertes asimetrías que constituyen falsos overhangs que han sido considerados unidades cabalgantes de envergadura notable (figura 170).

Las Cicatrices salinas pueden ser de origen muy variado, pues se conocen con este nombre aquellas "líneas tectonizadas" en las que la sal se presenta en afloramientos muy discontinuos y estrechos, e incluso su ausencia puede ser total sobre kilómetros de recorrido. Las cicatrices salinas son el producto del colapso absoluto de antiguas crestas diapíricas tanto por la migración salina vertical como, muy especialmente, la paralela al eje mayor de la forma extrusiva. En mucha ocasiones son descritas con el ilógico proceso de Trías inyectado en una falla, tradicional argumento que solventaba la interpretación de afloramientos difíciles.

Por extensión y comodidad llamaremos cicatrices salinas a todos aquellos, largos, discontinuos y difíciles afloramientos de Trías que los procesos erosivos han puesto al descubierto. Uno de las más usuales es el provisto por las fallas lístricas, que sistemática y curiosamente ha sido interpretada como cabalgamiento con suela de Trías. Este concepto y la ya comentada inyección de Trías en una falla han sido dos viejos tabús que frecuentemente han inhibido las posibilidades de interpretación geológica de muchas observaciones de superficie.

Hemos dejado para el final la descripción de una geometría estructural un tanto específica del Prebético porque es quizás una forma un tanto híbrida en la que la compresión tectónica parece anteceder al diapirismo. Nos referimos a una de las formas estructurales que primero fue relacionada con la actividad diapírica y que se conoce como anticlinales tipo champiñón.

El anticlinal champiñón se caracteriza por:

- Notables dimensiones, 40-50 km de largo por 8-12 de ancho.

- Periclinales bien conformados, aunque a veces estén hundidos por fallas transversas.

- Flancos subverticales a inversos y ciertamente asimétricos. Al Norte muestran fallas inversas de pequeño salto.

- Bóvedas hundidas o extruidas por materiales triásicos y en ambos casos rellenas por sedimentos continentales del Mioceno Sup., Plioceno y Cuaternario.

Los anticlinales champiñón mantienen una notable estabilidad en el trazado de su línea de charnela, no muestran flancos deformados por pequeños pliegues transversos, no generan olistolitos intramiocenos o lo hacen muy raramente y no pueden fácilmente relacionarse con fallas lístricas o cicatrices de Trías. Son así bastante diferentes de otras antiformas: tipo lístrico, caparaza o extrusiva, que frecuentemente los circundan.

Sus grandes dimensiones y su tardía evolución diapírica contrasta con el teórico gran volumen de sal que sus raices podrían albergar y que, en buena lógica, debería haber generado una más precoz y más aparatosa deformación diapírica.

Estas observaciones permiten teorizar que los anticlinales champiñón pueden deberse a una primera fase de deformación tectónica (Mioceno Inf.) que genera una suave y asimétrica arruga sobre una capa madre salina ya un tanto reducida por el flujo a otras estructuras más precoces del entorno. A partir de esta reordenación de las capas plásticas, evolucionarán como un anticlinal diapírico.

PROBLEMÁTICA ESTRUCTURAL

La mayoría de las deformaciones diapíricas de los sectores Ibérico Valenciano y Prebético han nacido de la deformación en techo de fábrica provocada por fallas precoces que hunden al E-NE y al S-SE respectivamente para ambos sectores. El gran bloque de El Caroch, entre los ríos Jucar y Albaida, se establece como el área de unión de ambos sistemas de fracturas (fig 171).

La deformación en techo de fábrica es motivo suficiente para generar una notable asimetría estructural que puede ser confundida o asignada a una genuina vergencia tectónica N-NW y W SW respectivamente. Ante esta coincidencia entre las naturales asimetrías diapíricas y las vergencias tectónicas regionales, la presencia de fallas inversas es el único rasgo estructural, de gran escala, que permite identificar el retocado tectónico posterior a las ya evolucionadas morfologías diapíricas. El diapirismo será capaz de generar flancos verticales e inversos e incluso cambiar la original dirección de los planos de fractura, pero no conocemos ejemplo ni cita bibliográfica coherente que justifique la creación de fallas inversas en el entorno inmediato de los diapiros.

A la vez que esa coincidencia tectónica y diapírica en la generación de flancos cortos y largos, existen anomalías sedimentarias que permiten concebir una eficaz y desarrollada estructuración salina anterior a las fases compresivas del Oligoceno Sup.-Mioceno Inferior:

- Las extrusiones submarinas son el único medio que permite explicar los olistolitos de Trías que ya existen desde el Albiense, y la contaminación, de pequeña talla, del Senonense, Eoceno y Oligoceno del Prebético de Alicante.

- Las facies de slump de las Fms. Villa de Ves (Cenomanense) y Sª de la Solana (Senonense), del Bº de Mogente, de la Sª de la Cingla y de las Gargantas de Bocairente, son difícilmente explicables sin la creación de pendientes anormales y muy locales en las plataformas mareales o someras del Cretácico Superior.

- Las caparazas de tortuga de segunda generación que deforman al Mioceno Inf. y Medio sobre la gran extrusión de Elda-Novelda, picos de El Beties y el Bateig, sólo pueden explicarse por un diapirismo muy activo y previo al Mioceno Inf.

- Los depocentros del Eoceno y Oligoceno del área Aitana-Sella pueden fácilmente explicarse como relativos a una caparaza de primera generación y serían muy difíciles de explicar en un contexto pretectónico en la plataforma carbonatada del Eoceno.

Es entonces evidente que, con anterioridad a las fases tectónicas del Oligoceno Sup. y Mioceno Inf., existió un desarrollado nivel estructural que creemos mucho más importante que el que pueda deducirse de estas anomalías sedimentarias. Es también evidente que las múltiples direcciones estructurales (figura 161) y las relaciones entre fallas y afloramientos triásicos son una prueba de la actividad diapírica, e incluso de que esta es más importante y anterior a las fases compresivas. Sería muy difícil explicar como un sistema organizado de pliegues SW-NE acaba siendo maltratado por el diapirismo postectónico hasta alcanzar la diversidad de rumbos estructurales que pueden observarse. No es esa la lógica evolución de los anticlinales con núcleo diapirizante, de los que quizás lo únicos representantes que alcanzamos a vislumbrar sean los ya descritos anticlinales tipo champiñón.

Sin duda que sin un detallado análisis microtectónico y sin mapas de isopacas muy locales, no podremos establecer, con toda seriedad, los papeles que, en detalle, se reparten diapirismo y tectónica, en el complejo modelado estructural del área; pero sí podremos reconocer múltiples formas diapíricas, cuya interpretación creemos novedosa, y que en conjunto constituyen una clásica provincia salina mucho más rica que los aislados y visibles diapiros que la salpican ocasionalmente.

De otra parte, visto el incremento de la deformación de Norte a Sur, usual en numerosas provincias salinas como deformación creciente de margen a cuenca, nos permitimos preguntarnos que nivel de deformación salina alcanzaron paleogeografías mas de cuenca de las cadenas Béticas e Ibérica, especialmente de la primera, pues todo lo que alcanzamos a conocer, hasta los frentes olistostrómicos del Golfo de Cádiz y del Golfo de Valencia, es una repetición de lo que en esta extensa área interpretamos. Es así como puede pensarse que o el diapirismo se amortiguaba en las paleogeografías más distales por efecto de la disminución de la pila de sedimentos o por la inexistencia de capas salinas en el Trías o mucha de la deformación llamada tectónica es diapírica o la primera ha borrado completamente la segunda.

TIPOS ESTRUCTURALES

Aún teniendo presente que muchas geometrías diapíricas cambian rápidamente de morfología,paralelamente al eje o línea diapirizada que las genera,y según el nivel de observación que la erosión permite, puede esquematizarse un catálogo de morfologías salinas en el área que interpretamos.

Esta relación de tipos estructurales pretende ordenarse de margen a cuenca, es decir en el sentido de la usual deformación creciente de las cuencas salinas de tipo pasivo. No cabe duda que las fronteras entre cada uno de los tres sectores clásicos que caracterizan este tipo de cuencas,no son líneas absolutamente estables y continuas. Es así como el margen fracturado en techo de fábrica, las fallas de crecimiento o lístricas y el segmento altamente deformado o diapirizado se interpenetran localmente, si bien, a la escala de cuenca se ordenan del margen interno al margen externo. La transversal Albacete-Alicante que podríamos traducir como Prebético Externo a Interno será establecida como transversal tipo,pues muestra tanto la totalidad de morfologías como la clásica ordenación antes comentada.

1.- Afloramientos de Triásico

Los materiales triásicos afloran siempre muy desordenados y el más profundo nivel que lo hace parece corresponderse con el Muschelkalk Superior (Anisiense-Ladiniense).

Estos afloramientos de Fc. Muschelkalk están presentes tanto en la región meridional de Elda como, muy especialmente, en los afloramientos septentrionales de Montealegre del Castillo y Cofrentes. Dada la desorganización estructural que afecta a estos afloramientos, cabe deducir que existen sales en niveles más profundos que el Keuper, entre la posición más externa de los sondeos de Ledaña, Carcelen y Salobral, y estos afloramientos de Montealegre del Castillo-Cofrentes. El sondeo de Jaraco-1 fué ya indicado como un sondeo problemático que, a pesar de todo, permitía la interpretación de dos barras carbonáticas de facies Muschelkalk,con una formación arcillosa y evaporítica entre ambas. No sería pues extraño que en niveles a estos equivalentes o incluso en otros más antigüos (Fac. Röt) existan locales o regionales cubetas con capas de sal que explicasen la aludida desorganización de los afloramientos de Muschelkalk.

A pesar de la complejidad de los afloramientos es posible reconocer en muchos de ellos las Formaciones K_1 a K_5 del Grupo Valencia (F. Orti 1973) y no cabe duda de que la sal reconocida en las Secuencias de Depósito T_2 y T_3 está presente desde el segmento paleogeográfico septentrional, controlado por los sondeos de Carcelén, Ledaña y Salobral, al más meridional de Alicante.

La dinámica de estas capas salinas del Keuper y de las posibles del Muschelkalk y Röt ha generado una serie de afloramientos que pueden esquematizarse en seis tipos preferenciales:

1.- Muros salinos que la distensión ligada al diapirismo y la erosión diferencial han convertido en "valles triásicos". Parcialmente ocultos por los depósitos continentales recientes, alcanzan una magnitud mucho mayor que la expresada por los afloramientos.

2.- Diapiros relacionados con fallas tipo lístrico que muestran,ocasionalmente, afloramientos alargados,equivalentes a cicatrices.

3.- Diapiros asociados a antiformas multidireccionales que se abren radialmente desde la masa extrusiva.

4.- Cicatrices salinas simples y dobles, de marcada continuidad cartográfica.

5.- Overhangs por deslizamiento.

6.- Olistolitos deslizados desde cicatrices o diapiros a los sinclinales periféricos limítrofes.

Los diferentes niveles de erosión, en ocasiones insuficientes, y la ausencia de información sísmica no constituyen un obstáculo tan importante como para no poder asignar la práctica totalidad de los afloramientos a uno de los seis tipos antes indicados (fig 172).

Las mayores dudas que esta caracterización supone recaen principalmente en las difíciles y complicadas cicatrices, donde olistolitos y cicatriz s.s. no son fáciles de diferenciar.

Junto a estos afloramientos, existen otros enclaves donde la geometría estructural del entorno lleva a la deducción de la existencia de núcleos diapíricos y muros salinos, disueltos y posteriormente cubiertos por sedimentos Mio-Pliocenos

Esta atribución genética de los afloramientos a un usual modelo diapírico se entiende que en algunos casos está referida al afloramiento más extenso, puesto que lateralmente, y según el mayor o menor grado de evolución, las morfologías están genéticamente relacionadas. Diapiros y fallas lístricas, con o sin cicatriz aflorante, son en sí mismas una diferenciación lateral de una línea diapírica.

2.- Margen fracturado en techo de fábrica

El sector que puede considerarse modelo de los márgenes con diapirismo poco evolucionado se corresponde con el representado por la transversal Albacete-Ontur. Pueden en ella identificarse progresivamente los tipos estructurales que se representaron en las figuras 165 y 167: Simple o monoclinal, Sinforme y Plegado-diapirizado. Este último abre paso a las deformaciones tipo Balsa que implican una mayor rotación y desplazamiento de bloques.

La figura 173 muestra una esquematización del citado sector para el que tan sólo es preciso agregar que la deformación creciente se realiza de modo regional de margen a cuenca (NW-SE) y de modo individual, sobre cada falla, en sentido S.W., que es también progresar hacia cuenca.

Los bloques estructurales de Pozo Cañada, La Higuera-Balsain y finalmente la larga alineación Alpera-Montealegre del Castillo-Sierras del Madroño y de Ontur constituyen buenos ejemplos de la progresiva deformación del margen fracturado.

La diapirización creciente, muy visible ya en la estructura Ontur-Alpera, genera deformaciones volcadas al NNW que no son otra cosa que los reabsorbidos sinclinales periféricos anexos a la cresta diapírica. Estos sinclinales reciben olistolitos de gran tamaño caidos desde la citada cresta en las etapas de extrusión. Los exóticos cerros de El Chinar, La Cruz, El Arabinejo, etc, alineados en el eje del sinclinal limitante y con caótica estructura interna, son ejemplos de estos deslizamientos gravitacionales que frecuentemente han sido interpretados como producto de una fuerte tectónica compresiva del Mioceno Md.-Sup.

3.- Los valles triásicos de El Caroch

Entre las direcciones estructurales NW-SE de la Ibérica valenciana, la N-S del Corredor Almansa-Cofrentes y las SW-NE del Prebético, el macizo del El Caroch constituye un gran bloque trapezoidal que, tanto en los aludidos límites, como internamente, exhibe un completo abanico de direcciones estructurales.

Este gran bloque, menos deformado que sus limitantes dominios Ibérico y Bético, constituye el segmento de enlace entre ambos y no ofrece diferenciaciones sedimentarias que justifiquen su asignación a una u otra cadena.

El Caroch se caracteriza también por mostrar unos límites prácticamente coincidentes con largos y continuos afloramientos de Triásico y con la presencia de fosas internas donde el Keuper constituye afloramientos axiales y continuos (fig 174).

Las fallas y pliegues asociados de sus bordes muestran, a lo largo de su trazado, variaciones en la caracterización de la vergencia de planos de falla y flancos. Este alabeo de fallas y pliegues es sencillamente provocado por la reabsorción salina de las fallas tipo techo de fábrica y el nivel de observación provisto por la penetración erosiva a lo largo del trazado del sistema pliegue-falla. El alabeo de las fallas lleva a inversiones estructurales que pueden ser interpretadas como cabalgamiento (Sinclinal de Enguera) y a precoces deformaciones, que acentuadas por el más tardío retoque tectónico generarán auténticos cabalgamientos (Cartografías de Sª Martés).

Dentro de El Caroch se abren dos largos y estrechos grábenes que muestran una conexión lateral con laminados afloramientos tipo cicatriz salina o con diapiros notables. El eje de estas fosas se corresponde con desorganizados afloramientos de Triásico y láminas laterales de Jurásico,que en conjunto caracterizan una antiforma extrusiva.

La edad de estas extrusiones es difícil de identificar pues los sedimentos con ellas correlativos, depósitos de los sinclinales periféricos, son de datación difícil y de facies convergentes con la práctica totalidad del Terciario. Así y todo, asumiendo que dichos depósitos sean exclusivamente del Mioceno Sup.-Plioceno, no cabe duda que representan una fase muy avanzada de la evolución diapírica, puesto que a velocidades diapirizantes semejantes a las del entorno, habría que remontarse a tiempos preorogénicos para iniciar las deformaciones diapíricas. No existen líneas sísmicas ni datos isopáquicos fiables que ayuden al problema, pero no cabe duda que tales extrusiones no son instantaneas; deformar y romper 2000 m de carbonatos jurásicos y cretácicos no es un trabajo fácil.

En la muy próxima garganta de Vallada-Mogente, las Dolomías Tableadas de Villa de Vés muestran facies de slump, y en la presa de Tous se citan anomalías sedimentarias en el Senonense (Beltran Cabrera, F.J. et al 1977) que son

atribuidas al diapirismo. Estos pequeños datos y la lógica geológica son suficientes para atribuir al tiempo Cretácico Md. y Superior una importante deformación diapírica en este bloque de El Caroch. Los valles triásicos que lo surcan son así una más de las morfologías diapíricas y no necesitan de una deformación en el basamento presalino, pues el salto de las limitantes fallas normales que los definen puede fácilmente absorberse y compensarse en las plásticas capas arcillosas y salinas del Triásico.

De todas formas, el problema de la participación genética, masiva o local, del zócalo presalino en la deformación diapírica es un problema pendiente que viene a agregarse al ya esbozado del retoque tectónico.

En la figura 174 han sido esquematizados dos cortes transversales de direcciones opuestas. Ellos representan la deformación progresiva desde El Caroch a los dominios Ibérico y Prebético circundantes.

4.- Antiformas y sinformas por falla lístrica

Es realmente difícil encasillar en dos, tres o cuatro tipos estructurales la diversidad de formas que las fallas en techo de fábrica pueden generar cuando implican rotación de bloques,y cuando la sal de sus dos compartimentos, alto y hundido, los diapiriza de diferentes formas y grados. El problema de este intento de tipificación se complica aún más por la diferente actividad diapírica en el largo trayecto que representa el eje mayor de las estructuras.

Los originalmente muy alargados colchones salinos evidencian que el flujo plástico es, primero y principalmente, perpendicular al eje mayor, y finalmente paralelo al mismo. Es este mecanismo el que posibilita la conexión lateral de falla, cicatriz y diapiro.

La deformación es de tipo simple, diapiro-falla individualizados, o múltiple, diapiros conectados a tres-cuatro-cinco fallas y cicatrices; ejemplos respectivos de Jumilla, Yecla, Cancarix, etc... y Altea, Rio Monnegre. Sin duda, cuanto mayor es la rotación promovida por las fallas, mayor es la migración paralela al eje y, en consecuencia, varias fallas acaban generando un polo de migración común que culmina en un diapiro de grandes dimensiones.

Sobre un esquema regional (figura 172) se observa como la deformación es creciente de margen a cuenca, si bien, y como ya comentamos, las fronteras entre unos y otros segmentos estructurales no son absolutamente rígidas. Es así posible observar deformaciones de tipo múltiple en el margen medio-externo (Sur de Montealegre y circo de Cocentaina) e incluso valles triásicos (Villena-Sax) en posiciones meridionales.

De cualquier forma, basados en la morfología final, las antiformas y sinformas por falla lístrica pueden sintetizarse en cuatro tipos que van desde el modelo más simple al más complejo:

a. Flexuras y rodillas de largo recorrido.
b. Antiformas tipo balsa de traza rectilínea.
c. Antiformas tipo balsa de traza curvada.
d. Antiformas dobles sobre una cicatriz salina.

4.a. Flexuras-rodillas de largo recorrido.

Se caracterizan por realizarse en el compartimento alto de la falla, que salvo esta flexuración aguda suele caracterizar el límite de bloques con deformación suave. El compartimento hundido puede diferenciar antiformas o sinformas de notable continuidad y volumen.

Como ejemplo del Tipo rodilla-sinclinal se ha seleccionado el límite S y SE de El Caroch. En un trayecto de 75 km. de longitud (Enguera-Montealegre) pueden seguirse las diversas geometrías de esta flexura que alcanza su mayor expresividad en la inversión estructural del flanco Sur del anticlinal de La Oliva (fig 175).

La flexura de El Caroch podría quizás asimilarse a un accidente tardío que cortase anticlinales y sinclinales previos, pero el desarrollo en su compartimento hundido de cicatrices salinas, caparazas de tortuga y olistolitos intramiocenos nacidos de las crestas diapíricas, nos llevan a una deformación sinsedimentaria, como mínimo, con el Cretácico Superior.

Para el tipo estructural rodilla-antiforma se han seleccionado dos ejemplos relativos a las localidades de La Pedrera-Puntillas,al Norte de Jumilla,y el representado por la conexión entre las solanas de Enmedio y Serrata,al S.E. de Yecla, y la gran estructura de El Carche-Salinas (fig 176).

El primero de los ejemplos permite apreciar que:

a. La falla de la Sª Pedrera es una falla importante, pues en el sondeo hidrogeológico de la Casa de Bernal Bleda dicha falla suprime 400-500 m. de sedimentos del Cretácico y Jurásico Sup. El pozo explota el acuífero del Kimmeridgiense Sup. (Fm. Gallinera o Calizas de Higueruelas) a 200 m. de profundidad (Martínez, W. 1973 Proyecto hidrogeológico Fina Ibérica).

b. La deformación del anticlinal de Las Puntillas y sinclinales anexos de La Peñarrubia y Las Grajas, del compartimento hundido, es anterior al Langhiense y quizás al Burdigaliense.

El primero de estos miocenos,en facies marinas,llega a apoyarse sobre niveles que van desde el Burdigaliense al Albiense, y el segundo desde el Senonense al Cenomanense. Es así como la discordancia intramiocena de la Sª Pedrera,que puede correlacionarse con la discordancia tectónica del Burdigaliense (Fourcade, E. 1970),puede diferenciarse como posterior a un crecimiento estructural notable de origen diapírico.

Extendiendo las observaciones cartográficas al desgajado núcleo de la Sierra de Las Cabras, puede observarse como Burdigaliense y Langhiense se apoyan, en el volcado flanco Sur, sobre el Kimmeridgiense, mientras que Serravalliense-Tortoniense lo hacen en el núcleo, incluso sobre el Dogger.

Un nuevo dato relacionado con esta estructuración previa se obtiene en el flanco Sur del sinclinal de Las Grajas. Allí y a semejanza de lo descrito para la Fm. Villa de Ves (Cenomanense) en el Barranco de la Hoz de Mogente, las facies someras de la Fm. Sierra de la Solana (Senonense) muestran aparatosas facies de slump que han de ser atribuidas a condiciones de inestabilidad y pendiente, previas a la compactación.

El segundo ejemplo del tipo rodilla-antiforma,coincide prácticamente con una línea que es utilizada para delimitar las fronteras del Prebético Externo y Prebético Interno Septentrional (Jerez Mir, L. 1981). Ambos dominios paleogeográficos se corresponden práctica y respectivamente con los compartimentos alto y hundido del accidente que, como es tradicional, es usualmente interpretado como una falla inversa;subvertical de escaso o nulo salto.

Como ya se ha comentado,no se excluye el hecho de que el retoque tectónico compresivo haya modificado ligeramente la geometría original, pero así y todo la cartografía geológica admite mejor una interpretación con falla normal que con falla inversa. Este problema se complica aún más por el hecho de que es difícil evaluar y restituir las profundas modificaciones que a nivel Cretácico Superior implican la Franja Anómala (W. Martínez et al 1982), que es, en esta local deformación, coincidente con el compartimento,originalmente hundido,de las Sierras de El Carche y de Salinas.

A pesar de las dificultades de observación,generadas por los derrubios de ladera y los sedimentos recientes de los valles topográficos por los que pasa el accidente, no es difícil asumir que la falla está virtualmente conectada al diapiro de La Rosa y al valle triásico de Villena (fig 176). Se caracteriza así algo muy semejante a los dos ejemplos anteriores, que en conjunto vienen a indicar que estas flexuras de larga traza son una sutil diferenciación de las de traza corta, rectilínea o curvada, que describiremos a continuación, y que muestran una clara relación lateral con cicatrices y diapiros.

4.b. Antiformas tipo balsa de traza rectilínea.

Se corresponden con un tipo estructural muy semejante al anterior,pero que identifica una evolución diapírica más acentuada y que es clásico o frecuente en un segmento paleogeográfico yuxtapuesto y más meridional que el de las largas flexuras.

Las diferencias entre ambos modelos de deformación radican esencialmente en que ahora la conexión lateral del sistema falla-cicatriz-diapiro es usualmente evidente, a la vez que, las antiformas de traza rectilínea constituyen conjuntos subparalelos y encadenados de tres, cuatro y hasta cinco estructuraciones sucesivas. Desaparece así el compartimento alto, de grandes dimensiones y poco deformado, que caracterizaba a las flexuras aisladas de larga traza.

Al igual que las anteriores, estas antiformas, según el volumen de los colchones salinos,originalmente aislados en ellas, pueden continuar su evolución hacia formas diapíricas más complejas. Pasan así de antiformas con núcleo salino a cicatrices salinas con doble colapso, anticlinales tipo champiñón o hasta anticlinales extrusivos con caparazas de tortuga de segunda generación. Estas geometrías más evolucionadas serán tratadas como nuevos tipos estructurales en páginas siguientes.

El porqué se detiene, ralentiza o progresa, la evolución diapírica de los colchones salinos que constituyen el núcleo de la antiforma puede estar exclusivamente ligado a las dimensiones originales de los mismos. Si son relativamente pequeños, la migración salina será principalmente paralela al eje mayor de la estructura y ocasionará así el diapiro de larga apófisis en la extremidad menos rotada del bloque; son los diapiros tipo rabo de pera. Si el volumen salino originalmente aislado en el compartimento hundido es grande, la migración ulterior será tanto paralela como perpendicular al eje y puede entonces evolucionar a una extrusión generalizada que llevará a las formas estructurales antes citadas.

Son muchos los ejemplos presentes del tipo simple que ahora describimos y como es razonable pueden ser observados en diferentes, aunque próximos, grados de evolución. Dos áreas son especialmente significativas: El entorno de la ciudad de Jumilla ejemplarizado en la deformación y diapiros de Cancarix, Jumilla y El Carche, y el gran segmento que desde Villena a la costa mediterránea se organiza y converge en la depresión de Cocentaina y Muro de Alcoy.

El primero de los ejemplos ha sido ya representado en los esquemas concernientes a la falla de la Sierra de La Pedrera, por lo que sólo dedicaremos especial atención al conocido "cabalgamiento" de la Sierra El Candil en las inmediaciones de Cancarix. La figura 177 que representa la cartografía geológica y la interpretación estructural, que con ella puede hacerse, pone de manifiesto las profundas complicaciones que la reabsorción de los planos de falla originales, provocan en la geometría de la antiformas diapíricas.

La estructura del Collado de Cancarix es un sinclinal, volcado al Norte, que resulta imposible de restituir y dibujar en un contexto tectónico compresivo, y ciertamente fácil de hacerlo si se relaciona con una cicatriz salina conectada al más oriental de los afloramientos triásicos del área. La mayor duda que tal interpretación alberga es la relativa al carácter de las cicatrices, si el Triásico llegó a aflorar y fue disuelto y erosionado o si el colapso de las raices salinas se produjo por una preponderante migración paralela al eje.

El segundo de los ejemplos se representa en la figura 178 y muestra como cinco grandes anticlinales de gran volumen pueden ser interpretados como antiformas tipo balsa, es decir generadas en el compartimento hundido de una falla lístrica que es diapirizada en diferentes grados.

Las Sierras de La Solana, Mariola, Río Serpis-La Oliva, El Almirante y Mustalla constituyen geometrías antiformales con suaves flancos Sur y pendientes a subverticales flancos Norte.

Las líneas de charnela y los límites fallados, de todos los bloques estructurales, convergen hacia la depresión circular de Cocentaina-Muro de Alcoy. Los bordes Oeste y Norte de dicha cuenca, que alberga un espectacular relleno de sedimentos del Terciario (fig 178 bis), son claramente fallados, y en el Norte existen pequeñas láminas de Triásico asociadas a la falla límite. El borde Este de la depresión está muy cubierto por sedimentos recientes, pero a pesar de ello, muestra una aparente complejidad: Probables olistones en los sinclinales que convergen, y bordes muy tectonizados. Por el Sur se abre una gran llanura, conocida como sinclinal de Alcoy, que presenta grandes láminas de Trías y exóticos bloques de Paleógeno; unos y otros son de tipo olistolítico.

El contexto estructural de la propia depresión de Cocentaina-Muro de Alcoy y el entorno que la rodea es demasiado expresivo como para no atribuirla a una temprana extrusión diapírica, disuelta y rellena por sedimentos del Terciario cuya edad desconocemos en los niveles más profundos (fig 178 bis). De esta extrusión partían una serie de fallas lístricas, que generaron todo el complejo de antiformas precoces con ella convergentes y la importante migración salina de tipo centrípeto y paralela a los ejes mayores, que generó, en definitiva, la extrusión diapírica focalizada en Muro de Alcoy.

El volumen de sal inicialmente diferenciado, en cada uno de los compartimentos hundidos, es posiblemente el hecho que proporciona una evolución diferente bloque a bloque, y es también posible que dicha evolución haya sido alterada por el retoque tectónico compresivo del Burdigaliense. Este retoque tectónico continuará siendo el problema a evaluar, pues después de ejemplos tan significativos como los de Cancarix, El Madroño de Ontur, etc. y de otros que vendrán a continuación, dudamos de las interpretadas fallas inversas al Norte, recogidas en las cartografías geológicas, cada vez que se reconoce un sinclinal con flanco Sur subvertical o incluso inverso.

Al igual que el Trías inyectado o el cabalgamiento con suela de Trías, la fuerte carga emocional que implican las palabras Prebético Meridional, Interno, etc... han llevado a sobrevalorar la interpretación cartográfica y estructural de muchos enclaves del área. Es así como no es infrecuente encontrar en las cartografías de la serie Magna "cabalgamientos" de "Cretácico sobre Jurásico", "fallas inversas" que en los cortes son dibujadas "como normales", frentes de olistolitos como endiabladas, sorprendentes, y fuera de contexto "escamas tectónicas", y sedimentos del Paleógeno y Neógeno que apoyados en discordancia sobre afloramientos de Triásico, por el simple hecho de estar deformados, son interpretados como "Unidades Tectónicas" de gran envergadura.

Como personalmente también hice algo de esto hace veinte años, creo comprender el problema y espero que nadie sienta el más mínimo menosprecio, de las líneas anteriores, hacia su trabajo, y a la vez también espero, que volvamos los ojos hacia la problemática deformación diapírica y tectónica de Ibérica y Bética. No olvidemos que los geólogos siempre, y por suerte, estamos obligados a interpretar, y anclarse en las viejas ideas impide, en ocasiones, el progreso.

Un ejemplo de los comentarios anteriores recae en el borde Norte de las antiformas del Río Serpis y La Oliva (Sª Gallinera). La compleja cicatriz salina que los limita, donde olistolitos de Triásico y Mesozoico se mezclan con genuinos afloramientos, ha hecho que se interprete como un cabalgamiento con suela de Trías y ello a pesar de que las cartografías geológicas no muestren una anormal superposición de niveles estratigráficos.

Otro ejemplo que muestra la dificultad de calificar o no como fallas inversas al Norte a los laminados, estirados y mecanizados flancos diapíricos, cuando estos están relacionados con sinclinales miocenos, que no son otra cosa que los sinclinales periféricos de fase tardía, es el relativo a la Sierra de Segaria y su continuación natural por la Sierra de Mustalla. Los pequeños afloramientos de Trías, que jalonan el flanco Sur del sinclinal, han sido suficientes para llegar a la interpretación del tradicional cabalgamiento con suela de Trías.

Si un sinclinal con relleno de Mioceno no constituye el enlace entre uno y otro bloque antiformal, caso de las Sierras de El Almirante y Río Serpis, podemos observar como la interpretación usual sigue siendo la de cabalgamiento al Norte.

Los dos ejemplos seleccionados, muestran como la migración salina paralela al eje mayor no es unidireccional, pues los diapiros en forma de gota se observan en la extremidad NE (Cancarix y Jumilla) y SW (El Carche) de las fallas en techo de fábrica, o como en el caso de Muro de Alcoy en posición de vertice de un abanico de accidentes. Esto es indicativo de que en el momento de la apertura distensiva, la cuenca salina estaba afectada por un único gradiente de pendiente, el que motiva la constante repetición de los compartimentos altos al Norte y bajos al Sur.

El modelo no es único del Prebético s.s., pues muchas estructuraciones de las zonas consideradas Ibérico son también identificadas como relativas al mismo: Antiformas de Manuel, Tabernes y probablemente las de la región de Chelva en el límite Norte del área representada.

Las antiformas de Manuel y Tabernes son un ejemplo de dirección NW-SE que han sido aisladas en la figura 179. Ellas plantean, una vez mas, el problema de la interpretación de extraños cabalgamientos e indican un notable cambio en la disposición de los compartimentos hundidos, que son ahora hacia el NE. Esta disposición al NE es también la observada en las líneas sísmicas del Golfo de Valencia (fig 188). En conjunto puede definirse que el gran bloque de El Caroch representa el área de enlace, un tanto estable, a partir de la cual se abrían en sentidos SE y NW la común plataforma Bética-Ibérica, que era afectada, desde muy temprano, por fallas tipo lístrico que enraizaban en el Trías salino. Si una tectónica de zócalo era o no responsable de esta diferenciación en cobertera, es algo que sólo podríamos dilucidar con el concurso de buenas líneas sísmicas.

4.c. Antiformas de traza curva.

Un nuevo paso adelante en la deformación diapírica temprana es caracterizado por un segmento geográfico que alberga numerosos ejemplos de este tipo estructural y que se localiza en las paleogeografías más externas, observables en afloramiento, justo antes del frente Subbético. Es prácticamente el modelo estructural dominante en el área que se conoce como Prebético Meridional, Prebético Interno y Prebético de Alicante.

Estas paleogeografías, caracterizan espesas series sedimentarias del Paleógeno que, fáciles de datar por sus abundantes microfaunas marinas, permiten establecer el desarrollado nivel morfoestructural alcanzado por el diapirismo con anterioridad a la compresión tectónica del Mioceno Inf.

Tanto la contaminación sedimentaria de pequeña talla, incluída en los niveles calizos y margosos del Paleoceno, Eoceno y Oligoceno, como los olistolitos de cresta diapírica, delapsionados a los sinclinales periféricos miocenos, o las caparazas de tortuga de segunda generación, creadas en estos sedimentos marinos, indican claramente que las extrusiones diapíricas habían alcanzado el fondo marino, y eran batidas por oleaje y corrientes, mucho antes del Burdigaliense. Si los sondeos de Ascoy-1 y Río Segura G-1 cortan más de 4.000 m de sedimentos post-triásicos y pre-miocenos, es evidente que la deformación diapírica que provoca las extrusiones no se ha realizado en un corto intervalo de tiempo y que su iniciación ha de remontarse muy atrás.

No poseemos muchos y bien contrastados datos para definir cuando se inicia la deformación salina, ausencia de líneas sísmicas de calidad y control estratigráfico incontestables, pero pequeñas y aisladas informaciones llevan a un diapirismo ya acentuado, incluso abierto localmente al fondo del mar, en el Barreniense Sup. y en el Albiense de la región de Alicante. Ciertos abanicos de capas y reflexiones sísmicas, pequeños olistolitos de Trías y fallas lístricas, sinsedimentarias con el Cretácico Inf., son atribuidos a un estadio ya avanzado de la deformación diapírica.

Aunque el Albense Md. y Sup. indica ya que numerosos pequeños olistolitos han delapsionado en él (v.g. El Reventón, El Palomaret) y muy probablemente la propia S* Mediana, la extrusión generalizada es sin duda realizada en el Paleógeno, ya que sus sedimentos están profusamente contaminados por material triásico de pequeña talla.

Es igualmente indudable que para generar caparazas de tortuga de segunda generación con materiales del Oligoceno-Mioceno Inf., como las representadas por el Bateig y Beties y quizás la propia S* del Caballo, ha sido necesario extrusionar, y después erosionar las crestas diapíricas e incluso los "overhangs" de la región de Elda-Novelda.

Las caparazas de primera generación, como la de las Sierras de Aitana, indican igualmente que la deformación

diapírica estaba muy avanzada y era capaz de crear todo tipo de antiformas y sinformas antes de la compresión tectónica del Mioceno Inferior.

Núcleos anticlinales como los de la Macaroba, Rincón de Cortes y Sª de Orcheta de dirección SW-NE que se integran en una larga antiforma de dirección E-W, que es sin duda relacionada con la cicatriz-falla de Finestrat, ponen de manifiesto las relaciones entre tectónica compresiva y deformación salina e indican que es esta última la realmente responsable de las mayores y más comunes geometrías estructurales del área que describimos.

Estas escuetas observaciones son suficientes para introducir las antiformas de traza curva en el tiempo pretectónico y evitan una larga descripción de las figuras 181 y 182 que se han preparado para mostrar esquemáticamente sus características geométricas, tal y como hoy pueden observarse.

En cada una de estas figuras, podremos siempre preguntarnos ¿Cómo afectó la deformación tectónica tardía a la geometría diapírica previa?

Es evidente que aún no tenemos suficientes datos para articular una respuesta concreta, pero también es evidente que los efectos compresivos son difíciles de caracterizar al nivel estructural que observamos y ello pone en tela de juicio los efectos regionales que tradicionalmente se les ha atribuido.

4.d. Antiformas dobles sobre una cicatriz salina.

Este tipo estructural es en realidad intrínseco al concepto clásico de cicatriz salina, pero es descrito en el conjunto de antiformas por falla por cuanto representa en la creación de "anticlinales" yuxtapuestos y con vergencias opuestas.

Las antiformas dobles sobre una cicatriz salina representan el último estadio de la evolución diapírica del inicial conjunto colchón-falla en techo de fábrica, es el colapso total de los compartimentos inicialmente diferenciados y el virtual agotamiento de las vías y posibilidades de migración salina. Como las antiformas dobles no son visibles a lo largo de todo el trazado de la cicatriz, es preciso interpretar que la migración salina,paralela al eje mayor, es tan o más importante que la perpendicular al mismo, al menos, durante las últimas fases de la deformación.

Son numerosos los enclaves donde pueden observarse dos antiformas paralelas y próximas, separadas por una falla-cicatriz,jalonada por afloramientos de Trías, estrechos y complejos, continuos o intermitentes y lateralmente conectados o no a una extrusión diapírica. Si consideramos únicamente cicatriz salina, incluida en la definición del tipo estructural, al largo y estrecho afloramiento de Trías desconectado de una voluminosa extrusión diapírica, el número de antiformas dobles se reduce considerablemente y si somos aún más restrictivos y consideramos necesario el paralelismo de dos antiformas, el número de posibles ejemplos se reduce aún más. Estas observaciones no vienen más que a expresar que el diapirismo genera tres-cuatro clásicos tipos estructurales y numerosas formas híbridas difíciles de encajar en uno u otro de los tipos clásicos. La migración salina paralela al eje mayor de las estructuras es la causa principal de esta imbricación de las formas estructurales que harían excesivamente complicada una sistemática absoluta.

Lo que estamos tratando de hacer es definir una deformación estructural máxima, del mismo modo que la evolución lateral de anticlinal, anticlinal volcado y anticlinal con falla inversa, se define como anticlinal cabalgante.

Reducido así el amplio espectro de posibilidades, la cicatriz del Río Cañoles al Sur del Macizo de El Caroch es la que puede elegirse como modelo del tipo que hemos llamado antiformas dobles.

El ejemplo más representativo queda recogido en las figuras 174 y 175 que muestran tanto la expresión cartográfica como los esquemas de diversas transversales de este, continuo y largo, motivo estructural.

Si al día de hoy la cartografía geológica muestra una clásica cicatriz salina, no es difícil interpretar que esta línea estuvo lateralmente conectada a una gran extrusión diapírica que evolucionó a caparaza de tortuga de segunda generación, modelada en los sedimentos continentales de edad Mioceno Sup.-Plioceno, del lineamiento Caudete-Fuente la Higuera.

No cabe duda que la inmensa mayoría de los olistolitos, generados por la extrusión que culminó en cicatriz, deslizaron a las sinformas que se generaban al Norte de la misma. Esta simple observación y la más alta posición estructural del compartimento Sur, son sin duda una de las más claras expresiones de la modificación impuesta por el retoque tectónico del Mioceno Inferior a la deformación diapírica previa. Recordemos que las facies mareales de la Fm. Villa de Ves están afectadas por deformación tipo slump en el Bco. de la Hoz de Mogente y que su más lógica interpretación pasa por la creación de pendientes anormales antes de la compactación.

Esta asimetría de olistolitos y compartimentos podría igualmente explicarse cambiando el original labio hundido

de la falla en techo de fábrica, entender ésta como una antitética de la gran flexura del El Caroch, pero ello es realmente difícil con el trazo cartográfico que presenta.

5.- Las antiformas tipo caparaza de tortuga

En el área geográfica que estamos describiendo, existen vistosos ejemplos de los dos tipos básicos que la nomenclatura geológica conoce como caparazones de tortuga. La génesis de ambos es prácticamente la misma, pero su carácter diferencial radica en que la inversión morfológica de sinforma a antiforma, que es intrínseca al concepto de caparaza, se realiza en una fase temprana o tardía de la evolución diapírica de una provincia salina.

En teoría, si las extrusiones salinas, que una vez disueltas y rellenas crean caparazas de segunda generación, fuesen suficientemente grandes y voluminosas, el proceso podría continuar y hablaríamos de caparazas de tercera, cuarta, etc... generación. Es indudable que el tamaño de estas estructuraciones de tercera, cuarta fase, irá progresivamente disminuyendo y que será cada vez más difícil reconocerlas en las cartografías geológicas de superficie o de subsuelo.

La existencia de caparazas de tortuga en una provincia salina implica algo que por evidente es a veces olvidado. Es el hecho de que no pueden existir antiformas tipo caparaza si las extrusiones salinas fuesen únicamente de tipo circular, el llamado diapiro. Para que una caparaza exista, las extrusiones que por reabsorción del pie salino las ha generado debían ser visiblemente ovales. La antiforma, tipo caparaza, se desarrollará paralela al largo eje mayor de esta extrusión de forma elipsoidal. Las extrusiones nacidas de colchones originales, más o menos circulares, podrán generar deformaciones tipo ameboide pero no caparazas de tortuga.

De otra parte, la existencia de caparazas de tortuga deformando sedimentos del Mesozoico y Paleogeno implica que la morfología estructural pretectónica fue muy importante en el segmento que describimos. La escasa o nula deformación tectónica que muchas de estas estructuras han sufrido nos lleva de nuevo a la problemática caracterización de la deformación compresiva en este amplio sector de las Cordilleras Béticas.

5.a. Caparazas de tortuga de primera generación.

Se conocen con este nombre a las antiformas generadas por la inversión morfológica de un depocentro sedimentario entre dos extrusiones salinas originales. La propia definición implica que la caparaza clásica presenta los mayores espesores sedimentarios en la tardía línea de cresta antiformal.

Es también muy frecuente que la continuada extrusión de los bordes diapíricos haga que los niveles estratigráficos superiores, los más jóvenes, mantengan todavía una geometría sinclinal y es por ello por lo que muchas sinformas interdiapíricas son conocidas como genuinos sinclinales tectónicos. Los llamados sinclinales de Villarcayo (Burgos) y Urbasa (Alava) son dos ejemplos notables de la anterior observación y no son los únicos que recuerdo en la Cuenca Vasco Cantábrica, pero si quizás los más llamativos.

En el área que trabajamos, algunas de las antiformas ya descritas podrían asimilarse a caparazas de tortuga, pues el hecho de que estén próximas o lejanas al afloramiento de Trías y que este haya evolucionado a falla-cicatriz o a algo más simple, no es un neto carácter diferencial. Pero si somos muy estrictos y buscamos un buen ejemplo, este radicaría sin duda en el complejo de pliegues de las Sierras de Aitana.

El "anticlinorio" de Aitana está suficientemente alejado de las cicatrices de Finestrat y de la Sierra de la Serrella como para poder ser atribuido a un complejo antiformal producido por cualquiera de las posibilidades que con anterioridad hemos descrito.

Como en la mayor parte de las estructuraciones de origen salino, las cartografías geológicas de superficie no son suficientes para aproximar una interpretación estructural en profundidad; el diapirismo brinda numerosas sorpresas que sólo las líneas sísmicas son capaces de resolver. A pesar de esta usual característica de la deformación salina, que podíamos traducir, por la dificultad o imposibilidad de balancear cortes estructurales, el complejo antiformal de Aitana puede ser interpretado como una estructuración del tipo Caparaza de tortuga de primera generación:

- Espesores anormales de Eoceno y de Oligoceno.

- Significativos cambios de facies en dirección SW; alejándose de la principal masa extrusiva (Triásico de Altea).

- Ausencia o condensación de Paleoceno en segmentos del flanco Norte (Sª de La Serrella) y en el flanco Sur (Cicatriz de Finestrat y Sªs del Cabezón de Oro y Realet).

- Y marcada gran geometría de sinclinal al nivel del Oligoceno.

La interpretación de la figura 183 no pretende ser un exacto corte estructural, pero pone de manifiesto las observaciones anteriores y permite vislumbrar que:

- Durante Cretácico y Paleoceno el área es un depocentro importante.

- Durante Eoceno y Oligoceno existe un comportamiento diferencial entre el flanco Norte y el Sur -asimetría usual entre las velocidades ascensionales de las masas diapíricas-

- Durante el Mioceno,la inversión estructural -no tectónica- ya está realizada y es por esto que los sedimentos de esta edad sólo están representados en los más extremos sinclinales periféricos.

5.b. Caparazas de tortuga de segunda generación.

Este apelativo estructural implica un concepto temporal que es lógico en un entorno reducido de una provincia salina. Es decir, la erosión de una extrusión salina es sin duda posterior a la deformación que su ascensión a superficie ha podido realizar. Extrapolar el concepto a toda la provincia diapírica no es válido, pues desde las zonas internas a las externas la edad de las extrusiones en superficie puede ser muy diferente.

Es así como caparazas de segunda generación de paleogeografías externas son de la misma edad o anteriores a caparazas de primera fase de las zonas de margen de la cuenca salina.

El área que estamos describiendo muestra ejemplos de este desfase temporal entre paleogeografías internas y externas: Caparazas realizadas sobre facies marinas del Mioceno Inf. y Medio, zonas externas, y caparazas realizadas sobre facies continentales del Mioceno Sup.-Plioceno, incluso Cuaternario, en las zonas internas de la plataforma.

El factor dominante que parece condicionar el desarrollo de estas formas estructurales está posiblemente más relacionado con la capacidad de generación de un surco erosivo sobre la extrusión diapírica que por el tamaño o volumen de la misma. Es así como puede explicarse que grandes afloramientos diapíricos sólo muestren depocentros tipo sinclinal periférico (v.g. Valles Triásicos) y otros de menos volumen hayan sido erosionados, rellenos y deformados como caparazas de tortuga de segunda fase.

Como ejemplo de las zonas externas se ha seleccionado la región de Elda-Novelda. En ella, el Mioceno Inf. y quizás el Oligoceno (S^a de El Caballo) están deformados en tipo caparaza sobre el diapiro en sí y sobre parte del "overhang" occidental (fig 184). Las Sierras de El Beties y El Bateig constituyen magníficos ejemplos del tipo estructural en descripción, y especialmente el primero, enseña como el Mioceno marino que rellenó el surco erosivo era contaminado por multitud de olistolitos de Trías.

En la prolongación NE de la alineación Beties-Bateig se encuentra la S^a de El Caballo que puede ser tanto interpretada como un olistolito delapsionado al sinclinal periférico Mioceno, como una nueva caparaza iniciada en el Eoceno-Oligoceno (erosión-relleno) y culminada en el Mioceno.

Interpretaciones aún más dudosas que la de la S^a de El Caballo recaen en los exóticos bloques de Camara, Castillo de la Mola y Bolón. Los dos primeros incluyen Jurásico y Cretácico y son así asignados sea a bloques ascendidos con la extrusión diapírica, sea a olistolitos caidos en fase tardía desde las cicatrices vecinas. El bloque Bolón es probable se corresponda con otra nueva caparaza de segunda fase.

Las Sierras de Umbría, Zafra y Horna e incluso su prolongación hasta Castalla por el Norte y hasta la región de Elche por el Sur, conforman una gran estructura arqueada que no es otra cosa que la antiforma periférica de la gran extrusión diapírica de Elda-Novelda. La proximidad del genuino frente Subbético, el espesor del Paleogeno y los difíciles afloramientos de triásico que las salpican, han llevado, en ocasiones, a interpretarlas como si de Unidades Tectónicas se tratara. La edad Burdigaliense de los sedimentos deformados en caparaza obliga a interpretar un diapirismo pretectónico muy evolucionado para este Prebético Interno.

En segmentos paleogeográficos del margen, las caparazas de segunda fase se realizan en sedimentos de facies continentales de edad no precisada pero que incluyen el Mioceno Sup.-Plioceno y Cuaternario. La figura 185 muestra un esquema de estas deformaciones en la alineación Jumilla-Yecla-Caudete-Fuente la Higuera y las relaciones espaciales que mantienen, antiformas y diapiros o cicatrices.

La carretera Madrid-Alicante corta el eje de una de estas caparazas en el vértice topográfico Mateos y muestra

buzamientos de 20-30° en sedimentos canalizados del Plio-Pleistoceno. En dirección a Fuente la Higuera es posible observar 400-500 m de estas facies conglomeráticas rojas sobre el Mioceno Sup. en facies marinas.

El flanco Norte de la caparaza está salpicado de grandes olistolitos, de textura bréchica, imbuidos en el Mioceno Sup. El flanco Sur también es probable que albergue olistolitos, aunque el nivel de erosión del Cabezo de los Alorines en la Carretera a Fontanares no permita asegurarlo. Estos olistolitos sólo pueden ser atribuidos a una extrusión diapírica relacionada con la larga cicatriz de Mogente y sobre la que se realizó la estructura en caparaza.

Entre las crestas topográficas de las Sierras de El Buey y La Cingla, la carretera Jumilla-Yecla transita por sedimentos conglomeráticos, en ocasiones muy silicificados, que muestran una suave deformación anticlinal, que es sutil, pero fácil de observar desde la inmediaciones del diapiro de El Morrón de Jumilla. La suave geometría anticlinal está fosilizada por los depósitos de ladera provenientes de las Sierras de El Buey y la Cingla y deja todavía asomar pequeños afloramientos de Keuper en algunos barrancos que surcan su eje. Los olistolitos que completan el cuadro están representados por los exóticos bloques cretácicos del flanco Sur (Umbría de la Pava).

6.- Cicatrices salinas.

La migración lateral y vertical de una masa salina llega a provocar que los sedimentos de su entorno se aproximen tanto que únicamente queden separados por una compleja línea de fractura sin resto alguno de sal. Es evidente que si la sal es fácilmente disuelta cuando las cicatrices salinas son alcanzadas por la erosión, muchos materiales menos solubles, como arcillas y yesos, que con ella estaban asociados, quedan protegidos en afloramientos,continuos o discontinuos,íntimamente asociados a las viejas líneas diapíricas.

Gracias a esta expresividad de los materiales del Keuper, muchas cicatrices salinas pueden ser reconocidas a través de las cartografías geológicas del Prebético e Ibérico. Ante este tipo de afloramientos lo más usual ha sido la aplicación de los viejos y tradicionales conceptos de cabalgamiento con suela de Triásico, lógico y real para otras paleogeografías de la Cadena Bética, y Trías inyectado en una falla, absurdo para cualquier situación paleogeográfica.

Las largas y estrechas líneas tipo cicatriz están usualmente conectadas a un afloramiento tipo diapiro y es este sistema el que mejor expresa el concepto de migración salina paralela al eje mayor de las estructuras.

Múltiples cicatrices aflorantes, semiaflorantes y ocultas pueden identificarse en el segmento geográfico que describimos, y aunque lateralmente puedan cambiar las geometrías que las enmarcan, estas cicatrices pueden referirse a dos tipos principales: Cicatrices por doble colapso y cicatrices por falla de traza curva con diapiro lateral (fig 186).

Junto a estos dos tipos de fácil identificación, existen otros pequeños afloramientos de Trías que aún estando relacionados con fallas no son fáciles de interpretar, sea por la calidad de los afloramientos, las escasas posibilidades brindadas por la erosión, su proximidad y mezcla con líneas de olistolitos, de los que el Keuper también forma parte, y finalmente por la dificultad de interpretación del entorno estructural. Algunos de estos afloramientos podrían constituir un tercer tipo de cicatriz que estaría relacionado con las fosas de erosión-disolución del entorno de los grandes diapiros (fig 186).

La edad del estadío cicatriz no es nada fácil de interpretar, pero en aquellas que están asociadas a frentes de olistolitos, puede deducirse que el deslizamiento gravitacional de estos debe coincidir con la creación de la alta cresta diapírica y sus estrechos y próximos sinclinales periféricos que recibirán dichos olistolitos.

Buenos y precisos mapas de isopacas y líneas sísmicas colaborarían, si los hubiese, en la caracterización espacial y temporal de estas cicatrices y otras geometrías diapíricas ya descritas, pero no hay que olvidar que si algo caracteriza al diapirismo salino es precisamente la variación lateral de sus geometrías y de los espesores de los sedimentos correlativos con la deformación. En ausencia de estos datos precisos, la característica definitoria de una cicatriz salina es algo tan simple como la longitud y angostura que su propia definición implica.

La cicatrices por erosión-disolución del entorno diapírico son en realidad falsas cicatrices salinas puesto que están relacionadas con un proceso erosivo diferencial. A pesar de ello, las significamos como cicatrices por el simple hecho de presentarse como afloramientos discontinuos relacionados con la falla-extrusión límite de los flancos diapíricos. Los bordes de las depresiones de Castalla-Ibi, con el diapiro central del Cabezo de las Zorras, y quizás el borde Norte del circo de Cocentaina constituyen los ejemplos que ilustran este modelo.

7.- Olistolitos y material contaminante de origen diapírico.

La deformación diapírica del área es probable comenzase desde el Jurásico Inferior-Medio, pues numerosas cuencas salinas bien conocidas por sísmica y sondeo muestran una iniciación muy temprana del diapirismo. No hay ningún motivo para pensar que la zona Prebética constituye una excepción.

Son muy escasas las informaciones procedentes de líneas sísmicas y de concretos datos de isopacas que sobre este punto podemos ofrecer, ellas serán tratadas en un capítulo aparte que mostrará la interpretación mediante datos de subsuelo.

Adelantandonos a esas imágenes sísmicas, indicaremos que durante el Cretácico Inferior existen ya informaciones fiables que muestran abanicos de capas, depocentros, etc... que pueden relacionarse con fallas lístricas asociadas a movimientos salinos.

Desde el inicio de la actividad salina hasta que la extrusiones alcanzan la superficie subaérea o submarina no hay más herramienta de interpretación que sísmica e isopacas. Cuando las crestas diapíricas alcanzan la superficie, el propio Keuper y todos los sedimentos extruídos con la ascensión constituyen elementos anómalos en el medio sedimentario.

La contaminación,de pequeña y gran talla, provocada muy especialmente en los sedimentos marinos del entorno de estas extrusiones, indica el momento en que éstas alcanzaron el fondo marino.

El área de dispersión de los pequeños sedimentos contaminantes, cantos blandos, cuarzos bipiramidados, etc... es infinitamente mucho más amplia que el área de contaminación de los grandes cuerpos; olistolitos y olistones. Unos y otros permiten así respectivamente fijar el momento en que se alcanzó el fondo marino y que líneas fueron las más activas. La observación de estos productos del diapirismo en una transversal margen-cuenca llegará a proporcionarnos una idea del diacronismo de la extrusiones en las diferentes zonas paleogeográficas.

Para este propósito, la contaminación de pequeña talla es un mal indicador, pues el material contaminante puede ser dispersado por la energía del medio marino sobre áreas y distancias muy alejadas del foco que las produce. La contaminación de gran talla es obvio que representa un indicador menos problemático.

Aunque existen afloramientos sospechosos de constituir olistolitos en el Albiense de la región de Alicante: La Rabosa, El Palomaret, etc... la contaminación de pequeña talla no es generalizada hasta el Cretácico Superior y muy especialmente en el Paleógeno.

Las caparazas de segunda generación del Mioceno Inferior y las facies de slump de las plataformas mareales del Cretácico Superior son matices decisivos de esta generalizada época de extrusión al fondo marino.

Los olistolitos y olistones delapsionados desde las crestas diapíricas a los colindantes sinclinales periféricos muestran dos hechos que conviene notar:

1.- Son preferencialmente de edad Mioceno Inferior en las Zonas Internas (sinclinal de Benisa, Región de Elda, etc...) y alcanzan al Mioceno Medio en las Zonas Externas (Sinclinal del Río Cañoles y región de Almansa-Fuente Alamo).

2.- Se aprecia un mayor volumen de olistolitos deslizados hacia el N-NW que hacia el S-SE, si bien es verdad que otras muchas direcciones de transporte pueden ser reconocidas o interpretadas.

El primer punto reseñado pone en evidencia algo muy usual en las cuencas salinas, la deformación creciente de margen a cuenca. Esta precoz extrusión de las Zonas Internas es mucho más importante de lo que a simple vista aparenta, pues los espesores sedimentarios perforados por las ascensiones salinas son notablemente superiores. En este caso particular, todos los sedimentos del Paleógeno (600-1000 m) y las potentes series del Cretácico Inferior (2000-3000 m) están muy reducidas o ausentes en el margen de la cuenca. Es decir, si el inicio del diapirismo fuese sincrónico, hecho bastante probable, la velocidad ascensional es muy diferente de margen a cuenca.

Esta diferente velocidad ascensional puede ser producida por dos causas, sea por una más potente capa madre salina, sea por una mayor facilidad de penetración derivada de las facies más blandas, menos carbonáticas, de las paleogeografías meridionales.

Los olistolitos de materiales del Paleógeno y del Cretácico Superior, que son los más frecuentes en las áreas meridionales y septentrionales respectivamente, están asociados y relacionados con láminas y brechas desorganizadas de Keuper y con una contaminación muy importante de materiales de pequeña talla -cantos blandos- en el sedimento Mioceno que los alberga. En ocasiones, este Mioceno se encuentra afectado por pliegues tipo slump que deforman estratos miocenos en los que es prácticamente imposible reconocer la matriz original de la roca a causa de la enorme cantidad de cantos

blandos y bréchicos que alberga.

La asociación de olistolitos y Keuper es indudable, el tamaño de los mismos y la persistencia de láminas blandas de Keuper, indicarían que el transporte de unos y otros es submarino y de corto recorrido. La relación espacial entre frentes de olistolitos y zonas o líneas diapirizadas deja pocas dudas para la elección de las áreas de procedencia de estos materiales. (fig 187).

El área fuente de olistolitos es así asimilada al techo brechificado, tipo cap-rock, de una línea diapírica elevada topográficamente respecto de los sinclinales periféricos que recibirán el material delapsionado. En esta situación lo lógico sería que la frecuencia de olistolitos fuese idéntica hacia los sinclinales periféricos que bordeaban la extrusión. Si esto no es lo observado, hay que introducir un factor de asimetría en las relaciones geométricas sinclinal periférico-diapiro. El problema no resuelto es dilucidar si esta asimetría es producto de una tectónica compresiva o si es ya inherente a los estadíos avanzados de la propia deformación diapírica.

La figura 187 muestra la edad de los sinclinales periféricos -Cartografía serie Magna- y lo que creemos constituyen olistolitos de gran talla. Es cierto que las condiciones de afloramiento de algunos de los representados no permite asegurar que lo sean, pero otros próximos o sus inexplicables relaciones con el entorno estructural, si se adoptase otra interpretación, nos llevan a considerarlos así.

Cuando están relacionados con cicatrices salinas y muy próximos a ellas, caso de F. La Higuera-Jativa, Albaida-La Oliva y Alcoy-Biar, la individualización de olistolitos de Trías es en ocasiones muy difícil de realizar si no existen especiales condiciones de afloramiento que permitan ver el contacto basal.

Una mención especial, por su volumen y por las difíciles condiciones de afloramiento, se significa en el conocido Puig Campana de las inmediaciones de la ciudad de Benidorm. Su atribución como olistolito proviene de:

- Difícil esquema estructural si se adopta otra interpretación.
- Expresividad del sinclinal mioceno de Finestrat.
- Sondeo hidrogeológico que implantado en la vertiente Sur atraviesa el Jurásico y penetra en el Mioceno.

Sobre la figura 187 se han significado las probables direcciones de deslizamiento de los olistolitos, en unos casos, como el Peñón de Ifach de Calpe, la cizalladura basal es visible y no existen muchos problemas para determinarla, pero lo más frecuente es que los olistolitos estén cubiertos por el propio Mioceno que los recibió y por depósitos de ladera mucho más jóvenes. Ante esta situación, las direcciones de deslizamiento recogidas en la citada figura son deducidas de la posición relativa de olistolitos y crestas diapíricas de procedencia.

Algunos,como el del sinclinal de Onteniente,dejan ver a su base pliegues de deslizamiento tipo slump que hablan claramente de su procedencia y del modo de deslizamiento gravitacional que los caracteriza.

DEFORMACIÓN ESTRUCTURAL Y LÍNEAS SÍSMICAS

La calidad de la respuesta de las líneas sísmicas disparadas en tierra, zona Prebética de las provincias de Alicante y Murcia, y mar, Golfo de Valencia y Cabo de la Nao, es muy diferente: Pobre en los dominios emergidos y excelente en el área marina que constituye la prolongación natural de los mismos.

Esta diferente respuesta sísmica es debida a:

- La facilidad provista por los blandos y poco veloces sedimentos del Plioceno-Cuaternario y Mioceno que siempre están presentes en los primeros 1000-1500 m de la cuenca mediterránea.

- La alta cobertura sísmica que la facilidad y precio de adquisición permiten las áreas marinas.

- La nueva facilidad que resulta del contraste entre las masas diapíricas y el Mio-Plioceno encajante. Muy diferente de la provista por un diapirismo encajado en veloces sedimentos del Mesozoico.

Este último punto es muy notable en la provincia marina y llega así a proporcionar una excelente visión de la deformación diapírica intra-neógena y más confusa cuando de la estructuración interna del Mesozoico se trata.

Dada pues la facilidad de las áreas marinas respecto a las terrestres, empezaremos por mostrar seleccionadas imágenes y esquemas del Mediterráneo. Ellas están tan próximas a costa y tan estrechamente relacionadas con las direcciones estructurales Bética e Ibérica que sería ingenuo pensar que constituyen una provincia geológica diferente. Más aún después de todo lo observado y descrito en las páginas anteriores.

De otra parte, la densidad de la malla sísmica marina (1x1 a 1x2 km) permite una correlación de imágenes y transversales de variada orientación que es imposible obtener en el dominio aflorante poco cubierto por sísmica.

La figura 188 recoge un esquemático mapa de posición de la selección de imágenes realizada, líneas sísmicas A-L y de los principales sistemas falla-diapiro que a finales de los años 70 ya había interpretado con ocasión de mi trabajo para Hispanoil-Eniepsa en el Mediterráneo Sur y que ahora no reinterpreté en su totalidad porque, como ejemplos, creo que son suficientes.

Dos sondeos, Denia-1 (Elf Aquitaine) y Calpe-1 (Texas Pacific) penetraron el Keuper y confirman que las abultadas deformaciones,que fueron objeto de la primera fase exploratoria, tienen un corazón diapírico.

Como el objetivo petrolífero del Mediterráneo es el Mesozoico karstificado y éste no está presente sobre las extrusiones diapíricas, una segunda fase exploratoria se dedicó a la exploración de los flancos, antiformas por fallas lístrica (Golfo de Valencia F-1) y antiformas con núcleo diapírico (Marina de Turia E-1). Estos sondeos vienen a corroborar que toda la serie sedimentaria del Mesozoico está extruida y deformada por el diapirismo originad- en las sales del Triásico.

Las figuras 189 y 190 muestran lo aparatoso de las extrusiones de Calpe-1 y Denia-1 hasta niveles sedimentarios correspondientes al Messiniense, la deformación en antiforma del Mesozoico y la asimetría de los compartimentos de uno y otro lado de la raíz diapírica. Son también visibles los "overhangs" diapíricos que las líneas sísmicas enseñan en el momento en que el material plástico sobrepasa la discordancia Mesozoico-Cenozoico.

Observaciones semejantes y nuevas son proporcionadas por las figuras 191 y 192 que cruzan perpendiculares al largo eje anticlinal, en ocasiones extruido (fig 188) de Marina del Turia. Estas imágenes permiten apreciar las pequeñas fallas de compensación de la cresta diapírica y la cicatriz erosiva por disolución que, en ocasiones, constituye la expresión lateral de uno de estos vistosos diapiros. Estas cicatrices erosivas submarinas constituyen el área fuente de la contaminación de pequeña talla e indican que como mínimo en el Mioceno Md.-Inf. los diapiros habían alcanzado el fondo del mar del Golfo de Valencia.

La figura 193 muestra una caparaza de tortuga entre dos diapiros del área del Cabo de la Nao. La caparaza es prácticamente simétrica y muestra todos los conceptos tecto-estratigráficos que las caracterizan:

- Sinforma actual a niveles superiores que incluso condicionó el depósito del Messiniense-2 turbidítico.

- Mínimos de isopacas del Mioceno cuando la inversión estructural ya se ha realizado y máximos de isopacas para la sección del Mesozoico-Paleogeno? como resultado de la primera etapa de sinforma interdiapírica.

La degradación de la imagen sísmica en el inmediato flanco de los diapiros podría incluso interpretarse como debida a la presencia de olistolitos intra-miocenos.

Las figuras 194 a 197 muestran la evolución lateral del sistema diapiro-falla que en numerosas ocasiones hemos interpretado y significado como diapiro con rabo de pera en el Prebético-Ibérico emergido.

Esta sucesión de imágenes enseña algunas de las características que se han descrito para el citado motivo estructural:

- Antiformas en el Mesozoico que es prácticamente imposible atribuir a tectónica compresiva por la expresividad de la falla tipo lístrico con ellas relacionada.

- La conexión entre falla y diapiro a lo largo de la línea de rotura y las diferentes imágenes que la rotación de bloques, la migración salina paralela al eje y la extensión total, provocan: Antiformas de traza recta, curva, etc... y grandes flexuras de los modelos aflorantes.

- El paralelismo y frecuencia de este tipo estructural que genera dos-tres diapiro, falla, antiforma, encadenados y descendentes a cuenca.

- El notable efecto extensional que las fallas principales dejan ver a nivel Mio-Plioceno (segmento somero y Oeste de las figuras).

Agreguemos por último que no somos capaces de reconocer un sólo indicio de tectónica compresiva más allá de la interpretación de índole regional que para la discordancia Mioceno-Mesozoico podríamos asignar a esta tectónica. Los sondeos demuestran que esa discordancia no es exclusivamente erosiva y también demuestran que dicha discordancia está usualmente fosilizada por el Mioceno Md. e Inf. (Burdigaliense Sup.-Langhiense).

Cabe resaltar (fig 197) que aún en ausencia de sondeos de control, es posible interpretar que el sistema distensivo puede haber llegado a generar duplex extensionales.

La figura 198 es una líneas "strike", paralela al eje mayor, de una de las antiformas próximas a la ciudad de Valencia. Esta figura no tiene más intención que mostrar como las antiformas que estamos describiendo desarrollan terminaciones periclinales semejantes a las de un anticlinal compresivo.

Dada la proximidad y paralelismo entre este sistema antiformal y el anticlinal de la Sª de Perenchiza, entiendo que no es ilógico ni ridículo preguntarse si tal ejemplo de anticlinal cabalgante al W-SW lo es realmente, más aún cuando el sondeo Perenchiza-1 no muestra ninguna repetición tectónica.

La fig 199 presenta un esquema de la evolución lateral del conjunto diapiro-falla. La figura 200 muestra los tipos estructurales que la interpretación sísmica permite desvelar. Estos tipos podrían resumirse en:

a. Diapiro tipo rabo de pera con antiforma del Mesozoico en el compartimento hundido (Modelo Golfo de Valencia F-1).

b. Extrusiones diapíricas sobre largos ejes anticlinales. Cuando la extrusión se realiza, el anticlinal original es reestructurado en nuevas antiformas aledañas al diapirismo (Modelo Marina del Turia E-1).

c. Diapiros y largas cicatrices salinas con antiformas en ambos lados de la línea diapírica (Modelo Calpe-1).

Estas líneas sísmicas del Mediterráneo indican claramente que la protrusión salina es intramiocena y que sus raices, difíciles de observar, parecen chimeneas verticales rompiendo el Mesozoico. Podría así pensarse que toda la deformación diapírica es exclusivamente miocena, pero ello nos llevaría a admitir conceptos demasiado irrazonables, tales como:

- Quietud de la sal del Keuper hasta el tiempo Mioceno.

- Velocidad ascensional increiblemente rápida a partir del momento de iniciación (Mioceno).

Si a ello unimos las observaciones descritas para los afloramientos próximos de las provincias de Alicante, Murcia y Valencia, especialmente las referidas a:

- Facies de slump en las plataformas del Cretácico Sup.

- Contaminación masiva tipo cantos blandos y cuarzos bipiramidados en materiales del Cretácico y Paleógeno.

- Olistolitos y láminas de Trías en el Cretácico Md. de las Zonas paleogeográficas Internas.

- Caparazas de tortuga de segunda fase en sedimentos del Mioceno Inf. y quizás del Eoceno-Oligoceno.

resulta evidente que la actividad diapírica comenzó en el Mesozoico. A semejanza de otras muchas cuencas salinas no sería extraño que el inicio de la misma, estadios domo, colchón, etc... pudiese focalizarse durante el Jurásico Inf. y Md. y que con anterioridad a la etapa compresiva (Oligoceno-Mioceno Inf.), la citada deformación salina habría ya generado numerosas antiformas y sinformas que no sabemos muy bien como fueron afectadas por las posteriores fases compresivas. Es decir, queda por dilucidar cuanto hay de distensivo y compresivo en la estructuración hoy observable en el área que describimos.

En el área emergida, que ha soportado la mayoría de las observaciones estructurales y estratigráficas que sobre el diapirismo hemos descrito, existen muchísimas más líneas sísmicas que las ocho que han sido seleccionadas (fig 201). Porqué esta limitación en número de ejemplos, pues sencillamente porque la calidad de la respuesta sísmica es prácticamente nula. Puede decirse que únicamente las líneas disparadas sobre el eje de los sinclinales o sinformas miocenos proporcionan una información profunda aceptable, y esta dirección SW-NE de las observaciones no es apropiada para el propósito del trabajo.

El relieve topográfico, las altas velocidades en superficie y la escasa cobertura a la que obliga el elevado precio de adquisición, son usuales enemigos de la respuesta sísmica, si a ello añadimos la alta deformación estructural del área, encontraremos el motivo de esta decepcionante calidad.

Ante situaciones así no hay más sistema que posicionarse sobre los mapas geológicos, tomar como modelo dos-tres sistemas de deformación y tratar de interpretar las imágenes sísmicas en base a uno u otro modelo.

La figura 202 es una pequeña transversal desde las proximidades de Sella, al NW, hasta las de Benidorm, al SE. Como en la mayoría de los ejemplos que motraremos, la interpretación es difícil y dudosa. La representada nos parece algo que podríamos calificar de atrevida, pero semejante a lo observado en el vecino Mediterráneo: La cicatriz triásica de Finestrat genera dos antiformas limitantes y ciertamente asimétricas. El surco mioceno del Norte habría recibido olistolitos de procedencia oriental (Puig Campana) y todo el sistema estaría relacionado con fallas normales de bajo ángulo que posiblemente limitan el macizo de Sella.

La figura 203 muestra una sección más extensa desde Villajoyosa a la Sª de la Serrella. Atraviesa de nuevo el Trías de Finestrat y corta el "anticlinorio" de Sella-Aitana. La interpretación que presentamos muestra antiformas y sinformas que colapsan sobre una reflexión sísmica, continua y de baja pendiente, que focalizaría la disyuntiva: cabalgamiento o falla lístrica.

Una Unidad cabalgante de tal magnitud es difícil de interpretar con las indicaciones geológicas de superficie; "cabalgamientos" de Paleógeno sobre Cretácico y de Cretácico sobre Jurásico, respectivamente en superficie (NW) y subsuelo, y todo ello en la regional sinforma (Eoceno-Oligoceno) que representa el sector de Aitana-Sella. Por encima de la reflexión sísmica en controversia, la geometría observable es más razonable como sistema distensivo que compresivo; desplazamiento progresivo en profundidad de líneas de cresta hacia el SE, y es desde luego muy afín a lo observado en el Golfo de Valencia a niveles del Mioceno Sup.-Plioceno.

Las figuras 204, 205, 206 y 207 se corresponden con el conocido anticlinal de Sª Larga en las proximidades de Jumilla. Es aquí donde la densidad y calidad de la información sísmica, la cartografía geológica y el sondeo Sª Larga-1 permiten, aunque sólo sea por una vez, observar el estilo de la deformación compresiva y quizás las relaciones entre esta y el diapirismo.

Las primera figura es una pequeña transversal de dirección SW-NE que desde el sinclinal de la Rambla del Judío penetra a la depresión que une los diapiros de Jumilla y de La Rosa. La interpretación pone de manifiesto que el citado corredor, de dirección NW-SE, alberga una continua extrusión de Keuper que luce un "overhang" semejante a los observados en el Golfo de Valencia. La asimetría de la extrusión diapírica y la estrecha antiforma que genera en el Cretácico y posiblemente Jurásico de Sª Larga, son también fáciles de observar y conceptuales con el modelo diapírico tantas veces comentado.

Las figuras 205, 206 y 207 se corresponden con tres transversales relativamente próximas y de dirección NW-SE que cruzan el anticlinal de superficie. Las tres líneas muestran una cizalla basal penetrativa con geometrías de rampa y plano, que finalmente acaba por ser fosilizada por el Mioceno de la Rambla del Judío. En el compartimento bajo la falla se observan más de 4000 m de Mesozoico con notables cambios de espesor y geometría que resultan muy compatibles con sistemas de plegamiento por propagación de falla. El compartimento por encima de la cizalla muestra una cierta complejidad que era ya anticipada por la cartografía geológica del anticlinal:

- Desaparición hacia el Sur del flanco corto del N W.
- Presencia de fallas normales subparalelas a la charnela.

- Flanco largo del SE muy subvertical y de corto desarrollo, lo que confiere un cierto encoframiento a la estructura anticlinal.

Si sobre tan aparente geometría de cabalgamiento se restituyen espesores y estratigrafía de los compartimentos alto y bajo, puede establecerse que el acortamiento tectónico, comprobado en el sondeo Sª Larga-1, está realzado por los cambios de espesor del Cretácico Inf., especialmente, de ambos compartimentos. Un viejo paleoalto, de probable origen diapírico, ha sido removilizado por una tectónica compresiva tardía.

Esta interpretación parece igualmente apoyada por la rapidez con que dicho cabalgamiento es absorbido en el sinclinal mioceno existente entre las Sierras de El Molar y Larga, donde las líneas sísmicas no muestran práctico cabalgamiento a nivel del Cretácico Superior.

Una geometría de este tipo puede ser obtenida mediante la inversión compresiva de una vieja falla distensiva de bajo ángulo que generaba ya una diferenciación notable de potencias sedimentarias entre sus compartimentos alto y bajo, y hasta una antiforma con o sin núcleo salino en el compartimento bajo (hanging wall).

El resultado final de este esquema estructural podría sintetizarse como la recuperación por acortamiento de magnitudes prácticamente equivalentes a la extensión previa.

Algunos sectores de la cadena, como el localizado en el extremo Oeste del área de nuestras observaciones, región de Moratalla-Calasparra, han sido poco afectados por la compresión tectónica del Burdigaliense y proporcionan así una imagen sísmica-estructural, bastante coherente, del sistema y deformación distensiva pre-Burdigaliense.

Las figuras 208, 209 y 210 recogen la imagen sísmica y la interpretación que de ella puede obtenerse en estos privilegiados segmentos del Prebético.

La primera de estas líneas sísmicas cruza el sinclinal de Moratalla desde el afloramiento jurásico de La Muela, al NW, hasta el Subbético del Quípar, al SE. La primera observación de tipo regional, que era ya anticipada por el afloramiento de El Cerezo de Moratalla, es relativa al epidérmico recubrimiento de unidades atribuidas al Subbético y al Prebético Interno (Sª de La Puerta). Es evidente que ambos no están relacionados con una visible rampa tectónica ascendente y pueden interpretarse como de tipo gravitacional u olistostrómico por la dificultad que una una cizalladura basal engendraría en la citada imagen sísmica y su control geológico de superficie. El sondeo Río Segura G-1, realizado muy cerca de la línea sísmica y en la posición que el dibujo recoge, controla la entrada a 370 m. de profundidad en el autóctono Prebético.

Un dispositivo estructural idéntico es observado en las líneas sísmicas que alcanzan hasta las proximidades del Guadiana Menor, como recoge la figura 211, a 100 km al Oeste de la transversal anterior. Estas observaciones vienen a indicar que el cartográfico frente Subbético es de tipo gravitacional y semejante al del Golfo de Valencia. Las cartografías geológicas de este largo corredor entre los ríos Guadiana Menor y Segura y los datos de los sondeos del Mediterráneo, comentados en páginas anteriores, indicarían que el frente Subbético aflorante en este largo trayecto y el olistostroma del Mediterráneo son el resultado de un deslizamiento gravitacional de edad Langhiense-Serravalliense; un tanto retrasado con relación a la fase tectónica Burdigaliense.

Volviendo al objeto principal de la figura 208, la citada transversal muestra una visualización, casi intacta, del borde de la plataforma prebética y más concretamente de la fase de progradación del Cretácico Sup. que originó la denominada Franja Anómala, mostrada en 1982 (Martínez, W. et al) con anterioridad a la perforación del sondeo Río Segura G-1.

El intacto borde de la plataforma prebética puede aquí observarse entre el anticlinal de La Muela y la flexura sísmica casi coincidente con el cerro El Cerezo de Moratalla en la figura 208. Este borde está afectado por vistosas fallas tipo lístrico que ocasionan espectaculares desarrollos y cambios de facies del Jurásico Sup. y Cretácico Inf., pre-urgoniano especialmente, que han sido expresados con anterioridad en numerosos esquemas litoestratigráficos.

Un detalle de estas fallas lístricas enraizando en colchones de facies sísmicas transparentes que atribuimos a sal del Keuper, queda recogido en las figuras 209 y 210, que muestran, con mayor claridad, la generación de una antiforma (Río Segura G-1) por falla lístrica y los depocentros y mínimos sinsedimentarios con ella relacionados.

El sondeo Socovos-2 realizado pocos kilómetros al NW del anticlinal de La Muela, en plena plataforma carbonatada prebética, atravesó un importante y anómalo espesor de la Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla (Kimmeridgiense Inf.-Md) y desde ella, pasó directamente al Keuper. La línea sísmica recogida en la figura 212 permite interpretar que esta ausencia de Jurásico Inf-Md. es debida a una falla normal, límite de un colchón salino. Algo enteramente semejante podría ocurrir en el propio Río Segura G-1, por el barrido lístrico, omisión de las fallas distensivas.

Si estas geometrías distensivas son retomadas por una fase compresiva, que intuimos mucho más moderada de lo

estimado para estas paleogeografías externas, llegaríamos sin dificultad a lo mostrado para el caso de Sª Larga.

Conclusiones estructurales

Las líneas sísmicas del Golfo de Valencia y Cabo de la Nao permiten observar una deformación diapírica realizada especialmente durante el Mioceno y Plioceno post-tectónicos, pero no es menos evidente que el Mesozoico pre-tectónico está igualmente afectado por un diapirismo iniciado durante el Jurásico Sup.-Cretácico Inf.

No existen evidencias claras de que las fallas en techo de fábrica, que han sido el motivo preferente de la deformación salina, corten los sedimentos del Trías y penetren al substrato pre-triásico. Muy al contrario, la curvatura de las fallas, con paso progresivo y rápido a ángulos muy bajos, hacen más factible su enraizamiento en los materiales salinos del Trías. El zócalo pre-salino debe descender progresivamente de margen a cuenca, bien con gradiente uniforme, bien merced a sistemas de fallas que no son observadas en sísmica.

La vistosa y a veces aparatosa deformación diapírica del Mio-Plioceno no se ha realizado mediante la apertura de diapiros y fallas, diferentes y nuevas. Las mismas raices y fracturas que afectaron al Mesozoico han seguido rejugando durante el Neógeno post-tectónico.

Entre Mesozoico y Neógeno existe una discordancia erosiva y angular que debe atribuirse a las fases tectónicas compresivas del Oligoceno y del Mioceno Inferior, pero no es menos evidente que los efectos de esa tectónica compresiva son difíciles de caracterizar mas allá del entorno Balear y eje,de agua profunda, del actual Golfo de Valencia. En sentido E-W la atenuación del plegamiento es tan rápida, que sobre las plataformas mediterráneas limítrofes con los dominios Prebético e Ibérico se llega a la visión de que el principal efecto de tal fase Burdigaliense fué un basculamiento y flexuración (roll back) generalizados.

Las plataformas Prebética e Ibérica constituyen durante el Mioceno un margen flexurado y fracturado, tipo "fore land", realmente alejado del frente plegado provocado por la colisión Burdigaliense.

Durante el Langhiense,unidades de tipo gravitacional,de procedencia oriental y meridional,invaden el surco más inmediato al frente tectónico previo y son ,semi-coincidentes con la mayor actividad volcánica del Golfo de Valencia.

En el segmento emergido del Prebético e Ibérico de las provincias de Albacete, Alicante, Murcia y Valencia, la información sísmica colabora muy poco con la interpretación estructural propuesta, pero la interpretación de superficie y los modelos observados en el vecino entorno mediterráneo, permiten visualizar una compleja estructuración diapírica pre-Burdigaliense, generadora de antiformas y sinformas que, en muchas ocasiones, parecen no haber sido afectadas por la posterior fase tectónica compresiva.

Es evidente que al área emergida está mucho más próxima al frente plegado Burdigaliense que la plataforma mediterránea de Valencia, y es por ello por lo que no existe una atenuación tan clara de los efectos compresivos en sentido SE-NW. La segregación de causas diapíricas y causas compresivas no es entonces tan fácil, pero no cabe duda que la segunda causa fue mucho más atenuada que lo que usualmente a ella se ha atribuido. Las Unidades Intermedias y el propio Subbético no están relacionadas con rampas ascendentes. Su actual disposición parece derivada de un proceso gravitatorio seguido de un acusado basculamiento de todo el segmento E y SE.

La mayor parte de los anticlinales prebéticos eran ya antiformas de génesis diapírica nacidas preferencialmente de una deformación por fallas de crecimiento que enraizan en el Trías. La asimetría de esta estructuración, "vergencia norte", es coincidente con la vergencia tectónica y ello y algunos viejos tabús, ya comentados, han hecho sobrevalorar los efectos de la compresión tectónica del Burdigaliense.

Si partimos de la información sísmica procedente del Golfo de Valencia o de aquellos enclaves donde el esfuerzo compresivo no alcanzó o fue muy atenuado, caso del "sinclinal" de Moratalla, y los tomamos como modelo de deformación distensiva pre-tectónica y posteriormente los afectamos de una compresión que retome las viejas fallas distensivas para generar pliegues por propagación de falla, tipo Sª Larga, podemos llegar a una modelización de la mayoría de los anticlinales de Prebético e Ibérico.

El primer paso de este intento es aceptar que la deformación distensiva puede asumirse tipo "ramp-flat" con la consecuente generación de sinclinales y anticlinales superpuestos respectivamente a rampas y rellanos (fig 213). Modelo mostrado por las imágenes sísmicas precedentes y en consecuencia fácil de admitir.

El siguiente paso es constatar que la actividad distensiva generadora de antiformas es sinsedimentaria con la mayor parte del tiempo pre-tectónico y que por consiguiente no puede aplicarse un modelo simple como el representado en la figura 213 para, a partir del "rollover", reconstruir la geometría de la falla y viceversa. El crecimiento de los diferentes paquetes

sedimentarios coetáneos con la actividad distensiva constituirá un problema a resolver en la modelización de las estructuras distensivas, fallas de crecimiento, previas a la compresión del Mioceno Inferior.

Las posibilidades de crecimiento de un paquete sedimentario en una deformación de este tipo es evidente que no están únicamente controladas por la actividad de la falla, su subsidencia diferencial. El máximo de espesor sedimentario dependerá de dos factores:

a. De la creación del espacio. Actividad tectónica, y
b. De la cantidad de sedimento que llegue al surco.

Partiendo de fallas de crecimiento promovidas por capas salinas del Triásico, la velocidad distensiva puede suponerse uniforme para los sectores Externo e Interno del Prebético. Hay capas salinas suficientes en ambos para así estimarlo, al menos para las fases de deformación previas al diapirismo extrusivo.

Distinto es el caso de estos sectores del Prebético en cuanto a la capacidad de alimentación sedimentaria del surco creado se refiere. Es indudable que los sistemas deposicionales siliciclásticos y arcillosos son mucho más capaces que los carbonatados; hecho constatado en la geometría y espesores de numerosas Secuencias Deposicionales descritas en páginas anteriores: Progradaciones vivaces de plataformas siliciclásticas, y moderadas en plataformas carbonatadas.

Si cualitativamente es muy evidente la diferente capacidad de producción y aporte de carbonatos y arcillas, es realmente difícil cuantificar la magnitud posible de crecimiento sedimentario de unas y otras facies en el tipo distensivo que tratamos de modelar. A pesar de ello, tomando como base el Mioceno del Golfo de Valencia y el Mesozoico arcilloso y carbonatado de Río Segura G-1 (Area de Moratalla) puede llegarse a un orden de magnitud del 30% y 70% respectivamente y como capacidad de crecimiento para carbonatos y arcillas. Esta simulación es sin duda muy rudimentaria, ausencia de múltiples puntos de control, pero parece acorde con experiencias personales obtenidas en otras cuencas y puede ser aplicada al área Prebético como una estimación de partida.

Aplicadas estas cifras a las series estratigráficas tipo de Prebético Externo e Interno, se llega a obtener que la capacidad de crecimiento sinsedimentario,promedio de arcillas y carbonatos de ambos conjuntos tipo, puede cifrarse en los órdenes de magnitud representados (fig 214).

Así pues, y aunque la cuantificación sea sólo muy aproximada, puede entenderse que la capacidad de generar depocentros locales es mucho mayor en el arcilloso y bien alimentado en sedimentos Prebético Interno, que en el carbonatado Prebético Externo.

Continuando con la simulación propuesta, podemos también asumir que, sobre cualquier posición paleogeográfica, el espesor sedimentario del compartimento alto de una de estas fallas sinsedimentarias (footwall) y el relativo a la cresta antiformal del compartimento hundido (hanging wall anticline) son prácticamente semejantes.

El crecimiento sedimentario se realizará entonces en el depocentro del pie de falla (hanging wall syncline), en el que litologías arcillosas y carbonatadas crecerán de la forma porcentual que hemos estimado (fig 215).

De otra parte, la actividad sinsedimentaria puede ser concebida bajo dos modelos extremos de subsidencia tectónica diferencial: Subsidencia mayor y subsidencia compensada con la alimentación en sedimento (fig 216).

Es seguro que el modelo real no será exactamente ni uno ni otro y que variará de unas fallas a otras, pero dado que tratamos de una deformación sobre masas salinas, es razonable adoptar el primer caso por cuanto representa una mayor cantidad de extensión a nivel del Trías, que es imprescindible para la halocinesis y que es lo reconocido en numerosas cuencas salinas usadas como modelo conceptual.

Es evidente que si adoptásemos el segundo caso, subsidencia compensada con sedimentación, al invertir por compresión tectónica estas estructuraciones previas,generaríamos cabalgamientos con un acortamiento muy moderado, con lo que habríamos elegido una alternativa que haría aún más evidente la escasa penetración de la fase compresiva del Mioceno Inf. Es decir, situamos la geometría de partida en aquella que más puede enmascarar una tardía compresión tectónica, la que necesita un mayor acortamiento para generar imágenes de cabalgamiento.

Las conclusiones de toda esta simulación teórica están graficadas en la figura 217, donde partiendo del modelo propuesto puede deducirse que para una idéntica cantidad de extensión a nivel del Triásico, es más fácil generar un cabalgamiento a nivel del Mioceno Inferior, menor cantidad de acortamiento, en el más Interno de los Dominios paleogeográficos.

Si el Prebético Interno, más próximo a la banda de colisión Burdigaliense no provee cabalgamientos frecuentes y el Prebético Externo tampoco los identifica en el área que describimos, cabe admitir que el esfuerzo compresivo fue

mínimo o muy atenuado en ambas paleogeografías y que sólo ocasionalmente recuperó la extensión alcanzada durante su larga etapa sedimentaria.

Si partiesemos de un modelo de subsidencia compensada con aporte de sedimentos (fig 216), el acortamiento tectónico necesario para generar cabalgamientos sería muy pequeño y similar en Prebético Externo e Interno. Multitud de cabalgamientos y fallas inversas se habrían producido con una inversión tectónica prácticamente igual a la extensión sedimentaria.

Los problemas de una simulación como la propuesta no terminan tan solo con las simples y poco documentadas cantidades de extensión-crecimiento sedimentario y compresión que hemos indicado, pues es evidente que un reordenamiento diapírico post-tectónico ha continuado hasta hoy en aquellas áreas o estructuraciones donde no se colapsaron las raices salinas o quedaron volúmenes de sal lo suficientemente importantes. Las figuras 218 y 219 presentan esquemas conceptuales que tratan de adivinar las posibilidades de esas tres etapas morfoestructurales que han contribuido a la actual geometría de las estructuras del Prebético: Extensión sinsedimentaria, compresión del Mioceno Inferior y diapirismo postectónico. Las figuras parten de deformaciones diapíricas pre-tectónicas sucesivamente mas evolucionadas.

Según muestran los modelos bien conocidos de cuencas salinas y revelan las edades de los frentes de olistolitos, las carapazas de tortuga de segunda generación, la contaminación de pequeña talla, etc... es seguro que la extensión generada por el diapirismo sinsedimentario pretectónico fue mucho más notable en el Prebético Interno que en el Externo. Es así como es posible alcanzar la complejidad estructural que hoy es posible observar en este Interno Dominio paleogeográfico: arcos estructurales, cicatrices salinas, multitud de direcciones, etc...

Si el grado de evolución diapírica pretectónica del Prebético Interno fue muy alto y los cabalgamientos y fallas inversas son realmente esporádicos, a pesar de las predisposición sugerida por los supuestos de extensión-crecimiento, es lógico deducir que las posibilidades de reordenación diapírica postectónica son pequeñas y locales; diapirismo previo muy evolucionado con colapso de las vías de migración salina. Cabe así deducir que la gran mayoría de las estructuras hoy observadas en el Prebético Interno son de génesis diapírica con un posterior retoque compresivo de escasa entidad.

En el Prebético Externo existen numerosos signos de una evolución diapírica postectónica intensa: Olistolitos en el Mioceno Superior-Plioceno, caparazas de tortuga en Plioceno-Cuaternario y numerosos diapiros con relieve positivo. A la vez, es conceptualmente lógico que la deformación diapírica pretectónica fuese menos intensa que en el Prebético Interno; deformación creciente desde el margen en las cuencas salinas modelo. Cabe así razonar que el diapirismo postectónico es la causa que más contribuye a la deformación estructural del Prebético Externo.

Para terminar, hemos realizado un esquema regional presentado en la figura 220 en el que se establece una clasificación de modelos estructurales distensivos. Este intento de caracterización no debe entenderse como que las estructuras así clasificadas sean exclusivamente distensivas-salinas, si no que es este el origen inicial de las mismas. Se entiende que no estamos aún maduros para establecer que cantidad de acortamiento compresivo afectó a cada una de las estructuras finalmente observadas. Como indicamos repetidamente, líneas sísmicas, sondeos, y detallados mapas de isopacas serían datos decisivos que no poseemos.

Esta figura, que es seguro contendrá errores interpretativos, creo que justifica, a pesar de ellos, aquellas líneas de introducción en las que me atreví a decir que el Prebético Oriental representa uno de los mas bellos modelos de deformación diapírica aflorante que conozco. También me parece que merecía la pena saltar, en un mismo trabajo, de la Estratigrafía Secuencial a la Deformación Estructural, para mostrar como, Subsuelo y Superficie, no es que colaboren, es que son una misma Geología. De ahí que me rebele cuando se "tacha de informales" a muchos trabajos que se nutren de observaciones de subsuelo, y a la vez y curiosamente, caso de la aplicación sísmica a la Estratigrafía Secuencial, métodos, poco geológicos, se sobrevaloran con demasiada frecuencia. Hagamos interpretación geológica con todo lo que esté a nuestro alcance y olvidémonos de si el método es formal o informal, no sea que por no poderlo tocar, lo tratemos de informal, poco ortodoxo o fantasma, y nos quedemos sin las posibilidades que brinda.

V. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los métodos de subsuelo aplicados a la interpretación estratigráfica y estructural del Prebético y del Golfo de Valencia han sido integrados con los datos de superficie. Este conjunto de observaciones permite establecer una serie de conclusiones y de ideas o líneas de investigación que, dada su amplitud temática, es conveniente describirlas bajo tres epígrafes diferentes: Metodológicas, Regionales o del Area de trabajo y Conceptuales.

A. CONCLUSIONES METODOLÓGICAS

- Líneas sísmicas y datos de sondeo constituyen dos herramientas precisas para,y respectivamente,realizar la interpretación estructural y el análisis estratigráfico secuencial de una cuenca sedimentaria. Cuando la arquitectura sedimentaria,plataforma-talud-cuenca,es cruzada por las líneas sísmicas, su grado de utilización estratigráfica aumenta y es entonces posible llegar, sólo con ellas, a definir Secuencias Deposicionales de primer orden.

- Para la interpretación estratigráfica secuencial, los problemas de las líneas sísmicas se agravan con la deformación estructural, la compactación de los sedimentos y el medio sedimentario de depósito. Plataformas y Cuencas son frecuentemente inexpresivas.

- Un nuevo avance tecnológico en la calidad y definición vertical de nuestras líneas sísmicas será preciso para que sólo con ellas advirtamos la finura y diversidad del medio sedimentario.

- Las polaridades sedimentarias transgresivas o regresivas que conceptualmente definen los "System Tract" que integran las "Depositonal Sequences" son fácilmente identificables con las diagrafías de pozo. La respuesta del log G. Ray es especialmente atractiva para este propósito pues llega incluso a mejorar las observaciones de superficie que usualmente proporcionan formaciones arcillosas o blandas y grandes paquetes dolomíticos y evaporíticos.

- Los problemas muy específicos que puede ocasionar la interpretación del perfil G. Ray, en especial formaciones limpias, pero radiactivas, y formaciones complejas tipo dolomía-anhidrita, pueden ser facilmente subsanados con el concurso de otras diagrafías de pozo e incluso con los modernos G. Ray selectivos tipo N G T.

- La correlación de sondeos permite establecer transversales margen-cuenca para individuales "System Tract" y "Depositional Sequences", en las que los cambios de facies y medios, son fácilmente integrados. Del mismo modo, las transversales margen-cuenca pueden incluir un elevado número de Secuencias Deposicionales completas y es así como podemos llegar a visualizar las relaciones espaciales entre ellas existentes. Esto no es otra cosa que dibujar la arquitectura básica de litosomas y formaciones que constituyen el relleno sedimentario de una cuenca. Esta metodología implica que el criterio de correlación diagráfica no es el de pico-pico y si el de Episodios con polaridad sedimentaria definida o conceptuales "System Tract".

- La condensación estratigráfica y sedimentaria, especialmente la originada en paleogeografías profundas y en márgenes de área de depósito, constituye el principal obstáculo a esta metodología de interpretación estratigráfica secuencial en sondeo. Otro obstáculo relativo, pero a veces importante, se relaciona con la usual mala caracterización cronoestratigráfica que ofrecen los sondeos profundos.

- La caracterización de las secuencias genéticas a lo largo de su agrupamiento vertical para constituir una Parasecuencia o "System Tract" permite, en numerosas ocasiones, definir la posición paleogeográfica del punto de observación provisto por el sondeo, el tipo de sistema progradante o retrogradante -rampas, taludes, cortejos de nivel bajo, etc...- y el grado de compensación entre aportes o generación de sedimento y subsidencia; parasecuencias tipo "backstepping" y "forestepping". Las diagrafías de pozo no deben usarse para la interpretación sedimentológica de detalle, pues en realidad no seríamos capaces de definir mas allá de sistemas canalizados de cualquier origen: fluviales, turbidíticos, etc... La atribución específica a estos sistemas canalizados proviene no de la forma de las curvas diagráficas si no de la situación que dichos medios ocupen en los diferentes "System Tract" y en la paleogeografía provista por la transversal margen-cuenca.

- La interpretación estratigráfica secuencial puede ser realizada desde un solo pozo, pero no alcanza una mínima exigencia científica hasta que no es comprobada y correlacionada sobre varios sondeos convenientemente espaciados en la cuenca.

- La interpretación de las diagrafías de pozo no debe realizarse sin el concurso de los numerosos atributos geológicos que acompañan el informe final de un sondeo: litología, edad, coloración, contenido biológico, etc... No hacerlo así sería algo equivalente a mirar un afloramiento tan solo de cerca o de lejos, y no

desde ambas perspectivas.

B. CONCLUSIONES DEL AREA DE TRABAJO

B_1. ESTRATIGRÁFICAS

- Las posibilidades de análisis secuencial brindado por los sondeos de exploración petrolífera han permitido jerarquizar las discontinuidades sedimentarias mayores que habían sido caracterizadas, en su mayoría, por trabajos de superficie anteriores. Entre estas discontinuidades estratigráficas se han distinguido y correlacionado numerosos conjuntos de facies y litofacies que de acuerdo con sus polaridades sedimentarias, arquitecturas deposicionales, relaciones geométricas y discontinuidades menores de techo y base, son conceptuales "System Tract" integrantes de "Depositional Sequences".

- Estas Secuencias Deposicionales y Cortejos o Episodios están presentes en los tres dominios paleogeográficos donde se distribuyen las observaciones de sondeo: Prebético Oriental, Ibérico Levantino y Golfo de Valencia. Y aunque no se haya alcanzado un precisa cronología de Secuencias y Episodios, son, en si mismas, correlacionables.

- Siempre que ha sido posible,las numerosas y más conocidas Unidades Litoestratigráficas, Formaciones, Litosomas, etc... definidas en trabajos de superficie han sido correlacionadas con las observaciones de sondeo. Se realiza así una primera ordenación en Secuencias y Episodios del Mesozoico de las plataformas del Prebético Oriental e Ibérico Levantino y su prolongación al Mediterráneo del Cabo de la Nao y Golfo de Valencia.

- Cada Secuencia de Depósito y el conjunto de ellas, han sido esquematizadas en transversales margen-cuenca que significan una primera aproximación a la arquitectura sedimentaria del margen Beti-Ibérico.

- Los grandes Grupos de Formaciones del Neógeno del Golfo de Valencia y Cabo de la Nao han sido igualmente subdivididos en Secuencias Deposicionales y sus correspondientes Cortejos o Episodios. Las relaciones geométricas y medios de depósito de los relativos al Messiniense y Plioceno, permiten invalidar el viejo modelo de desecación de la cuenca durante la llamada Crisis salina del Messiniense.

- Aunque muy escasos pozos penetran la sección estratigráfica relativa al Paleógeno, ellos posibilitan diferenciar un Paleógeno tipo Molasa en el Sistema Costero Catalán y un Paleógeno preorogénico en el área Prebética. En el primero, las rupturas sedimentarias son por el momento no correlacionables y atribuidas a pulsaciones tectónicas locales y diacrónicas. Con muy escasos puntos de control se anticipa para el Paleógeno Bético la presencia de un mínimo de cinco Secuencias de Depósito.

B_2. ESTRUCTURALES

- La colaboración entre geología de superficie y de subsuelo ha permitido interpretar un modelo de deformación diapírica pre y post-tectónica sobre extensas áreas del Prebético, de la Ibérica Levantina y del Golfo de Valencia-Cabo de la Nao. De esta forma, numerosos anticlinales, sinclinales y cabalgamientos, atribuidos con anterioridad a una tectónica compresiva del Mioceno pueden ser traducidos como antiformas, sinformas, fallas tipo lístrico y olistolitos de cresta diapírica.

- La deformación estructural, que hoy puede observarse en el sector antes descrito, ha sido generada durante tres estadios y procesos diferentes: Deformación preorogénica merced a fallas normales que enraizando en el Trías movilizan y focalizan las principales líneas salinas, movimientos compresivos durante el Mioceno Inferior que,en la mayoría de los casos,no llegaron a recuperar la extensión previa,y una fase postorogénica final, de reordenación diapírica. Podría así decirse que el área Prebética ha pasado a ser uno de los más hermosos ejemplos aflorantes de una clásica provincia diapírica: Antiformas, sinformas, cicatrices salinas, caparazas de tortuga de primera y segunda fase, y olistolitos de cresta diapírica, son identificados y genéticamente relacionados. Los conocidos y localmente vistosos diapiros aflorantes son, por así decirlo, la punta del iceberg.

- Como ocurre en otras bien conocidas provincias salinas, la deformación es creciente desde el margen a la cuenca. Esta progresiva diferenciación estructural se refiere no sólo a la diversidad y complejidad morfogenética que el diapirismo en si mismo encierra, también a la precocidad con la que se produce la deformación y muy especialmente a los momentos en los que la cubierta mesozoica fue totalmente extruida por la sal.

- Las líneas sísmicas y las cartografías geológicas del más Occidental de los sectores revisados, Nerpio-Moratalla, permiten adelantar que el cartográfico frente de las Unidades Intermedias y Subbético no está relacionado con una rampa tectónica ascendente y que el mismo puede equipararse con el frente tipo olistostrómico que caracteriza el actual eje del Golfo de Valencia.

C. CONCLUSIONES CONCEPTUALES

Es un tanto atrevido iniciar este último apartado bajo el epígrafe de conclusiones, pues algunas de las que indicaré, puede que sólo sean ideas más o menos sustentadas por lo datos obtenidos en este trabajo y también, porqué no, por lo obtenido y aprendido en otras muy distantes áreas que no vienen al caso describir por lo extenso, variado y geográficamente desconectado. Me refiero a aquellas observaciones e interpretaciones que provienen de los distantes lugares donde mi trabajo en Repsol Exploración me llevó.

Hecha esta aclaración, creo que las páginas siguientes, que son exclusivamente dedicadas a la temática de las "Depositional Sequences", pueden entenderse como una serie de ideas conceptuales que es prematuro elevar el rango de conclusiones por la dificultad de reunir todos los controles para ello necesarios; controles implicados en la propia concepción genética de las Secuencias Deposicionales: Eustasia, subsidencia, clima, etc...

También es verdad que, siendo consecuente con mi forma de pensar, podría seguir hablando de conclusiones puesto que entiendo que esta "adjetivación" no quiere ni mucho menos decir que lo concluido sea absolutamente cierto. Es decir, si se toma la palabra conclusiones como realmente debe tomarse, como resumen de un interpretación acertada o errónea, no habría ningún motivo para estas líneas aclaratorias. Me parece haber dicho ya que la Geología es una ciencia que no comete errores cuando maneja todos los datos del problema, pero que esta situación es usualmente imposible.

Las conclusiones que siguen participan de esta problemática y aunque las creo suficientemente sustentadas y ante todo lógicas, dejo abierta, en espera de nuevos datos, cualquier otra línea de interpretación.

Tratando de ordenar un poco la complejidad conceptual de las Secuencias Deposicionales, iniciaremos este resumen por lo que llamo conceptos fundamentales, que vienen al caso por la frecuencia con la que aparecen erróneamente aplicados en modernas publicaciones; continuaremos por la caracterización de los System Tract y acabaremos por una inicial sistemática de las modalidades de superposición de las Secuencias de Depósito, y comentarios relativos a la ciclicidad eustática y a la correlación global.

C_1 Conceptos

- Las Secuencias Deposicionales han sido concebidas para medios sedimentarios marinos y en ellas es posible incluir sedimentos continentales, progradantes o retrogradantes, en la plataforma, el margen y en los surcos erosivos "Incised valley" generados en el S. Tract de Nivel Bajo. Extrapolar su organización a las cuencas continentales, muy alejadas o aisladas de la influencia marina es todavía imposible. La organización secuencial de estas cuencas la vería hoy más acorde con los conceptos implicados en las Unidades Tectosedimentarias, puesto que los procesos tectónicos también generan una polaridad sedimentaria: Distensivos granodecreciente y compresivos granocreciente. El problema de las Unidades Tectosedimentarias es su ámbito de aplicación, en función de la heterocronía de los procesos tectónicos dentro de una misma cuenca, y muy especialmente en las bandas activas de la misma.

- Cualquier facies sedimentaria marina es posible encontrarla en cualquiera de los tres estadios de nivel marino. Durante un S. Tract Transgresivo, y como ejemplo de un caso límite, un cañon de alimentación turbidítica no dejará de ser activo si la inestabilidad de sus propias paredes, el motivo tectónico que lo pueda generar o el poder de un gran río que lo conecte, no desaparecen. El dibujo conceptual de P.R.Vail es una acertada simplificación de las facies más características de cada estadío de nivel, pero no de las exclusivas.

- En su concepción original, el hecho diferencial de los S. Tracts, que conforman una Secuencia Deposicional, es el nivel marino. Para un intervalo de tiempo tan corto como el usualmente comprendido en muchos S. Tracts, la subsidencia del margen debe considerarse uniforme y es así como la polaridad progradante o retrogradante de los sedimentos debe entenderse relacionada con el efecto que en el volumen de sedimentos y en el volumen donde distribuirlos, sean capaces de generar las modificaciones del nivel marino.

La cantidad de aportes sedimentarios dependerá de variados factores tales como clima o poder hidráulico del área emergida y topografía del continente, para siliciclásticos especialmente, y condiciones ecológicas, para

la producción de carbonatos, cuando de estos se trate. No es nada probable que cambios moderados del nivel marino sean capaces de cambiar globalmente los factores que condicionan la cantidad de sedimento y mucho menos de un modo tan instantáneo como puede concebirse el momento inicial del cambio de polaridad sedimentaria; momento de cambio de uno a otro S. Tract. Es decir, la cantidad de aporte sedimentario no puede cambiar sincrónica y globalmente en la diversidad de situaciones que los bordes continentales brindan.

El volumen disponible donde distribuir el sedimento,si que podemos entenderlo directamente relacionado con los cambios del nivel marino. Una bajada de nivel tiene a su disposición un enorme volumen; la propia plataforma externa y la cuenca. Un ascenso provoca un cambio de espacio tanto más limitado cuanto más modesto sea y tanto más montañosa sea el área a inundar. Una estabilización no modificará el espacio disponible previo.

Así las cosas, el único criterio de orden global que podemos encontrar para la correlación de ascensos y descensos es precisamente la modificación del volumen donde distribuir el sedimento que cada específica área geográfica esté produciendo ¿Es esto suficiente para la correlación a nivel global? Creo que si cuando de cambios de larga duración y relativa magnitud se trate, y busquemos la correlación sobre bordes continentales y no locales puntos de aporte, y me parece posible, pero difícil, cuando de fluctuaciones cortas o de magnitud moderada estemos tratando. Es así como el ambito geográfico y el intervalo temporal focalizan el problema de la correlación, su solución final sólo pasará por relojes geológicos mucho más finos y muchos más puntos de observación y control que los hoy disponibles.

Es preciso además entender que tales posibilidades de correlación global se basan en que desde la disgregación de Pangea ha habido una comunicación oceánica y que en tal correlación no podremos incluir cualquier cuenca sedimentaria, por muy grande que sea y mucha agua que contenga si está aislada de las orillas oceánicas por barreras naturales, topográficamente elevada, etc... es decir, fuera del gran océano común.

- El primer sedimento marino que alcanza un rift intracontinental o un margen cratónico no significa que tal momento marque el inicio de un S. Tract Transgresivo, pues es tan sólo el momento en que el agua y sedimento marinos alcanzaron ese punto geográfico. Es decir, puede y debe haber sedimento continental equivalente en tiempo al impulso transgresivo. Es aquí donde creo entender el porqué del adjetivo relativo en la concepción de P.R. Vail, pues de hecho la expresión del onlap transgresivo genera múltiples puntos diacrónicos que no pueden ser usados con; la precisión que deseamos, puesto que ni arriba ni abajo de la superficie transgresiva existe siempre una sedimentación continua. El tiempo geológico no se detiene y existen a la vez áreas con depósito marino o continental y áreas en erosión, marina o continental.

Esta situación expresa otra coincidencia entre Unidades Tectosedimentarias de A. Garrido Megías y "Depositional Sequences"; tiempo de erosión más de depósito constante entre dos discontinuidades sedimentarias. Entonces el problemas no es otro que el de precisar la edad de la discontinuidad, ya sea para el onlap transgresivo con el que iniciamos el párrafo, como para los diferentes downlap regresivos, el de bajo y alto nivel.

Si el eustatismo es tal y como se propone, cíclico y con modificaciones de nivel importantes, ambas cosas admiten dudas que más tarde veremos, la dificultad crece porque los únicos puntos con segura sedimentación continua quedarían relegados a las cuencas profundas, y allí la condensación y la ausencia de energía hacen, de momento, imposible identificar los cambios de nivel por sus polaridades sedimentarias correlativas.

No es pues nada fácil encontrar el primer registro sedimentario correlativo con cada cambio de nivel y es por eso por lo que debemos ser condescendientes con las precisas cronologías y correlaciones con la conocida y privilegiada composición geológica que representan los patrones de referencia de Absarooka, Zuni y Texas de B.U. Haq et al.

C_2 System Tract

- Los Episodios de Nivel Bajo (L SW/S M W) están relacionados con un descenso del nivel marino que provoca la entrada en erosión de la plataforma construida durante el Episodio de Nivel Alto inmediatamente anterior. La magnitud de este descenso eustático generará una mayor o menor superficie a erosionar; tan solo el margen, la plataforma externa, o incluso alcanzará al talud.

El incremento de aporte sedimentario coincide con un volumen relativamente infinito donde ser distribuido y el límite erosión-sedimentación variará desde la plataforma interna a la externa o a la cuenca, en función de la magnitud del descenso y el tiempo que este tarde en estabilizarse. Conceptualmente es así posible modificar el esquema original de P.R. Vail con la introducción de descensos y depósitos aún más moderados que los del tipo cuña de margen (S M W), los que podríamos llamar Cuñas de Plataformas (figura 221). El problema

de estos es que son difíciles de detectar con sísmica y sondeo, pero es lógico que existan y son probablemente la causa de que sistemáticamente en el Mesozoico y Neógeno,que hemos trabajado,hayamos encontrado escasísimos Episodios de Nivel Bajo.

- Las discordancias correlativas con los tres tipos anteriores (fig 221) serán progresivamente más evidentes y penetrativas y sólo en el caso correspondiente a una mayor magnitud de descenso se generarán los "Incised Valley", que estarán especialmente ubicados en el borde externo de la plataforma y que deben su origen mas a una erosión submarina, cabecera de sistemas de alimentación turbidítica, que subaérea.
Es evidente que la organización interna de un L S W con B F F , S F C y P C , pone de manifiesto que el P C supone la estabilización del descenso eustático y es inconsecuente que puesto que sus sedimentos fosilizan los "Incised Valley" estos sean subaéreos. Si así lo entendiesemos el P.C. habría que depositarlo en subida del nivel del mar.

El modelo Messiniense del Golfo de Valencia muestra infinidad de canales erosivos que están siempre fosilizados por sedimentos marinos,y hay que desplazarse hasta el margen extremo, hoy emergido, para encontrar fosilizaciones de facies continentales.

Llegamos indirectamente a la conclusión de que estos descensos destructivos de la plataforma marina no parecen de tanta magnitud como,en general,a ellos se atribuye.

- Dos tipos principales de S. Tract L S W pueden ser diferenciados, los que por analogía con los S. Tract H S T podemos llamar de hábito progradante o "forestepping" y los de disposición retrogradante o "backstepping". Progradación y retrogradación está ahora únicamente referida a la ordenación interna de sus grupos de facies, no a sus relaciones con las líneas de costa y talud.

En realidad creo, sin poder demostrar, que todos los S. Tract L S T son inicialmente progradantes y después retrogradantes, coincidiendo ambas organizaciones con las fases iniciales del descenso eustático y la ralentización del mismo en su camino hacia la estabilización final del Prograding Complex (fig 221). El razonable cambio en el volumen de sedimento a distribuir y el conceptual infinito espacio que hay para albergarlo constituyen la base de la anterior idea.

- Los S. Tract Transgresivos coinciden conceptualmente con un ascenso generalizado del nivel marino que siempre expande el volumen sedimentario donde distribuir el sedimento que alcance la línea de costa. De cualquier forma esta expansión del espacio disponible no parece motivo suficiente para explicar el hecho diferencial más característico de los Episodios T S T , que no es otro que el escaso espesor de sus depósitos.

Esta delgada capa de sedimentos que los caracteriza, por comparación con los L S T y H S T que los enmarcan, y la expresividad de la arcillosidad y concentración de materia orgánica que señala la superficie de inundación máxima (m.f.s.) del techo, podrían ser explicados por una disminución regional del volumen de sedimento a distribuir. Es difícil conseguir datos de sondeo del extremo margen interno de uno de estos S. Tract Transgresivos, pero en las contadas ocasiones en que lo conseguí, Cuencas Subandinas de Colombia y Venezuela, ellas han mostrado que tan solo en estas paleogeografías de borde, el sedimento transgresivo es mas espeso que el relativo al S. Tract H S T que le precede (fig 222).

- Cuando se dispone de suficientes puntos de control,distribuidos de modo regional, el espesor anómalo de los Episodios Transgresivos, generado en base a visibles fenómenos de agradación de facies, permite distinguir los puramente eustáticos de los correlativos con movimientos tectónicos distensivos o fuertemente subsidentes, casos del Jurásico Inferior de Béticas y del Burdigaliense del Sistema Costero Catalán.

- La caracterización,en base a mapas geológicos regionales,de la magnitud de un ascenso eustático por la extensividad de sus sedimentos correlativos,es un método peligroso, pues la eficacia de una transgresión está controlada por dos factores: Por la magnitud del ascenso y por la topografía del área a inundar. Extensas llanuras fluviales son el ejemplo más característico de predisposición a transgresiones muy penetrativas que no corresponden a ascensos notables.

- Los S. Tract H S T comienzan en el momento en que el impulso transgresivo antecedente sufre la estabilización. Estos Episodios de Nivel Alto no modifican el volumen sedimentario previo y disponible alcanzado por la máxima costa transgresiva, y siempre muestran una polaridad sedimentaria regresiva o progradante. Esta marcada progradación de sus depósitos sedimentarios puede ser entonces entendida,sin necesidad de un notable aumento del material sedimentario con respecto al S. Tract Transgresivo que les antecede, pues no significan una modificación del perfil de equilibrio de los ríos alcanzado en el momento transgresivo máximo.

Si para los sedimentos siliciclásticos podemos dudar de esta estabilidad de aportes entre T S T y H S T , no encuentro ningún motivo para tal duda cuando de plataformas carbonatadas, limpias de detríticos y alejadas de la línea de costa se trata ¿Por qué incrementar la producción de carbonatos una vez alcanzado el máximo nivel

eustático? ¿Es qué puede entenderse la sistemática presencia de un cambio ecológico?

De otra parte, hemos visto ejemplos donde la escasez de sedimento es tan notable en los S. Tract Transgresivo como Regresivo de nivel alto. Ellos sirvieron para hacer notar que la arcillosidad de una S. Deposicional, como la representada por el llamado Tortoniense-2, no es siempre sinónimo de un impulso transgresivo notable.

Es de esta guisa como me inclino a pensar que no hay una relación directa entre ascensos y estabilizaciones del nivel marino y el poder erosivo del área emergida y si sólo un cambio del lugar geométrico, franja costera, donde el sedimento es en primera instancia obligado a depositarse. La progresiva extensión y permanencia, casos transgresivos y regresivos respectivamente, harán que el mismo volumen de aporte sedimentario retrograde o progrado. Esta línea de interpretación parece tanto más razonable cuanto más nos apoyamos en la observación,ya citada,de que el S. Tract Transgresivo es más voluminoso que el S. Tract Regresivo en el extremo margen interno. No creo pues evidente que el volumen de sedimentos que alimentan al margen sufra cambios con el paso de uno a otro S. Tract.

- Dos tipos principales de S. Tract tipo H S T son identificados, los que han sido llamados "forestepping" y "backstepping". Los primeros muestran una clara organización progradante y generan un talud o borde externo,muy inestable,que acaba por proporcionar sistemas turbidíticos que progradan en cuenca a idéntica velocidad que el talud,y caracterizan depósitos turbidíticos muy extensos y poco espesos. Los segundos enseñan secuencias genéticas granocrecientes que se agrupan en una parasecuencia energético-decreciente (fig 222).

Unos y otros son respectivamente asimilados a fenómenos de descompensación positiva o negativa entre el volumen de aportes y la subsidencia, que es, al fin y al cabo, la generadora del espacio donde distribuir el sedimento una vez que el nivel marino está estabilizado.

Como no parece normal o lógico que las plataformas sufran notables cambios en el ritmo subsidente cuando de subsidencia térmica se trata, las S. Deposicionales tipo "backstepping",creo deben ser asimiladas a cambios en el poder erosivo del área emergida que pueden ser entendidos como cambios climáticos de larga duración, casos del Tortoniense-2 y Messiniense-1 del Golfo de Valencia.

- Si el inicio de un S. Tract tipo H S T corresponde conceptualmente con una estabilización del nivel marino ascendente del S. Tract tipo T S T que le antecede, el borde deposicional de sus depósitos marinos no puede ser extensivo respecto a los sedimentos transgresivos. Si así fuese habría que introducir el efecto de una subsidencia localizada en el borde del área emergida o admitir que el S. Tract tipo H S T es también depositado en subida del nivel marino. El primer caso es un tanto ilógico y para admitir el segundo tendríamos que aceptar que todas las diferencias existentes entre T S T y H S T serían provocadas por una diferente velocidad ascensional del nivel marino, rápida en T S T y ralentizada en H S T.

Confieso que muchas líneas sísmicas inducen a interpretar la existencia de un onlap extensivo a costa en los segmentos medio-interno de muchas plataformas marinas. Conozco que el inicio de un H S T es interpretado en ascenso de nivel marino y que el cambio de polaridad sedimentaria, transgresiva a regresiva, es interpretado por el efecto que la ralentización del ascenso provoca en el espacio donde distribuir el sedimento. No hemos dispuesto de pozos en posiciones de margen que puedan aclarar estos conceptos, pero, si son ciertos, la interpretación de cuencas sedimentarias mediante correlaciones de S. Tract solo sería fiable lejos de los margenes y de enclaves,donde el aporte sedimentario sea anómalo.

C_3 Sedimentos continentales equivalentes a S. Tract

Ya se ha indicado que las variaciones del nivel marino no pueden ser registradas en cuencas continentales aisladas o muy alejadas de la costa oceánica puesto que en ellas las modificaciones de los volúmenes de sedimento y de área de depósito están controladas por procesos tectónicos de actuación regional o local.

Estas líneas siguientes están así únicamente dedicadas a la problemática de las facies continentales relativas a las llanuras costeras, generalmente fluviales, ocasionalmente evaporíticas, que no están topográficamente incomunicadas del medio marino.

Muchas formaciones sedimentarias que pueden ser asimiladas a este gran y poco específico medio paleogeográfico han sido observadas en la primera parte del trabajo: Triásico Medio y Superior, Facies Purbeck y Weald y Albense en facies Utrillas. Estas observaciones han posibilitado la interpretación,más o menos evidente, de que dichos grupos de facies canalizadas mantienen una organización interna que puede resumirse en una inicial

secuencia energético-decreciente y otra final energético-creciente.

Hemos interpretado que tales secuencias serían correlativas con S. Tract Transgresivos y Regresivos de Nivel Alto, puesto que conceptualmente un S. Tract tipo L S T es fundamentalmente una fase erosiva y somos incapaces de descubrir con sondeos los depósitos residuales, que los habrá, del generalizado periodo de erosión y encajamiento de la red fluvial, y habrá tanto más depósito continental equivalente de un L S T cuanto menor sea la magnitud del descenso eustático correlativo.

Junto a esta inoperancia del método, hemos advertido que no estamos tampoco nada seguros de que la correlación-equivalencia interpretada sea correcta. Veamos unos esquemas conceptuales que tratan de reunir,de forma simple,la problemática de estas llanuras costeras.

Si una formación deltaica es energético creciente,no hay mucho inconveniente en establecer idéntica polaridad para la llanura fluvial a ella conectada. Alejado del borde marino, el frente de arranque o alimentación de esta llanura fluvial será energético decreciente o creciente para los casos de estabilidad tectónica o tectónica distensiva y tectónica compresiva respectivamente. Es decir vuelve a plantearse los cambios de polaridad que puede albergar un Episodio Continental desde el frente de montaña a la línea de costa; hecho diferencial con los Episodios marinos que mantendrán siempre parasecuencias de idéntica polaridad desde la plataforma a la cuenca, con la salvedad indicada y dudosa de los márgenes y puntos de aporte anómalo.

Si iniciamos un ciclo eustático a partir de este momento de Nivel Alto, esquemas de la figura 223, durante el S. Tract de Nivel Bajo se producirá la correlativa erosión subaérea de un segmento,mas o menos extenso de la llanura de inundación previa,y al menos durante el estadio equivalente a la estabilización marina del Prograding Complex,se depositará una cuña de sedimentos de borde y la probable colmatación de los canales erosivos previos. Estos últimos mostrarán simples secuencias canalizadas, pero la cuña de borde es de nuevo asimilada a sedimentos de tipo canalizado energético crecientes.

Una subida de nivel marino, como la representada en el esquema, acabará por fosilizar y retrabajar la cuña de borde y las facies canalizadas, y durante el ascenso depositará y retrabajará cuñas ascendentes de facies fluviales,que creemos organizadas en secuencias energético decrecientes por la superposición de canales distales sobre proximales. Esta organización energético decreciente constituye el punto clave de la interpretación, pues muchas dudas, que por evidentes no es preciso describir, recaen en ella, pero son las que en su momento interpretamos para las Areniscas de Manuel y las basales Arenas de Utrillas y tanto en uno como en otro caso, pero especialmente en el segundo,la posición paleogeográfica de los sondeos está tan alejada del borde montañoso de la cuenca que nos parece más razonable correlacionar estos cambios energéticos con los cambios de nivel marino que con ritmos tectónicos.

Si la teórica serie de esquemas se completa con el estadio final de nivel alto, una nueva secuencia energético creciente fosilizará la llanura de inundación y culminaremos una distribución de sedimentos tal como la representada.

Estos esquemas muestran que en la faja costera las polaridades sedimentarias de las facies continentales pueden concebirse idénticas a las de sus S. Tract marinos equivalentes, pero es indudable que con la penetración hacia el continente emergido, que es lo mismo que aproximarse al frente de suministro, estas polaridades pueden variar. Es por esto por lo que la línea de interpretación propuesta,sólo debe aplicarse cuando tengamos constancia de que trabajamos extensas llanuras fluviales o evaporíticas no desconectadas de la orilla marina y lejanas al frente de arranque del sedimento..

No cabe duda de que la única forma de progresar en la interpretación secuencial de las facies continentales ha de pasar por el trabajo en campo y por una, casi siempre difícil, precisa cronoestratigrafía que permita la correlación con los S. Tract marinos. Es obvio que no hemos realizado esta propuesta metodológica y es por ello por lo que calificaría de simples ideas las interpretaciones presentadas.

D.- ORGANÍZACIÓN Y CONFIGURACIONES DE S. TRACT Y S. DEPOSICIONALES

La geometría final y muchas de las características de las Secuencias de Depósito está directamente relacionada con una reducida serie de procesos que,incidiendo sobre los individuales S. Tract,conforman su principal y más distintivo carácter. Estos condicionantes, externos o inherentes a cada S. Tract, se me ocurre llamarlos FACTORES DETERMINANTES, ya sea un único factor o una pareja de ellos los que concebimos como responsables del carácter diferenciador.

Es evidente que los tres que a continuación describiremos no nos llevarán a la diversidad de organizaciones y

dispositivos estratigráficos que encierran las cuencas sedimentarias, pero si que creo son tan importantes que los demás pueden ser concebidos como acentos o matices que, agregados a la arquitectura básica provista por el Factor Determinante, acabarán por proporcionar la maravillosa y complicada diversidad estratigráfica:

Factor de CONFIGURACION: Considerado de primer orden por afectar a un elevado número de S. Deposicionales y estar directamente relacionado con el tipo de subsidencia que genera la cuenca.

Factor AREA DE DEPOSITO: Es considerado de segundo orden por su incidencia sobre cada S. Tract individual y depende de la magnitud del cambio eustático.

Factor de PROGRADACION: Considerado de tercer orden por definir la organización interna de cada S. Tract y la geometría de sus depósitos. Es relacionado con lo prolongado o breve del estadio de nivel y con la alimentación en sedimento.

D.1. Factor de configuración

La continuidad de los procesos tectónicos acaba por diferenciar cambios geométricos notables del surco sedimentario que generan, ello obliga a las S. Deposicionales a adoptar dos macro-configuraciones que por su relación con procesos distensivos y compresivos podemos llamar Configuraciones Rift y Molasa (fig 224).

Un surco distensivo genera una configuración centrípeta,o doblemente progradante,de los márgenes y taludes de las S. Deposicionales que lo colmatan durante la etapa de subsidencia térmica. Durante la inicial subsidencia tectónica el dispositivo es inverso, pero como afecta a un número limitado de S. Deposicionales no constituye un carácter tan sobresaliente como el impuesto por las largas etapas de subsidencia térmica.

Un surco compresivo genera una configuración centrífuga o de retrogradación unidireccional de márgenes y bordes o taludes de las S. Deposicionales sintectónicas.

El Triásico y Jurásico-Paleógeno del Prebético representan ejemplos de la configuración rift durante y respectivamente etapas de subsidencia tectónica y térmica. El Mioceno Inf. del Golfo de Valencia y los sedimentos marinos de las cuencas subandinas de Colombia y Venezuela son ejemplos de la configuración molasa.

D.2. Factor área de depósito

La magnitud de un cambio eustático ocasiona en los S. Tract de Nivel Bajo y Transgresivo una distribución paleogeográfica diferencial de sus depósitos sedimentarios. La cantidad del descenso hará que el sedimento de Nivel Bajo quede atrapado en plataforma, borde externo o cuenca. La magnitud de un ascenso controlará el onlap extensivo y lo que es más importante, fija el borde del siguiente depósito de Nivel Alto, que es el que realmente construirá la plataforma y margen de la cuenca sedimentaria (fig 225).

Los ascensos de magnitud importante propician la construcción del margen y plataforma, mientras que los descensos focalizan la construcción del talud y la colmatación de la cuenca.

D.3. Factor de progradación

En los S. Tract Regresivos, lo prolongado o breve del estadio de nivel y las posibilidades de alimentación en sedimento constituyen una asociación cuyas variables combinatorias definirán no sólo el tipo "back o forestepping" de los S. Tract individuales, también las modalidades de superposición y progradación de unos y otros.

Las cuatro posibilidades límite derivadas de alimentación y duración, tales como cambios largos y breves, respectivamente bien y mal alimentados, pueden combinarse con las tres posibilidades derivadas de la magnitud del cambio eustático. Se obtienen así doce posibles arquitecturas para cada S. Tract Regresivo (figs 226 y 227).

Aunque en si cada una de las veinte y cuatro es diferente a las demás, pueden agruparse en cinco tipos principales que caracterizan modificaciones notables en el sistema (fig 228)

1. Construcción del margen durante los S. Tract H.S T propiciados por eficaces impulsos transgresivos previos.

2. Progradación del talud durante S. Tract H S T y L S T.

3. Diferenciación de un 2º talud externo, progradante durante S. Tract L S T y retrogradante en los S. Tract H S T.

4. Agradación de la plataforma y talud.

5. Depósito de suaves cuñas sedimentarias en plataformas.

Estas modificiaciones han sido obtenidas mediante la combinación de los que podíamos llamar casos extremos, que adjetivamos como importantes-moderados-mínimos si tratábamos de magnitudes del cambio eustático y de prolongados-breves, nutridos-desnutridos cuando fijábamos el factor de progradación. Las numerosas situaciones intermedias, que realmente existen entre estos casos extremos, nos proporcionan una idea de la diversidad que es posible obtener en la evolución temporal de márgenes y plataformas.

TIPOS DE SECUENCIAS DE DEPÓSITO

Si asimilamos que la magnitud del cambio, la cantidad de sedimento disponible y la duración del proceso pueden agruparse en un factor único, que nos llevaría a dos situaciones límite, que podríamos definir como generadoras o no de grandes volúmenes de sedimento para cada S. Tract, estos pueden combinarse según ocho diferentes posibilidades o configuraciones que representan los tipos principales de S. Deposicionales posibles (fig 229).

Se observa que ninguno de ellos es el divulgado por P.R. Vail pues, muy acertadamente, el citado y conocido esquema representa una arquitectura híbrida o intermedia entre las muchas posibles. A pesar de la simplificación a ocho tipos principales que acabamos de realizar, podemos observar que los diferentes modelos de superposición conducen a resultados muy similares a los obtenidos para cada individual S. Tract: Construcción del margen, progradación, agradación, generación de un segundo borde externo y geometrías tipo cuña de plataforma.

Si a pesar del escaso relieve que puede en ciertos casos alcanzar un segundo talud, adoptamos este carácter como un motivo significativo, podemos definir dos Grupos de Secuencias Deposicionales que incluyen respectivamente tres Tipos diferentes:

Sec. Constructoras del margen (C): Promovidas por un notable o eficaz impulso transgresivo
- Con Un solo episodio progradante (C1P)
- Con Dos episodios progradantes (C2P)
- Con Dos taludes (C2T)

Sec. Destructoras del margen (D): Promovidas por un notable descenso eustático
- Con Un solo episodio progradante (D1P)
- Con Dos episodios progradantes (D2P)
- Con Dos taludes (D2T)

Si queremos que los taludes y nomenclatura diferencie los cuatro subtipos que incluyen dos taludes, se puede agregar un nuevo símbolo para indicar que episodio, el de bajo o alto nivel, contribuye realmente a la diferenciación geométrica, subíndices A (alto) y B (bajo) y finalmente agregar una N (ninguno) para el caso en que ambos son realmente anodinos.

GRUPO	TIPO	SUBTIPO	ABREVIATURA
C	1P		C_{1P}
	2P		C_{2P}
	2T	B y A	C_{2TB} y C_{2TA}
D	1P		D_{1P}
	2P		D_{2P}
	2T	B y N	D_{2TB} y D_{2TN}

Estas ocho arquitecturas constituyen un inventario que tan sólo para la superposición de dos Secuencias Deposicionales conduce ya a 64 geometrías posibles, si superponemos tres Secuencias Deposicionales alcanzamos 512 posibilidades. Se entiende así la dificultad de encasillar la diversidad de la arquitectura sedimentaria de una cuenca, cuando decenas de S. de Depósito están en ella representadas.

DISPOSITIVOS Y CONFIGURACIONES DE GRAN ESCALA

En la larga historia sedimentaria de plataformas y cuencas, la subsidencia diferencial del margen al borde externo de la plataforma es un hecho tan continuo y constante, en tipo y ritmo, que los dos grandes esfuerzos, distensivo y compresivo, son responsables de dos grandes Configuraciones que hemos llamado Rift y Molasa. La subsidencia es en suma la primera causa creadora del espacio donde distribuir el sedimento y uno u otro tipo modifican lenta, pero en continuo, el surco sedimentario, la proximidad al borde o bordes que constituiran el área fuente, e incluso propiciarán bordes muy o poco promiscuos a la generación de sedimento.

Sobre estas dos grandes Configuraciones (fig 224) se inscriben como peculiaridades o detalles los efectos de segundo, tercer, cuarto, etc... orden, que están genéticamente relacionados con la magnitud de los cambios eustáticos, la cantidad y tipo de sedimento, la duración o brevedad del estadio nivel, clima, topografía del área emergida, geometría del área de depósito, etc... El único de estos acentos que hoy podemos considerar de tipo global es el eustatismo, y es así considerado un factor de 2º orden de las grandes configuraciones.

Se entiende así que cambios en el regimen tectónico dejen huellas de primera magnitud en la configuración de los registros sedimentarios y como tales, creo que es fácil distinguir el paso de la subsidencia tectónica a la térmica, el comienzo de la inversión tectónica y su continuidad o relajación. Cuando el ritmo tectónico, de usual largo periodo, se ha establecido, la magnitud y duración de los cambios eustáticos se constituye en el elemento diferenciador de los registros sedimentarios. Clima, aporte y tipo de sedimento, entre otros, constituyen acentos de orden menor.

La transversal Prebética mantiene aún un elevado número de lagunas de observación y problemas de interpretación, pero creo que un tanto esquemáticamente puede describirse como modelo de una Configuración Rift con una fase de inversión tectónica temporalmente muy distante del inicio del ciclo sedimentario principal.

La figura 230 representa un esquéma en el que se han agrupado o aislado Secuencias Deposicionales que constituyen ejemplos significativos de diferentes causas que, superpuestas en el tiempo, han llevado a una arquitectura tal como la representada. La figura 231 trata de aislar las Secuencias Deposicionales reconocidas y situar algunos litosomas característicos. No tiene más objeto que situarnos en las distintas posiciones paleogeográficas a fin de evitar la distorsión del dibujo obligada por la escala de representación y el detalle que se pretende en él introducir.

Las cuatro S. Deposicionales del Triásico, con márgenes progresivamente extensivos y taludes progradantes, constituyen el dispositivo clásico de una subsidencia tectónica sometida a cambios eustáticos de escasa magnitud y gran eficacia, gracias a la peneplanización provista por las llanuras de inundación que las preceden.

El Jurásico Inferior (Hettangiense-Pliensbachiense) es la respuesta a ascensos igualmente eficaces, pero posiblemente restrictivos con relación a la orilla alcanzada por la Dolomía Tableada de Imon. La conocida diferenciación de la plataforma carbonatada del Jurásico Inferior y estos sucesivos márgenes progradantes, que la erosión impide del todo asegurar, son el resultado del final de la subsidencia tectónica y el inicio de una larga fase de flexuración y fracturación ralentizada o térmica.

Desde aquí al Oxfordiense, especialmente durante el Dogger, se inicia la auténtica diferenciación plataforma-talud-cuenca merced a la introducción de Sec. Deposicionales con Episodios H S T de larga duración que ocasionan una progradación notable; probables Sec. Deposicionales del tipo C2P y C1P.

Del Kimmeridgiense al Valanginiense se asiste, por dos veces, a la primera destrucción importante del margen, controlada por la magnitud de los descensos y la notable duración y alimentación de los Episodios tipo L S T. Son Secuencias del tipo D2P que ocasionan la primera progradación rápida de facies continentales, en plataforma y cuenca.

La Secuencia Barremiense s.s. representa un auténtico problema, pues lo delgado y progradante de sus facies continentales puede ser interpretado tanto por un descenso notable y muy breve, por ello no reconocemos su teórico desarrollado S. Tract L S T de facies marinas, como por un descenso muy modesto que resulta muy eficaz a causa de la extensa llanura de facies marino marginales y lacustres, muy progradantes, que conocemos como Wealdense inferior (Valanginiense-Hauteriviense) que le anteceden. Recuerdo haber anticipado las dudas que planteaba la discontinuidad del límite Hauteriviense-Barremiense.

Las Secuencias de facies Urgoniano, sucesivamente extensivas, representan un nuevo ciclo constructor del margen que se realiza por un ascenso moderado o importante, según interpretemos la Secuencia anterior, y desde luego eficaz. Las Secuencias son del tipo constructor y posiblemente de las diferenciadoras de dos bordes externos, tipo C2T-B, y en conjunto representan una importante capacidad de producción de sedimento carbonatado y afluencia de detríticos del margen; plataforma y cuenca evidencian un fuerte impulso progradante.

Urgoniano y especialmente Albense, representan un contrapunto, márgenes extensivos, a la usual configuración rift en etapa de subsidencia térmica. El contrapunto, que creo de génesis eustática, es breve, pero muy significativo en el Albense Superior.

Desde el Albense Md.-Sup. al Campaniense Sup. se asiste a la superposición de Secuencias constructoras del margen que no parecen poseer S. Tract tipo L S T muy significativos. Serían del tipo C1P que caracterizan Episodios H S T sucesivamente progradantes y que a partir del Cenomanense vuelven a mostrar un margen restrictivo.

El Campaniense Sup.-Maastrichtiense debuta con un descenso eustático que genera una notable erosión submarina en el borde externo previamente construido, es una Secuencia destructiva de probable tipo D2T-B, que acaba por controlar el límite de los depósitos marinos del Paleógeno que culminan la Configuración Rift.

Las sucesivas inundaciones hacia el margen del Aquitaniense y Burdigaliense-Langhiense, significan el drástico cambio a la Configuración Molasa correspondiente a las fases compresivas de la Cordillera Bética.

El Neógeno marino del Golfo de Valencia, representado de nuevo en una esquemática transversal que incluye observaciones del borde emergido (fig 232), puede tomarse como ejemplo de Configuraciones Molasa y Rift, sucesivas y de corta duración. Es además un modelo en el que se plantea la duda de si en la etapa Rift final se ha alcanzado la fase de subsidencia térmica o aún continuamos en la más activa subsidencia tectónica.

Las Sec. Deposicionales M_1, M_2 y M_3 que representan el tiempo Aquitaniense-Langhiense Inf. muestran signos evidentes de haber sido depositadas en dos contextos tectónicos diferentes: Moderadamente distensivo en el margen peninsular y compresivo en el margen Balear y en su prolongación meridional de conexión con el orógeno Bético. A su vez, los sedimentos marinos que ambas Secuencias incluyen, poseen bordes externos e internos de tipo retrogradante que inundan sucesivamente un basculado "foreland" ascendente hacia el área peninsular. La penetración de las sucesivas transgresiones marinas dependía muy mucho de la topografía del margen emergido, nacientes escarpes de falla y fosas, no totalmente colmatadas por la molasa continental del Paleogeno, controlaban el segmento catalán y una superficie topográfica más uniforme caracterizaba el segmento valenciano.

Dado que la Sec. Deposicional M_1, de probable edad Aquitaniense-Burdigaliense, ha sido reconocida en muy escasos enclaves del margen interno y que las secuencias M_2 y M_3, de edad Burdigaliense-Langhiense, fosilizan regionalmente la discordancia basal del Golfo de Valencia, es muy razonable que esta discordancia, aun y a pesar de su compleja historia, sea, en su última fase de generación, correlativa con la discordancia Burdigaliense de la principal fase compresiva Bética. Recuperamos así para las Secuencias M_2 y M_3, en especial, el concepto de transgresión orogénica de los viejos libros y geólogos, que no es otro muy diferente del que hemos llamado Configuración Molasa.

Es probable que estas tres Sec. Deposicionales posean S. Tract tipo L S T. bajo el olistostroma meridional, hay espacio para ello y significativos sistemas turbidíticos en el aflorante Archipiélago Balear, y es así difícil, sin conocer la geometría y características de estos probables S. Tract L S T atribuirlas a un tipo determinado. Prudentemente nos quedamos entonces con dos posibilidades principales: Tipos C1P ó C2TA.

La Sec. Deposicional M_4 (Langhiense-Serravalliense) muestra un borde interno extensivo sobre los anteriores y diferencia un borde externo progradante que se abre a una primera geometría tipo plataforma-talud. Acoge en sus facies de cuenca al olistostroma mediterráneo y caracteriza un volcanismo importante. Representa así el momento de tránsito entre las Configuraciones Molasa y Rift del Neógeno del Golfo de Valencia. Al igual que las anteriores es posible que desarrolle un significativo S. Tract tipo L S T. bajo las paleogeografías cubiertas por el olistostroma y su Episodio de ascenso eustático puede interpretarse como moderado y muy eficaz. Su Episodio tipo H S T es el resultado de la reactivación del poder erosivo del continente y de una subsidencia diferencial muy acusada entre la plataforma y margen.

Las Secuencias Deposicionales M_5, M_6 y M_7 (Serravalliense-Messiniense) han sido erosionadas en el extremo margen interno por la discordancia eustática intra-messiniense, a pesar de ello, puede observarse que los bordes externos de las facies marinas son, al igual que los internos, progresiva y sucesivamente progradantes. Las diferencias entre la inicial Secuencia M_5 y las dos finales M_6 y M_7 radican, práctica y exclusivamente, en la cantidad de alimentación en sedimento que provee el margen peninsular y en la erosión submarina que ha soportado el borde externo de la última. Estas diferencias relacionadas con procesos de segundo y tercer orden son los matices a introducir en la Configuración Rift que dibujan. A este respecto es posible preguntarse si la Secuencia M_4 identifica un breve periodo de subsidencia activa y las M_5, M_6 y M_7 representan verdaderamente el inicio de la subsidencia térmica del margen, que en ese caso continuaría durante Plioceno

y Cuaternario.

La destrucción del margen durante el Messiniense Sup., el correlativo sistema turbidítico y la final rápida progradación del Plioceno Md. y Sup. y muchos otros matices que frecuentemente advertimos no son sino modificaciones eustáticas, climáticas, etc... y es con ellos con los que alcanzamos la gran diversidad a la que la observación estratigráfica de las cuencas sedimentarias del Planeta, nos tiene ciertamente acostumbrados.

Fuera del contexto local de este trabajo (fig 233), pero muy acorde con la definición de las grandes configuraciones finales, las inmensas cuencas subandinas de Suramérica propician la oportunidad de describir estas grandes configuraciones en contextos estructurales de gran envergadura. Dos de estas cuencas, las que podíamos agrupar bajo el nombre de Llanos de Colombia y Venezuela proporcionan también la oportunidad de superponer una molasa continental a una molasa marina, dispositivo que no habíamos alcanzado en nuestra área de trabajo y que incluyo para tratar de completar las configuraciones tectoestratigráficas de gran escala.

Si el ritmo tectónico y la facies marina o continental de los sedimentos con él correlativos son ya capaces de introducir tan variadas organizaciones, cuando superpongamos factores eustáticos, climáticos, etc a intervalos temporales de tan larga duración,nos encontraremos con algo tan complejo que invariablemente llegamos a una última conclusión: Estamos tan solo en los albores del conocimiento. Sigamos adelante, porque como recuerdo me decía mi madre cuando intentaba cambiase los juegos infantiles por el estudio,... Saber es bueno, sirve para muchas cosas diferentes y como mínimo, mientras aprendemos, estamos tan entretenidos como si estuviésemos jugando.

VI. BIBLIOGRAFIA

Los trabajos consultados durante estos últimos años se han tratado de ordenar en diez apartados temáticos. Dos motivos tuvimos para ello: Uno de tipo preferencial que no es otro que el de orientarlos hacia las específicas líneas de investigación que componen el multidisciplinar ámbito de la Estratigrafía Secuencial; otro de tipo cronológico que no es ni mas ni menos que diferenciar las etapas conceptuales de la misma.

Es seguro que este intento de ordenación temática no será acorde con el lugar que los propios autores habrían asignado a sus trabajos, pero es que la ordenación presentada responde al contenido de cada trabajo que mas especialmente ha contribuido con el nuestro. Tampoco están todos los escritos, ni todos los consultados, pues si hubiese tenido que recoger citas referentes a la estructura y estratigrafía de Béticas, Costero Catalanas, Ibérica, Baleares y Golfo de Valencia, habría necesitado cientos de páginas para este apartado bibliográfico. Es de esta forma como sólo aparecerán aquellas que conocemos y que consideramos más específicas, en ocasiones actuales, y siempre más directamente relacionadas con nuestros objetivos de partida.

Un tanto contradictorio con esta obligada selección bibliográfica es la inclusión de todas las que conocemos, aún de ámbitos geográficos lejanos, que se refieran a aspectos relativos al diapirismo, estratigrafía a partir de pozo e interpretación según los conceptos involucrados en las "Depositional Sequences" de P.R. Vail. Son tan escasas y han constituido un objetivo tan preferencial de nuestro trabajo que así lo hemos creido conveniente.

La totalidad de las citas bibliográficas que hacen referencia a estudios estratigráficos y sedimentológicos recogen observaciones relativas a discordancias y discontinuidades o rupturas estratigráficas, pero es evidente que sólo a finales de las decada de los 70 se comienza a prestar una atención especial a estas superficies de discontinuidad. Es así como toda la base documental estratigráfica ha sido subdividida en tres apartados:

- El primero,especialmente dedicado a la diferenciación y caracterización de Unidades Litoestratigráficas, Grupos y Formaciones, incluso Litosomas, con las que hemos tratado de correlacionar las observaciones de subsuelo.

- El segundo se dedica a la identificación de discontinuidades sedimentarias y las "Depositional Sequences" (Mitchum 1977), U.T.S. (Garrido 1973) y U.T.S. Elementales (Garrido-Megias 1982) que dichas discontinuidades limitan.

- El tercero y último se refiere a aquellos trabajos que sintonizan con la ciclicidad representada por los "Systems Tract y Depositional Sequences" de P.R. Vail (1987).

Esta concepción ha llevado a ordenar las referencias bibliográficas según el siguiente esquema:

1. Estratigrafía, Sedimentología y Unidades Litoestratigráficas.
   - A. Mesozoico de Catalánides, Ibérica y Bética.
   - B. Paleógeno y Neógeno del Golfo de Valencia.
2. Marco estructural.
3. Tectónica y sedimentación.
4. Secuencias y discontinuidades estratigráficas.
5. "System Tract y Depositional Sequences".
6. Eustasia, subsidencia, clima, tectónica-sedimentación.
7. Modelos y arquitecturas sedimentarias.
8. Diapirismo.
9. Metodología y trabajos de subsuelo.
10. Cartografía geológica.
    - A. Serie Magna.
    - B. Trabajos inéditos

Estratigrafía, Sedimentología, Unidades Litoestratigráficas

A. Mesozoico de Catalánides, Ibérica y Bética

Arche, A. y López Gómez, J. (1984): Características sedimentológicas de la facies Buntsandstein entre Boniches y Talayuelas (Prov. de Cuenca). Cordillera Ibérica. Publ. Univ. Autónoma de Barcelona. Libro Homenaje L. Sánchezde la Torre 20:97-107.

Arias, C. (1978): Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico superior y Cretácico inferior del nordeste de la provincia de Albacete. Semin. de Estratigrafía, v-3: 299 pp.

Arribas, J. (1984): Sedimentología y diagénesis del Buntsandstein y Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (prov. Soria y Zaragoza). Tesis Doct. Univ. de Madrid: 354 pp.

Azéma, J. (1977): Etude géologique des zones externes des Cordillères bétiques aux confins del Provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne). Thèse Sciences, Univ. de París VI:393 pp.

Calvet, F. y Ramón, X. (1987): Estratigrafía, sedimentología y diagénesis del Muschelkalk Inferior de los Catalánides. Cuad. Geol. Ibérica nº 11: 141-169.

Calvet, F., March, M. y Pedrosa, A. (1987): Estratigrafía, sedimentología y diagénesis del Muschelkalk Superior de los Catalánides. Cuad. Geol. Ibérica nº 11: 171-197

Canerot, J. (1974): Recherches geologiques aux confins des Chaînes Iberiques et Catalanes (Espagne). Thése Doct. Univ. Toulouse. ENADIMSA nº4: 517 pp.

Comas, M.C. (1978): Sobre la geología de los Montes Orientales. Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior. (Zona Subbética, Andalucia). Tesis. Doct. Univ. Bilbao: 323 pp.

Company, M., García Hernández, M., López Garrido, A.C., Vera, J.A. y Wilke, H. (1982): Interpretación genética y paleogeográfica de las turbiditas y materiales redepositadas del Senonense superior en la Sierra de Aixorta (Prebético interno, provincia de Alicante). Cuad. Geol. Ibérica 8: 449-463.

Dabrio, C.J. y Fernández, J. (1986): Evolución del estilo aluvial en el Triásico de Alcaraz (Albacete). Cuad. Geol. Ibérica 10: 173-206.

Dabrio, C. (1972): Geología del Sector del Alto Segura (Zona Prebética). Tesis Doct. Univ. Granada: 388 pp.

De Torres Peréz-Hidalgo, T. y Sánchez Jiménez, A. (1990): Espesores de las facies Keuper en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y en el Dominio Prebético. Orti, F. y Salvany, J.M. Edit. ENRESA: 212-218.

Esteban, M. (1973): Petrología de las calizas cretácicas del sector central de los Catalánides (prov. de Tarragona y Barcelona). Tesis Doct. Univ. Barcelona: 425 pp.

Elizaga, E. (1980): Los sedimentos terrígenos del Cretácico Medio del Sur de la Meseta y el Norte del Prebético Externo. Hipótesis sedimentológicas. Bol. Geol. y Minero. t XCI-V: 619-638.

Fernández, J. (1977): Sedimentación triásica en el borde S E. de la Meseta. Tesis Doct. Univ. Granada.

Foucault, A. (1971): Etude geologique des environs des sources de Guadalquivir (prov. Jaen y Granada). Tesis Doct. Univ. Paris.

Fourcade, E. (1970): Le Jurassique et le Crétacé aux confins des chaînes Bétiques et Ibériques (S E. de l'Espagne). Thése de Doctorat. Univ. Paris: 427 pp.

García-Hernández, M. (1978): El Jurásico terminal y el Cretácico inferior en las Sierras de Cazorla y del Segura (zona Prebética). Tesis Univ. de Granada v. 190: 344 pp.

García Quintana, A. (1977): Jurásico terminal y Cretácico inferior en la región central de la provincia de Valencia y Noreste de la provincia de Albacete. Tesis: Doct. U.C.M. Serie monografías nº1: 334 pp.

García Rodrigo, B. y Pendas, F. (1971): Consideraciones sobre el Jurásico inferior y medio de Albacete. Cuad. Geol. Ibérica nº2: 255-272.

García Rossell, L. (1973): Estudios geológicos de la transversal Ubeda-Huelma y sectores adyacentes. Tesis Doct. Granada: 549 pp.

Gil, A., Fernández, J. y López-Garrido, A.C. (1987): Evolución de facies en el Trías de la Zona Prebética y borde de la Meseta Transversal Orcera-Puente Genave (Jaén). Cuad. Geol. Ibérica v.11: 445-448.

Giménez, R. (1987): Estratigrafía y sedimentología del Cretácico superior en el sector Almansa-Requena (prov. Albacete y Valencia). Tesis Doct. U.C.M.: 224 pp.

Giner, J. (1980): Estudio sedimentológico y diagenético de las formaciones carbonatadas del Jurásico de los Catalánides, Maestrazgo y rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (sector oriental). Tesis Doct. Univ. Barcelona: 316 pp.

Gómez, J.J. (1979): El Jurásico en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. Sem. Estratigrafía. Ser. Monografías. Tesis Doct. U.C.M. nº4: 686 pp.

Gómez, J.J. y Goy, A. (1979): Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. Estud. Geolog. 35: 569-598.

Goy, A. y Yébenes, A. (1977): Características, extensión y edad de la formación Dolomías tableadas de Imón. Cuad. Geol. Ibérica, 4: 375-383.

Goy, A., Gómez, J.J. y Yébenes, A. (1976): El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I. Unidades Litoestratigráficas. Estud. Geol. 32: 392-423.

Hernando S. (1977): Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (Prov. de Segovia, Soria y Guadalajara). Sem. Estrat. Serie Monografías. 2: 408 pp.

Jerez Mir, L. (1973): Geología de la Zona prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (prov. de Albacete y Murcia). Tesis Doct. Univ. Granada.

Linares Girela, L. y Rodríguez Estrella, T. (1975): El Cretácico del extremo SW de la Ibérica y del borde externo del Prebético (prov. Albacete y Cuenca). Correlación y síntesis. I. Symp. Cret. Cordillera Ibérica. Cuenca: 219-240.

López Garrido, A. C. (1971): Geología de la Zona Prebética al N E. de la provincia de Jaén. Tesis Doct. Univ. Granada: 317 pp.

López Gómez, J. (1985): Sedimentología y Estratigrafía de los materiales pérmicos y triásicos del sector SE. de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica entre Cueva de Hierro y Chelva. (prov. de Cuenca y Valencia). Tesis Doct. Sem. Estrat. Serie Monografías 11: 344 pp.

Marzo, M. y Calvet, F. (1985): Triásico de los Catalánides. Guía Excursión II. Coloq. Estrat. y Paleog. Seu de Urgell: 175 pp.

Marzo, M. (1980): El Buntsandstein de los Catalánides. Estratigrafía y procesos de sedimentación. Tesis Doct. Univ. Barcelona: 317 pp.

Mas, J.R. (1981): El Cretácico inferior en la región noroccidental de la provincia de Valencia. Sem. Estratigrafía. Serie Monografías 8: 476 pp.

Meléndez, N. (1983): El Cretácico de la región de Cañete-Rincón de Ademuz (prov. de Cuenca y Valencia). Tesis Doct. U.C.M. Sem. Estratigrafía. Monografías 9: 242 pp.

Molina, J.M. (1987): Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo. Tesis Doct. Univ. Granada: 518 pp.

Ortí Cabo, F. (1990): Introducción al Triásico evaporítico del sector central valenciano. Orti, F. y Salvany, J. M. Edit. ENRESA 205-211.

Ortí Cabo, F. (1987): Aspectos sedimentológicos de las evaporitas del Triásico y Liásico Inf. en el E. de la Península Ibérica. Cuad. Geol. Ibérica v. 11:

Ortí Cabo, F. (1974): El Keuper del Levante español. Estud. Geol. 30: 7-46.

Paquet, J. (1969): Etude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne). Tesis Doct. Univ. de Lille. Mem. Soc. Geol. France 3: 270 pp.

Pérez Arlucea, M. (1987): Sedimentología de las Unidades carbonáticas del Triásico en el sector Molina de Aragón-Albarracín. Cuad. Geol. Ibérica v. 11: 623-646.

Pérez Arlucea, M. y Sopeña, A. (1985): Estratigrafía del pérmico y Triásico en el sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Estud. Geol. 41:207-222.

Pérez Arlucea, M. (1982): Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico en el sector Molina de Aragón-Albarracín. Sem. de Estratigrafía. Serie Monografías. 13: 322 pp.

Pomar, L. (1982): La evolución tectonosedimentaria de las Baleares: análisis crítico. Acta Geol. Hisp. 14: 293-310.

Ramos, A., Sopeña, A. y Pérez Arlucea, M. (1986): Evolution of Bunstsandstein fluvial sedimentation in North-West Iberian Ranges. (Central Spain). Journ of Sedim. Petrology 56: 862-875.

Ramos, A. (1979): Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (prov. de Guadalajara). Sem. Estratigrafía. Ser. Monografías 6: 313 pp.

Robles Orozco, S. (1982): El Cretácico de los Catalánides. In. El Cretácico de España. Univ. C.M.: 199-272.

Rodríguez Estrella, T. (1979): Geología e Hidrogeología del sector de Alcaraz-Lietor-Yeste. Mem. I.G.M.E. 97 (I y II): 566 pp.

Ruíz-Ortiz, P.A. (1980): Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias. (Entre Castril -prov. Granada y Jaén). Tesis Doct. Univ. Granada: 272 pp.

Salas, R. (1987): El Malm i el Cretaci inferior entre el Massis de Garraf i la Serra d'Espadá. Analisi de conca. Tesis Doct. Univ. Barcelona: 345 pp.

Salvany, J.M. (1990): Introducción a las evaporitas triásicas de las cadenas periféricas de la cuenca del Ebro: Catalánides, Pirineo y Región Cantábrica. Orti, F. y Salvany, J.M. Edit. ENRESA: 5-20.

Salvany, J.M. y Orti, F. (1987): El Keuper de los Catalánides. Cuad. Geol. Ibérica. 215-236.

Solé de Porta, N. y Orti, F. (1982): Primeros datos cronoestratigráficos de las series evaporíticas del Triásico superior de Valencia (España). Acta Geol. Hispánica. 17: 185-191.

Sopeña, A., Ramos, A. y Villar, M.V. (1990): El Triásico del sector Alpera-Montealegre del Castillo (prov. de Albacete). Orti, F. y Salvany, J.M. Edit. ENRESA: 224-231.

Sopeña, A., López, J., Arche, A., Pérez-Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C. y Hernando, S. (1988): Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. W. Manspeizer Edit. Elsevier, 22: 757-786.

Sopeña, A. (1979): Estratigrafía del Pérmico y Triásico del NW. de la Provincia de Guadalajara. Sem. Estratigrafía. Ser. Monografías 5: 329 pp.

Utrilla, R. (1989): Les composicions isotòpiques ($S^{18}O$, $S^{34}S$) del solfat com indicadors de lórigen de les evaporites del Mesozoic i del Cenozoic de la Península Ibérica y de les Illes Balears. Tesis Doct. Univ. Barcelona 276 pp. (Inédita).

Vera, J.A., García-Hernández, M., López Garrido, A.C., Comas, M.C., Ruíz Ortiz, P.A. y Martín-Algarra, A. (1982): La Cordillera Bética. In. El Cret. de España. Ed. Univ. Complutense: 515-632.

Virgili, C. (1987): Problemática del Trías y Pérmico superior del Bloque Ibérico. Cuad. Geol. Ibérica. 11, XXXIX-LII.

Virgili, C., Sopeña, A., Ramos, A. y Hernando, S. (1977): Problemas de la cronoestratigrafía del Trías en España. Cuad. Geol. Ibérica. 4: 57-88.

Virgili, C. (1958): El Triásico de los Catalánides: Bol. Inst. Geol. Min. España. 59:856 pp.

Vilas, L., Arias, C., Elizaga, E., García Domingo, A. y López Olmedo, F. (1982): Consideraciones sobre el Cretácico inferior de la zona Jumilla-Yecla. Cuad. Geol. Ibérica. 8: 635-649.

Vilas, L., Mas, R., García, A., Arias, C., Alonso, A., Meléndez, N. y Rincón, R. (1982): Ibérica suroccidental. En. El Cret. de España. U.C.M.: 457-508.

Yébenes, A., Comas-Rengifo, M.J., Gómez, J.J. y Goy, A. (1988): Unidades Tectosedimentarias del Lías de la Cordillera Ibérica. Resum. III. Coloq. Estra. y Paleogegr. Jurásico España. 108-109.

B. Paleógeno y Neógeno del Golfo de Valencia

Alvaro, M., Barnolas, A., Del Olmo, P., Ramírez del Pozo, J. y Simó, A. (1984): El Neógeno de Mallorca: caracterización sedimentológica y bioestratigráfica. Bol. Geol. Min. XCV-I: 3-25.

Anadón, P., Cabrera, LL., Roca, E. and Rodríguez-Perea, A. (1989): Sedimentary evolution in the Valencia Trough. Terra. Abstr. 1: 46-47.

Anádón, P. y Cabrera, L. (1986): Características de los depósitos lacustres y facies asociadas del Burdigaliense (Mioceno Inf.) de la Cuenca Vallés-Penedes. IX Congr. Español de Sedimentología. Vol. 1.

Baena Pérez, J. y otros (1976): El Andaluciense como Unidad Cronoestratigráfica adecuada para el área mediterránea. Rev. Española Micropal. IX. nº 2: 259-288.

Busson, G. (1979): Le geant salifère messinien du domaine mediterranèen: interpretations génétiques et implications paléogéographiques. 7th Int. Congr. Medit. Ann. Geol. Pays Hellen. 1: 227-238.

Canals Artigas, M. y Got. H. (1987): El sistema deposicional del Golfo de León. Act. Geol. Hispánica t 21-22: 469-474.

Canals, M., Maldonado, A., Zamarreño, I., Díaz, J.I. y Farrán, M. (1983): Análisis comparativo entre los depósitos post-messinienses y ante-messinienses en el margen continental Balear: significado paleoecenaográfico. X Congr. Español Sedimentología. 7: 38-42.

Clavell, E. (1991): Geología del petroli de les conques terciáries de Catalunya. Tesis Doct. Univ. Barcelona: 437 pp.

Cita, M.B. (1982): The Messinian salinity crisis in the Mediterranean: a review. In. Alpine Mediterr. Geody. (Eds. Buckhemer, H. and Hsü, K.) Geodynamics serie nº 7. Washington DC: 113-140.

Colombo, F. (1986): Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno continental del borde meridional occidental de los catalánides (prov. Tarragona). Cuad. Geol. Ibérica 10: 55-115.

Crusafont, M., Villalta, J.M. y Truyols, J. (1955): El Burdigaliense continental del Vallés-Penedés. Mem. y Comun. Inst. Geol. Dip. Barcelona, V.XII. 11-272.

Dabrio, C.J. y Martín, J.M. (1978): Los arrecifes Messinienses de Almería (SE de España) Cuad. Geol. Ibérica V. 8-9.

Esteban, M. (1979): Significance of the Upper Miocene coral reefs of the Western mediterranean. Paleography, Paleoclimatology, Paleoecology, 29 (Amsterdam).

Esteban, M., Calvet, F., Dabrio, C., Baron, A., Giner, J., Pomar, L. and Salas, R. (1977): Aberrant features of the Messinian coral reefs, Spain. 3th Messinian Seminar, Málaga.

Estévez, A., Soria, J. y Alfaro, P. (1991): La alineación estructural de Crevillente-Alicante. Estratigrafía y tectónica. I. Congr. Español del Terciario. Vic. 117-120.

García Siñeriz, B., Querol, R., Castillo, F. and Fernández Arribas, J.R. (1979): A new hydrocarbon province in the Western Mediterranean. 10º World Petroleum Congr. Bucharest: 191-197.

García Veigas, J., Rosell, L., Utrilla, R. y Orti, F. (1990): Aportaciones geoquímicas al conocimiento de las evaporitas messinienses: cuencas de Palma (Mallorca), S. Miguel de Salinas (Alicante) y Lorca (Murcia). Orti, F. y Salvany, J.M. Edit. ENRESA: 257-266.

García Veigas, J., Orti, F., Rosell, L. e Inglés, M. (1994): Caracterización petrológica y geoquímica de la Unidad salina Messiniense de la Cuenca de Lorca (sondeos S_4 y S_5). Geogaceta 15: 78-81.

Hsü, K.T. y otros (1976): Retour du Glomar Challenger en Mediterranée. C.R. Soc. Geol. France. fasc. 2: 54-59.

Hsü, K.J., Cita, M.B. and Ryan, W.B.F. (1973): The origin of the Mediterranean evaporites. In. Ryan and Hsü et al Edit. Rep. D.S.D.P.: 1203-1231.

Hsü, K.J. (1972): Origin of saline giants: a critical review after the descovery of the Mediterranean evaporites. Earth-Sci. Rev. Amsterdam v. 8: 371-396.

Maldonado, A., Got, H., Monaco, A., O'Conell, S. y Mirabile, L. (1985): Valencia Fan (Northwestern Mediterranean): distal deposition fan variant. Mar. Geol. 62: 295-319.

Maldonado, A., Canals, M., Díaz, J. I., Farran, M. y Zamarreño, I. (1983). Características sedimentológicas de los afloramientos messinienses en el margen continental de Menorca. X. Congr. Españ. Sedim. 7: 11-13.

Martínez del Olmo, W (1995): Yesos de margen y turbidíticos en el Messiniense del Golfo de Valencia: Una desecación imposible. Rev. Soc. Geol. España (Submited).

Martínez del Olmo, W (1976): Síntesis geológica del Mediterráneo Español. Conferencia. Fundación Gomez Pardo. Coloq. Int. Tectónica del Placas. Madrid (Inedito)

Mauffret, A. (1979): Etude Geodynamique de la marge des Iles Baléares. Mem. Soc. Geol. France. LYI (132): 96 pp.

Montenat, Ch., Bizon, J.J., Carbonell, G., Muller, C. y Reneville, P. (1976): Continuité ou discontinuité de sedimentation marine Mio-Pliocene en Mediterranee occidentale. Rev. J.F.P. París XXXI nº 4: 613-650.

Montenat, C. (1973): Les formations neógènes et quaternaires du Levant Espagnol (Provinces d'Alicante et de Murcia). Thesis Doct. París-Orsay: 1170 pp.

Nelson, C.H. and Maldonado, A (1988): Factors controlling depositional patterns of Ebro turbidite systems, Mediterranean sea. A.A.P.G. Bull. 72: 698-716.

Nesteroff, W.D. (1973): Mineralogy, petrography, distribution and origin of Messinian Mediterranean evaporites. Init. Rep. D.S.D.P. 12: 673-694.

Orti, F. y otros (1993): Correlación litoestratigráfica de las evaporitas messinienses en las cuencas de Lorca y Fortuna (Murcia). Geogaceta 14: 98-101.

Orti, F. (1990): Introducción a las evaporitas de la cuenca de Lorca. Orti, F. y Salvany J.M. (Edit) ENRESA: 251-256.

Palanques, A. y Maldonado, A. (1983): La superficie de erosión y las evaporitas del Messiniense en el sector septentrional de la fosa de Valencia. X Congr. España Sedim. 7: 18-21.

Pascual Molina, A. (1991): Secuencias deposicionales en la cuenca de Tabernas (Cordilleras Béticas, Almería, SE de España). I. Congr. Español del Terciario. Vic. 248-252.

Perconig, E (1973): El Andaluciense. XIII Coloq. Europ. de Micropal. C.N.G. ENADIMSA: 201-223.

Permanyer, A., Baranger, R., et Lugardon, B. (1994): Caractérisation des schistes bitumineux des sédiments pré-évaporitiques messiniens du bassin de Lorca (Sud-Est de l'Espagne). Bull. Elf Aquitaine 18: 135-149.

Permanyer, A. (1982): Sedimentología i diagénesi dels esculls miocenics de la Conca del Penedés. Tesis Doct. Univ. Barcelona: 545 pp.

Porta, J. and De Civis, J. (1990): The Valencia Trough. Geology and Geophysics. Blacksell Scient Public: 8.

Rehault, J.P., Boillot, G. and Mauffret, A. (1984): The western Mediterranean basin. Marine Geol. 55: 447-478.

Rodríguez-Perea, A. (1984): El Mioceno de la Serra Nord de Mallorca (Estratigrafía, Sedimentología e implicaciones estructurales). Tesis Doct. Univ. de Barcelona: 532 pp.

Rouchy, J.M. (1988): Relations évaporites-hydrocarbures: l'association laminites-récifs-eváporites dans le Messinien de Méditerranée et ses enseignements. In Busson G. (Edit). Evaporites et Hydrocarbures. Mem. Mus. Hist. Natural (París) 55: 43-69.

Rouchy, J.M. et al (1986): Les évaporites miócenes de la Mediterranée et de la mer Rouge et leurs enseignements pour l'interpretation des grandes acumulations évaporitiques d'origin marine. Bull. Soc. Geol. France 2,3: 511-520.

Rouchy, J.M. (1982): La genèse des évaporites messiniennes de Mediterranée. Mem. Mus. Hist. Nat. (París) 503: 267 pp.

Ryan, W.B.F. and Cita, M.B. (1978): The nature and distribution of Messinian erosinal surfaces-indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. Marine Geol. 27: 193-230.

Ryan, W.B.F. (1976): Quantitative evaluation of the deep of the western Mediterranean before, during and after the late Miocene salinity crisis. Sedimentology 23: 791-813.

Santisteban, C. (1990): Introducción a la estratigrafía de las evaporitas messinienses de la Cuenca de Fortuna (Murcia). Orti, F. y Salvany, J.M. Edit. ENRESA: 267-269.

Santisteban, C. and Taberner, C. (1983): Shallow marine and continental conglomerates derived from coral reef complexes after desiccation of a deep marine basin, S E. Spain. Jour. Geol. Soc. London 140: 401-412.

Santisteban, C. (1981): Petrología y sedimentología de los materiales del Mioceno Superior de la cuenca de Fortuna (Murcia), a la luz de la "teoría de la crisis de salinidad". Tesis Doct. Univ. Barcelona: 722 pp.

Serra, J., Maldonado, A. y Riba, O. (1979): Caracterización del margen continental de Cataluña y Baleares. Act. Geol. Hispánica 14: 494-504.

Sierro, F.J. y Flores, J.A. (1992): Evolución de las fosas Béticas y Riseña y la comunicación Atlántico-Mediterráneo

durante el Mioceno. III Congr. Geol. España 2: 563-567.

Simo María, J.A. (1982): El Mioceno Terminal de Ibiza y Formentera. Tesis Licen. Unive. Barcelona: 165 pp.

Stampfli, G.M. and Höcker, C.F.W. (1989): Messinian paleorelief from 3-D seismic survey in the Tarraco concession área (Spanish Mediterranean Sea). Geol. Minjbonw, 68: 201-210.

Stoeckinger, W. (1976): Valencian gulf offer deadline nears. Oil Gas Journal March 29: 197-204.

Zamareño, I. y Vázquez, A. (1983): Cementación submarina en los afloramientos del margen continental de Baleares. X. Congr. Espan. Sediment. 7: 14-17.

Marco Estructural

Alvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. Act. Geol. Hispánica t 14: 172-177.

Anadón, P., Colombo, F., Esteban, M., Marzo, M., Robles, S., Santanach, P. y Solé Sugrañes, LL. (1979): Evolución tectonoestratigráfica de las Catalánides. Act. Geol. Hispánica 14: 242-270.

Andrieux, J., Fontboté, J.M. y Mattauer, M. (1971): Sur un modéle explicatif de l'arc de Gibraltar. Earth Planet, Scien. Letters, 12: 191-198.

Biju-Duval, B., Dercourt, J. y Le Pichon, X (1979): From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of western Alpine system. In Struct. history of the Med. Basins. Technip. Paris: 143-164.

Duran-Delga, M. y Fontboté, J.M. (1980): Le cadre structural de la Mediterranée ocidentale. Mem. Bur. Rech. Geol. Min. 115: 67-85.

Duran-Delga, M. (1980): Considérations sur ies flyschs de Crétacé inferieur dans les chaînes alpines d'Europe. Bull. Soc. Geol. France (7)2:15-30.

Duran-Delga, M. (1980): La Mediterranée occidentale: etapes de sa genése et problems structuraux liés á celle-ci. Libre Jubilaire Soc. Geol. France. mem. 10: 203-224.

Fallot, P. (1948): Les Cordillères Bètiques. Est. Geol. IV: 83-172.

Fontboté, J.M., Guimerá, J., Roca, E., Sábat, F., Santanach, P. and Fernández-Ortigosa, F. (1990): The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia Trough. Rev. Soc. Geol. España 3: 249-259.

Fontboté, J.M., Guimerá, J., Roca, E., Sabat, F y Santanach, P. (1989): Para una interpretación cinemática de la génesis de la cuenca Catalano-Balear: Datos estructurales de sus márgenes emergidos. Libro Homenaje R. Soler y José. A.A.G.E.P. Madrid: 37-51.

Fontboté, J.M. (1970): Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas. Cuad. Geol. Univ. Granada 1: 71-78.

García Dueñas, V., Balanyá, J.C. y Martínez Martínez, J.M. (1992): Miocene extensional detachements in the outcropping basement of the northern Alboran basin and their tectonic implications. Geo-Marine Letters 12: 88-95.

García-Dueñas, V. y Comas, M.C. (1983): Paleogeografía Mesozoica de las zonas externas béticas como borde de la placa Ibérica entre el Atlántico y la Mesogea. X Congr. Español Sedim. 5: 26-28.

Guimerá, J. et Alvaro, M. (1990): Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et Chaîne Côtière Catalane (Espagne). Bull Soc. Geol. Francia 6: 339-348.

Pérez López, A. y Sanz de Galdeano, C. (1994): Tectónica de los materiales triásicos en el sector central de la Zona Subbética (Cordillera Bética). Rev. Soc. Geol. de España 7 (1-2): 141-153.

Sanz de Galdeano, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. Tectonophysics, 172: 107-119.

Saenz de Galdeano, C. (1990): La prolongación hacia el sur de las fosas y desgarres del norte y centro de Europa: Una propuesta de interpretación. Rev. Soc. Geol. España 3 (1-2): 231-241.

Simón, J.L. (1982): Compresión y distensión alpinas en la cadena Ibérica Oriental. Tesis Doct. Univ. Zaragoza: 504 pp.

Vegas, R., Fontboté, J.M. and Banda, E. (1980): Widespread Neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian Peninsula. Publ. Inst. Geográfico Nacional. 201: 109-128.

Tectónica y Sedimentación

Brown, L.F. y Fisher, F. (1977): Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazil rift and pull-apart basins. A.A.P.G. Mem. 26:213-248.

Cabrera, L. (1982): Influencia de la tectónica en la sedimentación continental de la cuenca del Vallès-Penedès durante el Mioceno Inferior. Act. Geol. Hisp. 16: 163-169.

Delfaud, J. (1984): Le contexte dynamique de la sédimentation continentale. Modèles d'organisation. Bull. Centr. Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine 8: 27-53.

Garrido-Megías, A. (1973): Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (prov. de Huesca y Lérida). Tesis Doct. Univ. Granada: 395 pp.

González, A., Pardo, F. y Villena, J. (1988): El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas. II Congr. Geol. de España. S.G.E. Simposios: 175-184.

Gratsy, R.L. (1967): Orogeny, a cause of world-wide regression of the seas, Nature. V. 216: 779-780.

Guillocheau, F. (1991): Mise en evidence de grands cycles transgression/ regression d'origine tectónique dans les sediments mesozoiques du Bassin de Paris. C.R. Acad. Sci. (París) 312, 13: 1587-1593.

Hippolyte, J.C., Nury, D., Angelier, J. y Bergerat, F. (1991): Relations entre tectónique extensive et sedimentation continentale: exemple des bassins oligocénes de Marseille et de Basse-Provence. Bull. Soc. Geol. France t. 162, 6: 1095-1108.

Hubbard, R.J. (1988): Age and significance of sequence boundaries on Jurassic and Early Cretaceous rifted continental margins. A.A.P.G. Bul. 72: 49-72.

Riba, O. (1989): Las discordancias sintectónicas como elementos de análisis de cuencas. Sedimentología (Edit. A. Arche) C.S.I.C. 2: 489-522.

Vera, J.A. (1989): Diferenciación de unidades estratigráficas en materiales pelágicos. Rev. Soc. Geol. España 2 (3-4): 335-375.

Ziegler, P.A. (1982): Triassic rifts and facies patterns in Western and Central Europe. Geol. Rundschau 71: 747-772.

Secuencias y discontinuidades estratigráficas

Agustí, J., Cabrera, LL., Calvet, F., Macpherson, I., De Porta, J. y Ramos Guerrero, E. (1991): Registro sedimentario mioceno en las zonas emergidas del sector central del margen catalán. 1. Congr. Grupo Español del Terciario. Vic.: 1-7.

Arias, C., Masse, J.P. y Vilas, L. (1989): Secuencias deposicionales en el Aptiense-Albiense pp. del Prebético. El ejemplo de las Sierras del Carche y Sopalmo (prov. de Murcia). XII Congr. Español de Sedim.: 33-42.

Alvaro, M., Barnolas, A., Cabra, P., Comas-Rengifo, M.J., Fernández-López, S.R., Goy, A., Del Olmo, P., Ramírez del Pozo, J., Simo A. y Ureta, S. (1989): El Jurásico de Mallorca (Islas Baleares). Cuad. Geol. Ibérica 13: 67-120.

Barnolas, A., Calvet, F., Marzo, M. y Torrent, J. (1983): Sedimentología de las Secuencias Deposicionales del Mioceno del Camp de Tarragona. X. Congr. Español de Sedim. Menorca (7): 28-35.

Barragán Bazán, G. (1991): Caracterización sedimentológica y estratigráfica del Tortoniense de la cuenca de Vera. Algunas conclusiones paleogeográficas. I. Congr. Grupo Españos del Terciario Vic: 36-39.

Benedicto, A., Ramos-Guerrero, E. Casas, A., Sabat, F y Barón, A. (1993): Evolución tectonosedimentaria de la cubeta neógena de Inca (Mallorca). Rev. Soc. Geol. España, 6 (1-2): 167-176.

Calvet, F., Permanyer, A. y Vaquer, R. (1983): El paleokarst del contacto Mesozoico-Mioceno en el Penedés y Camp de Tarragona. X. Congr. Español de sedimentología. Menorca: 73-75.

Calvo Sorando, J.P. y otros (1993): Up-to-date Spanish continental Neogene syntesis and paleoclimatic interpretation. Rev. Soc. Geol. España 6 (3-4): 29-40.

Carena, B., García, A., Segura, M. y García-Hidalgo, J. (1993): El Albense-Cenomanense medio de la Sierra de Altomira. Geogaceta 14: 64-66.

Castro Jiménez, J.M. (1993): Un borde de plataforma Urgoniana al NE de la provincia de Alicante (Zona Prebética). Geogaceta 14: 80-82.

Company, M., Sandoval, J. y Tavera, J.M: (1992): Secuencias deposicionales en el Barremiense-Aptiense inferior de la Sierra del Corque (Cordillera Bética): consideraciones paleogeográficas. Rev. Soc. Geol. España 5 (3-4): 55-64.

Company, M., García Hernández, M., López Garrido A.C., Vera, J.A. y Wilke, H. (1982): Análisis y distribución de facies del Cretácico inferior del Prebético en la provincia de Alicante. Cuad. Geol. Ibérica 8: 563-578.

Esteban, M. and Giner, J. (1980): Messinian Coral Reefs and erosion surfaces in Cabo de Gata (Almería, S.E. Spain). Acta Geol. Hispánica 4, t5: 97-104.

García, A., Segura, M., Calonge, A. y Carenas, B. (1989): Unidades estratigráficas para la organización de la sucesión sedimentaria de la plataforma del Albiense-Cenomaniense de la Cordillera Ibérica. Rev. Soc. Geol. España 2 (3-4): 303-334.

García Hernández, M., López Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Molina, J.M., Ruiz Ortíz P.A. y Vera, J.A. (1989): Las discontinuidades mayores del Jurásico de las zonas Externas de las Cordilleras Béticas: análisis e interpretación de los ciclos sedimentarios. Cuad. Geol. Ibérica nº 13: 35-52.

García Hernández, M., López Garrdio, A.C., Martín Algarra, A. y Vera, J.A. (1982): Cambios eustáticos en el Cretácico de la Cordillera Bética: comparación de la evolución sedimentaria en un dominio de plataforma (Zona Prebética) y otro de umbral pelágico (Penibético). Cuad. Geol. Ibérica 8: 579-595.

Garrido Megías, A. y Villena Morales, J. (1977): El Trías germánico en España: paleogeografía y estudio secuencial. Cuad. Geol. Ibérica nº 4: 37-56.

Gil, J., García, A. y Segura, M. (1993): Secuencias deposicionales del Cretácico en el flanco Sur del Sistema Central. Geogaceta 13: 43-46.

González-Donoso, J.M., Linares, D., Martín-Algarra, A., Rebollo, M., Serrano, F. y Vera, J.A. (1983): Discontinuidades estratigráficas del Cretácico del Penibético (Cord. Béticas). Estud. Geol. 39: 71-116.

Leret, G., Cámara, P. y Leret, J. (1982): Aportación al conocimiento estratigráfico y sedimentológico del Cretácico en la Zona Prebética oriental (transversal de Villena-Alicante). Cuad. Geol. Ibérica v 8: 465-481.

López Garrido, A.C. y García-Hernández, M. (1988): Ciclos sedimentarios mayores en la primera fase carbonatada de la plataforma Prebética (Lías-Valanginiense inferior). II Congr. Geol. España 1: 107-111.

Martín-Chivelet, J., Giménez, R. y Vilas, L. (1989): Los grandes episodios de evolución del Cenomaniense en el Prebético externo. Un ensayo de correlación con la Ibérica meridional. Factores de control. XII. Congr. Españ. Sedim.: 65-74.

Martín-Chivelet, J. (1990): El Cretático Superior del Prebético Externo en el Norte de Yecla (Murcia). Estud. Geol. 46: 111-121.

Martínez del Olmo, W., Leret, G. y Megías, A.G. (1982): El límite de la plataforma carbonatada del Cretácico superior

en la Zona Prebética. Cuad. Geol. Ibérica 8: 597-614.

Martínez del Olmo, W. (1986): Estratigrafía y estructuración del Golfo de Valencia durante el Neógeno. XI. Congr. Español de Sedimentología. Barcelona. Conferencia y abstract.

Marqués, B. y Oloriz, F. (1989): La plate-forme de l'Algarve au Jurassique superieur: les grandes discontinuites stratigraphiques. Cuad. Geol. Ibérica 13: 237-249.

Mas, J.R., Alonso, A. y Meléndez, N. (1982): El Cretácico basal "Weald" de la Cordillera Ibérica suroccidental (NW. de la provincia de Valencia y E. de la de Cuenca). Cuad. Geol. Ibérica 8: 309-335.

Megías, A. G. (1985): Relaciones tectosedimentarias entre arrecifes y evaporitas del Mio-Plioceno de las cuencas de Almería y Sorbas. Libro Homenaje L. Sánches de la Torre. Trabajos Geol. Oviedo: 153-158.

Megías, A.G., Leret, G., Martínez del Olmo, W. y Soler, R. (1983): La sedimentación neógena en las Béticas: Análisis tectosedimentario. Mediterránea. Ser. Geol. 1: 83-103.

Pardo, G., Villena, J. y González, A. (1989): Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. Rev. Soc. Geol. España 2 (3-4): 199-219.

Ruiz Cebrian, G. (1993): Secuencias deposicionales en las facies terrígenas del Cretácico en la región del Alto Tajo (Cordillera Ibérica). Provincias de Guadalajara y Cuenca. Geogaceta 13: 110-112.

Ruiz, G. y Segura, M. (1993): Análisis secuencial de la Formación Arenas de Utrillas en el N de la provincia de Cuenca. (Cordillera Ibérica). Geogaceta 14: 67-68.

Salas, R., Martín Closas, C., Querol, X., Guimerá, J. y Roca, E. (1991): Evolución tectonosedimentaria de las cuencas del Maestrazgo y Aliaga. Penyagolosa durante el Cretácico inferior. Guía de campo. III Coloq. Cretácico de España.

Salas, R. (1989): Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las cordilleras Ibérica oriental y Costero Catalana meridional. Cuad. Geol. Ibérica 13: 121-157.

Salas, R. Barrachina, A., Cabanes, R. y Querol, X. (1986): Los sistemas deposicionales del Malm y el Cretácico inferior de los Catalánides y la Cordillera Ibérica oriental. XI Congr. Español de Sedimen. Barcelona. Excursión nº4: 125 pp.

Sánchez-Moya, Y., Muñoz, A., Ramos, A. y Sopeña, A. (1992): Las discontinuidades estratigráficas del Buntsandstein en el borde occidental de la cuenca triásica y su implicación en las correlaciones. Geogaceta 11: 3-7.

Schröeder, R., García, A., Cherchi, A. y Segura, M. (1993): El Albense-Cenomanense del Pto. del Remolcador (Cordillera Ibérica, Maestrat, Castelló): secuencias deposicionales y biozonación con grandes foraminíferos. Geogaceta 14: 69-72.

Soler y Jose, R., Martínez del Olmo, W., Megías, A.G. y Abeger, J.A. (1983): Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo Español. Mediterranea Ser. Geol. 1: 71-82.

Vera, J.A. (1984): Discontinuidades estratigráficas en materiales pelágicos: caracterización, génesis e interpretación. I Congr. Nacional Geol. Segovia, 3: 109-122.

Vera, J.A. (1983): Aspectos sedimentológicos en la evolución de los dominios alpinos mediterráneos durante el Mesozoico. X Congr. Espa. Sedimentología. Conferencia. In. Libro Homenaje L.Sánchez de la Torre. Publ. de Geología (1984) 20: 25-54.

System Tract y Depositional Sequences

Cabrera, L., Calvet, F., Guimera, J. y Permanyer, A. (1991): El registro sedimentario Miocénico en los semigrabens del Vallés-Penedés y de el Camp: Organización secuencial y relaciones tectónica sedimentación. I Congr. Español del Terciario. Guía de campo. Vic.

Calvet, F., Zamarreño, I. y Trave, A. (1991): Los sistemas arrecifales del Mioceno Superior en la cuenca Alacant-Elx. I. Congr. Grupo Español del Terciario Vic: 52-54.

Calvet, F., Tucker, M.E. y Henton, J. (1989): Sistemas de rampas carbonatadas del Triásico medio, Catalánides, NE España. XII Congr. Espan. Sedim. 43-54.

Davoli, G., Marianini, L., Baruffini, L., Mutti, E., Sgavetti, M., Stochi, S. y Tebaldi, E. (1991): Depositional setting and sequence-stratigraphy of the lower Eocene Castisent Group (Sooth-Central Pyrenees). I. Congr. Grupo Español Terciario Vic: 109-111.

Franseen, E.K., Goldstein, R.M. y Whitesell, T.E. (1993): Sequence stratigraphy of Miocene Carbonate complexes, Las Negras, SE Spain. Implications for quantification of changes in relative sea level. AAPG. Mem 57. 409-434.

García Mondejar, J. y Fernández Mendiola, P.A. (1989): Secuencias y asociaciones de sistemas (systems tracts) en la serie carbonatada albiense entre La Gandara y Las Machorras (Cantabria-Burgos). XII Congr. Sedim. Español. Bilbao: 55-64.

García Mondejar, J. and Fernández Mendiola, P.A. (1993): Sequence stratigraphy and Systems Tracts of a mixed carbonate and siliciclastic Platform-Basin setting: The Albian of Lunada and Soba, Northern Spain. A.A.P.G. Bull. nº 2: 245-275.

García Mondejar, J. and Fernández-Mendiola. P.A. (1992): Incised valley fills at a lower Albian sequence boundary (Western basque-cantabrian basin). Geogaceta 11: 105-107.

González Batile, A.G. y Rubio Guilleumas, J. (1991): Relacions de camp entre associacio' de facies: "Systems Tracts" a la seqüencia Montañana II. I Congr. Grupo Español Terciario Vic: 158-161.

López Blanco, M. y Marzo, M. (1992): Secuencias deposicionales de tercer y cuarto orden en los abanicos costeros de Sant Llorens del Munt y Montserrat (Eoceno, Cuenca de Antepais Surpirenaica, NE de España). III Congr. Geol. España. Salamanca t 2: 123-129.

López Blanco, M. y Marzo Carpio, M. (1991): Estratigrafía secuencial del complejo de abanico costero de Sant Llorens del Munt (Cuenca del Ebro, NW de España). I Congr. Grupo. Espan. Terciario Vic.: 182-185.

Marqués, B., Oloriz, F. y Rodríguez Tovar, F.J. (1991): Interactions between tectonics and eustasy during the Upper Jurassic and lovermost Creataceous. Examples from the south of Iberia. Bull. Soc. Geol. France. t. 162.

Martínez del Olmo, W. (1993): Depositional Sequences in the Gulf of Valencia Tertiary basin. Cambridge Univ. P. Friend and C. Dabrio Edit. (En prensa).

Martínez del Olmo, W. y Jurado, M.J. (1991): El Neógeno de la Cuenca del Mar Menor (Murcia) a partir de datos de subsuelo. I. Congr. Grupo Español del Terciario: 198-201.

Martínez del Olmo, W., Aguirre, J. y Fernández Ortigosa, F. (1991): Los ciclos eustáticos-sedimentarios del Neógeno en el Golfo de Valencia (Mediterráneo Occidental). I. Congr. Grupo Español del Terciario Vic: 206-210.

Martínez del Olmo, W. y Megías, A.G. (1991): La crisis messiniense a partir de los datos del Golfo de Valencia. Com. I. Congr. Grupo Español del Terciario: 202-205.

Pérez Arlucea, M. (1991): Características de los sedimentos carbonáticos de la segunda transgresión del Triásico Medio (Ladiniense) en la zona central de la Cordillera Ibérica. Rev. Soc. Geol. de España v. 4: 143-164.

Pérez-López, A. y Fernández, J. (1992): Secuencias deposicionales reconocidas en el Trías de la Zona Subbética (sur de España) y discusión de sus límites. III Congr. Geol. España 1: 180-184.

Pomar, L. (1991): Estratigrafía secuencial de alta frecuencia en arrecifes del Mioceno superior (Mallorca) y su aplicación en Estratigrafía sísmica. I Congr. Grupo Español del Terciario Vic: 269-271.

Riaza, C. and Martínez del Olmo, W. (1993): Depositional model of the Guadalquivir-Gulf of Cádiz Tertiary basin. Cambridge Univ. P. Friend and C. Dabrio Edit. (En prensa).

Rosell, J. y Costa Mercadal, J.M. (1989): Secuencias deposicionales en las turbiditas de Ripoll. XII Congr. Espan. Sedim.: 115-120.

Toledo, M.J. (1991): Secuencias deposicionales y fases tectónicas en el Eoceno de la cuenca de Jaca. I Congr. Grupo Español Terci. Vic: 329-333.

Ager, D.V. (1980): Major marine cycles in the Mesozoic. J. Geol. Soc. London 138: 139-166.

Algeo, T.J. and Wilkinson, B.H. (1988): Periodicity of mesoscale Phanerozoic sedimentary cycles and the role of Milankowitch orbital modulation. Jour. Geol. 96: 313-322.

Berger, A.L. (1980): The Milankowicht astronomical theory of paleoclimates: a modern rewiew. Vistas in Astronomy 24: 103-122.

Berger, A.L. (1984): Accuracy and frequency stability of the earth's orbital element's during the Quaternary. De Riedel Publ. c. Amsterdam, Pt. 1: 3-39.

Chang, K.H. (1975): Unconformity-bounded stratigraphic units. Geol. Soc. Amer. Bull. 86 (11).

Cloetingh, S., McQueen, H. y Lambeck, K. (1985): On a tectonic mechanism for regional sea-level variations. Earth Planet Sci. Letters 75: 157-166.

Covey, C. (1984): Orbita terrestre y períodos glaciares. Invest. y Ciencia. Abril: 30-39.

Delfaud, J. (1972): Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire. L'exemple du Jurassique et du Crétacé inférieur de l'Aquitaine. Mem. B.R.G.M. 77: 593-611.

Dockal, J.A. and Worsley, T.R. (1991): Modeling sea level changes as the Atlantic replaces the Pacific: submergent versus emergent observers. Jour. Geophys Res. V. 96: 6805-6810.

Fischer, A.G. (1986): Climatic rhythms recorded in strata. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 14: 331-376.

Forney, G.G. (1975): Permo-Triassic sea level changes. J. Geol. 83: 773-779.

Foucault, A. y Renard, M. (1987): Controle climatique de la sedimentátion marnocalcaire dans le Mésozoïque d'Espagne (Sierra de Fontcalent, prov. Alicante): arguments isotopiques. C.R. Acad. Sci. París 305: 517-521.

Garrido Megías, A. (1982): Introducción al análisis tectosedimentario. Aplicación al estudio dinámico de cuencas. V Congr. Lat. Amer. Geol. Argentina I: 385-402.

Galloway, W.E. (1989): Genetic stratigraphic sequences in Basin Analysis I: Architecture and génesis of flooding-surface bounded depositional units. A.A.P.G. Bull. 73 (2): 125-142.

George, R.P. (1992): Sedimentological and tectonic controls on available capacity of ocean basins and global sea level. VI Congr. Venezolano de Geofísica: 55-61.

Goodwin, P.J. y Anderson, E.J. (1985): Punctuated agradational cycles; a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. Jour. Geol. 93: 515-533.

Guillocheau, F. (1991): Modalites d'empilement des séquences génetiques dans un bassin de plate-forme (Devonien Armoricain): Nature et distorsion des différents ordres de séquences de depòt emboîtées. Bull. Centre Recher. Expl-Prd. Elf-Aquitaine. vol 15 n°2: 383-410.

Guillocheau, F., Lejay, A., Homewood, P. et Hoffert, M. (1989) Effet des variations du niveau relatif de la mer á tres haute frequence sur l'agencement de corps sedimentaires cotieres tidaux: importance relative des contròler auto-et allo-cycliques. C.R. Acad. Sci. France 309: 1047-1053.

Hallam, A. (1988): A Reevaluation of Jurassic Eustasy in the Light of New Data and the Revised Exxon Curve. S.E.M.P. Spec. Public. 42: 261-273.

Hallam, A. (1981): A revised sea-level curve for the early Jurassic. J. Geol..Soc. London 138: 735-743.

Haq, B.U. (1989): Sequence stratigraphy and sea level change. A global model XII Cong. Espań. Sedim.: 109-112.

Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. S.E.P.M. Spec. Publ. 42: 72-108.

Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R. (1987): The chornologie of the fluctuating sea level since the triassic. Science, 235: 1156-1167.

Hays, J.D., Imbrie, J. and Shackleton, N.J. (1976): Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. Science, 194: 1121-1132.

Hays, J.A. and Pitman, W.V. III (1973): Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences. Nature 246: 16-22.

Imbrie, J.e Imbrie, J.Z. (1980): Modeling the Climatic Response to Orbital Variations Science 207: 943-953.

Kendall, C.G. y Lerche, I. (1988): The rise and fall of Eustasy. SEPM. Special public 42: 3-17.

Kendall, CH.G. y Schlager, W. (1981): Carbonates and relative changes in sea level. Marine Geology: 181-212.

Kominz, M.A. (1984): Ocean ridge volumen and sea-levelchange-an error analysis-. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 36: 97-107.

Loutit, T.S., Hardenbol, J., Vail, P.R. y Baum, G.R. (1988): Condensed sections; the key to age determination and correlation of continental margin sequences. S.E.I.M. Special publ. 42: 183-213.

Martínez del Olmo, W. (1994): Observaciones al modelo tipo de "Depositional Sequence" V. Simposio. Cuencas Subandinas. Venezuela: 1-19.

Matthews, R.K. (1984): Oxygen-isotope record of ice-volume history: 100 million years of glacio-eustatic sea level fluctuations. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 36: 97-107.

Miall, A.D. (1987): Eustatic sea level changes interpreted from seismic stratigraphy: A critique of the methodology with particular reference to the North Sea Jurassic record. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull 70: 121-137.

Milton, N. y Bertram, G. (1991): A dictionary of sequence stratigraphic terminology. B.P. Exploration. Strat. Stud. Group. Glasgow.

Miller, K.G., Wright, J.D. and Fairbanks, R.G. (1991): Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy and margin erosion. Jour. Geophys. Res. V. 96: 6829-6848.

Mitchum, R.M. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part. 1: Glossary of terms used in seismic stratigraphy. A.A.P.G. Mem. 26: 205-212.

Mitchum, R.M. Jr. and Van Wagoner J.C. (1991): High-frecuency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frecuency eustatic cycles. Geol. Sed. 70: 131-160.

Mitchum, R.M., Vail, P.R. y Sangree, J.B. (1977): Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. A.A.P.G. Mem. 26: 117-143.

Mutti, E. (1985): Turbidite systems and their relations to depositional sequences. Provenance of arenites (G.G. Zuffa Ed) Reidel Publ. 65-93.

Parkinson, N. y Summerhayes, C. (1985): Synchronous Global Sequence Boundaries. Amer. Asoc. Petrol. Geol. Mem. 69: 685-687.

Parsons, B. and Sclater, J.G. (1977): An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. Jour. Geophys Res. v.82: 803-827.

Pitman, W.C.III and Watts, A.B (1991): Introduction to the special section on measurement, causes and consequences of long-term sea level changes. Jour. Geophys. Res. v. 96: 6585-6589.

Pitman, W.C.III and Golovchenko, X. (1991): The effect of sea level changes on the morphology of mountain belts. Jour. Geophys Res v 96: 6897-6891.

Pitman, W.C.III and Golovchenko, X. (1993): The effect of sea level changes on the shelfedge and slope passive margins. S.E.P.M. sp. Public 33: 41-58.

Pitman, W.C.III (1978): Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of pasive margins. Geol. Soc. Amer. Bull. v. 89: 1389-1403.

Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P. and Tesson, M. (1993): Forced regressions in a Sequence Stratigraphic framework: Concepts, examples and exploration significance. A.A.P.G. Bul. v. 76 nº11: 1687-1709.

Posamentier, H.W. and Vail, P.R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition II: Sequence and systems tract models. S.E.P.M. Spec. Publ. 42: 125-154 y 582-592.

Puigdefabregas, C., Múñoz, J.A. y Marzo, M. (1986): Thrust belt development in the Eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. In Foreland basins Spec. Publ. I.A.S. 8.

Rossell, J. (1989): Límites en series turbidíticas. Rev. Soc. Geol. España 2 (3-4): 375-380.

Salvador, R. (1987): Unconformity-Bounded Stratigraphic Units. Geol. Soc. Amer. Bull. 98: 232-237.

Sangree, J.B., Vail, P.R. and Sneider, R.M. (1988): Evolution of facies interpretation of the shelf-slope; aplication of the new eustatic framework to the Gulf of Mexico. 20 th Ann. Offshore Technology Conference. Paper nº 5695.

Santanach, P. (1989): Reflexiones sobre los mecanismos de incidencia de la tectónica en la división estratigráfica de rellenos de cuenca. Implicaciones en la correlación estratigráfica. Rev. Soc. Geol. España 2 (3-4): 223-231.

Sloss, L.L. (1991): The tectonic factor in sea level change: a countervailing wiew. Jour. Geophys. Res. v. 96: 6609-6617.

Vail, P.R. (1987): Seismic stratigraphy interpretation procedure. A.A.P.G. Atlas of Seismic Stratigraphy (A.W. Bally Ed.) 27 (11):11.

Vail, P.R. and Sangree, J.B. (1988): Sequence stratigraphy workbook, fundamentals of sequences stratigraphy. A.A.P.G. Annual Convention Short Course. Houston. Texas.

Vail, P.R. (1987): Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy Part. 1. Seismic interpretacion procedure. A.A.P.G. Bally, A.W. Edit. Atlas of Seis. Stratigraphy.

Vail, P.R., Hardenbol, J. y Tood, R.G. (1984): Jurassic Unconformities, Chronostratigraphy and Sea-Level Changes from Seismic Stratigraphy and Biostratigraphy. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 36: 129-144.

Vail, P.R. y Hardenbol, J. (1979): Sea level changes during the Tertiary. Oceanus, v 22: 71-79.

Vail, P.R., Mitchum, R.M., Tood, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S., Sangree, J.B., Bubb, J.N. and Hatledid, W.G. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Seismic Strat (Ed. C.E. Payton). A.A.P.G. Mem. 26: 49-212.

Van Wagoner, J.C., Possamentier, H.W., Mitchum, R.M. (Jr), Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. and Hardenbol, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. Wilgus et al Ed. SEPM. Special Publ. nº 42: 39-46.

Vera, J.A., Riba, O. y Reguant, S. (1989): Glosario de términos relacionados con el análisis de cuenca. Rev. Soc. Geol. España 2 (3-4): 381-401.

Watts, A.B. (1982): Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea-level. Nature, 297: 469-474.

Wornardt, W. Jr. y Vail, P.R. (1991): Sequence stratigraphy concepts and applications: Colored Wall Chart. Micro-Strat Edit. Londo.

Modelos y arquitecturas sedimentarias

Coleman, J.M. and Prior, D.B. (1982): Deltaic environements. Sandstone depositional environements. A.A.P.G. Mem. 31: 139-178.

James, N.P. (1979): Shallowing-upwards sequence in Carbonates. Walker R.G. Edit. Facies models 1: 109-119.

Kendall, A.C. (1981): Continental and supratidal (sebkha) evaporites In.Fac. Models. R.G. Walker Edit. Canadá: 45-158.

Kendall, A.C. (1981): Subaqueos evaporites. In Fac. Models. R.G. Walker Edit. Canadá: 158-174.

Mutti, E. and Ricci Luchi, F. (1975): Turbidite facies and facies associations. Field trip Guide A-11. IX Congr. Int. Sedim. Nice: 21-36.

Postma, F. (1990): Depositional architecture and facies of rivers and fan deltas: a synthesis. Spec. Pobls. int. Ass. Sediment 10: 13-27.

Postma, G., Nemec, W. and Kleinspehn, K.L. (1988): Large floating clasts in turbidities: a mechanism for their emplacement. Sediment. Geology, 58: 47-61.

Read, J.F. (1985): Carbonate platform facies models. A.A.P.G. Bul. 69: 1-21.

Roberston, C. y Loucks, R.G. (1993): Carbonate depositional sequences and systems tracts. Responses of carbonate platforms to relative sea-level changes. A.A.P.G. Mem. 57: 3-42.

Rosell, J. (1988): Ensayo de síntesis del Eoceno Sudpirenaico: El fenómeno turbidítico. Rev. Soc. Geol. España 1 (3-4): 357-364.

Sarg, J.F. (1988): Carbonate sequence stratigraphy. SEPM. Special public 42: 155-181.

Schamalz, R.F. (1969): Deep water evaporitic deposition: a genetic model A.A.P.G. Bull. 53/4: 798-823.

Shanmugan and Moiola, R.J. (1991): Types of submarine fan lobes: models and implications. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull, 75: 156-179.

Shanmugam, G. and Moiola, R.J. (1988): Submarine fans: characteristics, models, classification and reservoir potential. Earth Sci. Reviews 24: 383-428.

Shanmugam, G. and Moiola, R.J. (1982): Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites. Geology 10: 231-235.

Vera, J.A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el Margen Ibérico de la Cordillera Bética. Rev. Soc. Geol. España Vol. 1 (3-4): 373-391.

Walker, R.G. (1984): Shelf and shallow marine sands. In Facies models Walker, R.G. (Edit) Reprint Serv. 1: 141-169.

Diapirismo

Soct. Nat. Petrol. Aquitaine (1978): La deformation salifere: evolution structural. Manual Interno.

Brognon G. Ph. et Verrier, G.R. (1966): Oil and geology of Cuanza Basin of Angola. A.A.P.G. Bull. v. 50: 108-158.

Dillon, W.P., Popenoe, P., Groe, J.A., Klitgord, K.D., Switf, B.A., Paull, C.K., y Cashaman, K.V. (1982): Growth Faulting and Salt Diapirism: Their Relationship and Central Trough, Eastern North America. A.A.P.G. 34: 21-46.

García-Hernández, M., López-Garrido, A.C. y Pulido, A. (1973): Observaciones sobre el contacto Subbético-Prebético en el sector de Nerpio (Albacete). Cuad. Geol. Univ. Granada 4: 77-91.

Foucault, A. (1986): Le diapirisme des terrains triassiques au Secondaire et au Tertiaire dans le Subbetique du NE de la province de Grenade. Bull. Soc. Geol. France (7) VIII: 527-536.

Guigon, I. y Busnardo, R. (1972): Significación de una klippe sedimentaria: La Peña de Martos (Jaén). VI Reunión del Grupo Español Sedimentología. Granada.

Jackson, M.P.A. y Talbot, C.J. (1986): External Shapes, Strain Rates and Dynamics of Salt Structures. Geol. Soc. Am. Bull. 97: 305-323.

Macheño, M.A. y Rodriguez Estrella, T. (1985): Geología de los diapiros triásicos en el Noroeste de la provincia de Murcia. Estud. Geol. 41: 189-200.

Martínez del Olmo, W., Leret Verdú, G. y Suarez Alba, J. (1986): La estructuración diapírica del Sector Prebético. Geogaceta 1: 43-44.

Martínez del Olmo, W., Loret Verdú, G. y Suarez Alba, J. (1985): Frentes de olistolitos intramiocenos en el Prebético oriental. Trabajos de Geología Univ. Oviedo Homenaje L. Sánchez de la Torre 15: 147-151.

Nieto, L.M., Molina, J.M. y Ruíz-Ortiz, P.A. (1992): Influencia de la tectónica de fractura y del diapirismo en la sedimentación del Jurásico y Cretácico basal al Sur de la provincia de Jaén (zona Subbética). Rev. Soc. Geol. España 5 (1-2): 95-112.

Ortí Cabo, F. (1981): Diapirismo de materiales triásicos y estructuras de zócalo en el sector central valenciano (España). Estud. Geol. 37: 245-256.

Rondeel, H.E. y Van de Gag, P. (1986): A two stage diapiric event in the Eastern Prebetic. Estud. Geol. 42: 117-125.

Serrano, A., Hernaiz, P.P., Malagón, J. y Rodríguez Cañas, C. (1994): Tectónica distensiva y halocinesis en el margen SO de la cuenca Vasco-Cantábrica. Geogaceta 15: 131-134.

Serrano, A. y Martínez del Olmo, W. (1990): Tectónica salina en el Dominio Cántabro-Navarro: evolución, edad y origen de las estructuras salinas. Orti. F. y Salvany, J.M. Edit. ENRESA: 39-53.

Serrano, A., Martínez del Olmo, W. y Camara, P. (1989): Diapirismo del Trías salino en el Dominio Cántabro-Navarro. Libro Homenaje a R. Soler. A.G.G.E.P. Edit: 115-121.

Trusheim, F. (1960): Mechanism of salt migration in Northern Germany. A.A.P.G. Bul v. 44: 1519-1540.

Verrier, G.R. et Castello Branco, F. (1972): La fosse Tertiaire et le gisement de Quenguela-Nord (Bassin de Cuanza). Rev. Int. Fran de Petrole v XXVII: 51-72.

Metodología y trabajos de subsuelo

Arnaiz, I. y Robles, S. (1992): Caracterización geofísica de la facies terrígenas continentales del Cretácico medio de la parte suroccidental de la Cuenca Vascocantábrica aplicada a su interpretación sedimentaria, distribución de lignitos y análisis de cuenca. III. Congr. Geol. España 1: 45-49.

Arnaiz, I. Robles, S. y Pujalte, V. (1991): Correlación entre registros de sondeos y series de superficie del Aptiense-Albiense continental del extremo SW de la Cuenca Vascocantábrica y su aplicación a la identificación de zonas lignitíferas. Geogaceta 10: 65-68.

Aracil, E. (1994): Análisis electrosecuencial: un ejemplo en el sondeo Vildé (Soria) Geogaceta 15: 24-25.

Aracil, E. (1992): Modelización del Cretácico mediante diagrafías. III. Congr. Geol. España 1: 35-39.

Bartrina, T. y Hernández, E. (1990): Las unidades evaporíticas del Triásico del subsuelo del Maestrazgo. Orti, F. y Salvany, J.M. Edit. Barcelona: 34-38.

Castillo Herrador, F. (1974): Le Trias évaporitique des bassins de la Vallé de l'Ebre et de Cuenca. Bull. Soc. Geol. France 16: 666-675.

Chamberlain, A.K. (1984): Surface gamma-ray logs: a correlation tool for frontier areas. A.A.P.G. Bull. 68 (8): 1040-1043.

García Mallo, J. (1982): Diagrafías y reconocimiento de facies. Curso sedimentología. Univ. Complutense. XXI: 1-21.

Jhons, D.R., Herber, M.A. and Schwander, M.M. (1989): Deposition sequences in the Castellon area, offshore northeast Spain. In: Bally, A.W. (Edit) A.A.P.G. 27: 181-184.

Jurado, M.J. (1990): El Triásico y el Liásico basal evaporíticos del subsuelo de la Cuenca del Ebro. Orti, F. y Salvany, J.M. Edit. Barcelona: 21-28.

Jurado, M.J. (1989): Diagrafías: Su aplicación en el análisis sedimentario. Rev. Soc. Geol. España 2 (3-4): 291-301.

Jurado, M.J. (1988): El Triásico del Subsuelo de la Cuenca del Ebro. Tesis Doct. Univ. Barcelona: 259 pp.

Klimowitz Pícola, j. (1991): Notas sobre la estratigrafía y estructura del Terciario inferior en el subsuelo del sector central

de la Cuenca del Ebro. I Congr. Grupo Español del Terciario Vic.: 174-177.

Klimowitz, J. y Torrescusa, S. (1990): Notas sobre la estratigrafía y facies de la serie triásica en el Alóctono Surpirenaico. Orti, F. y Salvany, J.M. Edit. ENRESA: 29-33.

Martínez del Olmo, W. (1994): Turbiditas en sísmica y sondeo. Curso Master Subsuelo. U.C.M.: 19.

Martínez del Olmo, W., Méndez, A. y Conesa, J. (1994): Secuencias Deposicionales del Cretácico en las Cuencas de los Llanos, Putumayo, Boyacá, Magdalena Medio y Río Catatumbo a partir de registros de pozo. V Simpos. de Cuencas Subandinas. Venezuela: 85-107.

Martínez del Olmo, W., Méndez, A., De Andrea, R., Conesa, J y Martínez Cabañas, W. (1994): Secuencias Deposicionales del Terciario en las Cuencas de los Llanos y del Río Catatumbo a partir de registros de pozo. V. Simpos. de Cuencas Subandinas. Venezuela: 108-121.

Martínez del Olmo, W. y Méndez, A. (1991): Un modelo paleogeográfico de la formación Mirador (Cuenca Llanos de Colombia). IV Simposio Cuencas Subandinas. Bogotá: 18 pp.

Martínez del Olmo, W., Suarez Alba, J. Serrano Oñate, A. y Leret Verdú, G. (1986): Los sistemas turbidíticos miocenos de la Cuenca Guadalquivir-Golfo de Cádiz. Abstr. XI. Congr. Español. Sedim. Barcelona.

Martínez del Olmo, W., García Mallo, J., Leret Verdú, G. Serrano Oñate, A. y Suarez Alba. J. (1984): Modelo tectosedimentario del Bajo Gualdalquivir. I Congr. Español Geolog. 1: 199-213.

Martínez del Olmo, W. (1984): Un ejemplo actual y reciente de abanico turbidítico profundo: Columbretes, A_1. I Congr. Español de Geología. Tomo V: 53-75.

Martínez del Olmo, W. and Esteban, M. (1983): Paleokarst development (Western Mediterranean) In: P.A. Sholle, D.G. Behout and C.M. Moore (Ed). A.A.P.G. Mem. v.30: 93-95.

Meléndez Hevia, F. (1975): Correlación del Cretácico de la Serrranía de Cuenca con el sondeo Villanueva de los Escuderos-1. (Cuenca). I Symposium Cret. Cordillera Ibérica: 85-97.

Mitchum, R.M. Jr. (1985): Seismic stratigraphic expression of submarine fans. A.A.P.G. Mem. 39.

Muñoz, A., Ramos, A., Sopeña, A. y Sánchez-Moya, Y. (1992): Electrofacies en el Triásico de la cuenca de Almazán. Geogaceta 11: 26-30.

Quesada, S., Robles, S. y Pujalte, V. (1991): Correlación secuencial y sedimentológica entre registros de sondeos y series de superficies del Jurásico Marino de la Cuenca de Santander (Cantabria, Palencia y Burgos). Geogaceta 10: 3-6.

Rider, M.H. (1986): The geological interpretation of Well logs. Blackie Halsted Press. Glasgow: 175 pp.

Serra, O. (1987): Les diagraphies: outil geologique. Bull Soc. Geol. France (8). T III 7: 1323-1341.

Serra, O. (1986): Les diagraphies differées: leur emploi en geologie sedimentaire. Bull. Cent. Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine. 10,2: 205-227.

Serra, O. (1973): Interprétation géologique des diagraphies differées en series carbonatées. Bull Centre. Rech. Pau. S.N.P.A. 72 (1).

Suarez Alba, J., Martínez del Olmo, W., Serrano Oñate, A. y Leret Verdú, G. (1989): Estructura del sistema turbidítico de la Formación Arenas del Guadalquivir, Neógeno del Valle del Guadalquivir. Libro Homenaje R. Soler y José. A.A.G.E.P. Madrid: 123-136.

Suarez, J., Leret, G. and Martínez del Olmo, W. (1985): Keuper evaporitic sequence from S.E. Spain. 6th E. R. Meeting of Sedimentology I.A.S. Lérida: 447-450.

Vail, P.R. and Wornardt, W.W. (1990): Well Log-Seismic Sequence Stratigraphy: An integrated Tool for the 90's. 11th Annual Research Conference Soc. Econom. Paleo. Mineral Foundation. Gulf Coast Section: 379-388.

Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M. Jr., Campion, K.M. and Rahmanian, V.D. (1990): Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. A.A.P.G. Methods in

Exploration Series 7: 55.

Vicente Bravo, J.C. (1992): Simulación por ordenador de diagrafías de rayos gamma a partir de secciones estratigráficas de superficie. III Congr. Geol. España 1: 242-246.

Watson, H.J. (1982): Casablanca field offshore Spain. A paleomorphic trap. A.A.P.G. Mem. 32.

Cartografía geológica

A. Memoria y hoja geológica 1:50.000. Serie Magna. I.G.M.E.

Almela, A., Gómez Nogueroles, E., Quintero, I. y Mansilla, H. (1973): ALCOY.

Arias, C., Bascones, L. y Martín, D. (1977): CHINCHILLA DE MONTE ARAGÓN.

Assens, J., Ramírez del Pozo, J., García Quintana, A., Hernando, S., Villena, J. y Riba, O. (1972): REQUENA.

Baena, J. (1979): JUMILLA.

Bascones, L., Lendinez, A., Martín, D. y Tena-Dávila, M. (1978): CASA IBAÑEZ.

Beltrán, F.J., Zapatero, M.A., Ríos Aragües, L.M., Goy, J.L. y Zazo, C. (1977): NAVARRES.

Colodrón, I. y Ruiz de la Lopa, V. (1980): VILLAJOYOSA.

Elizaga, E., Gallego, J., García Domingo, A. y López Olmedo, F. (1980): HELLÍN.

Gallego, I., García Domingo, A. y López Olmedo, F. (1981): PINOSO, YECLA Y MONTEALEGRE DEL CASTILLO.

Gallego, I., García Domingo, A., López Olmedo, F. y Baena, J. (1981): ONTUR.

García Domingo, A., López Olmedo, F., Jerez Mir, L. y Gallego, I. (1980): ISSO.

García Vélez, A., García Ruiz, L., Zazo, C. y Goy. J.L. (1979): LLOMBAY.

Goy, J.L., Vegas, R. y Zazo, C. (1974): VALENCIA Y BURJASOT.

Jerez, L., Jerez, F. y García, G. (1972): CIEZA.

Jerez, L., García, G. y Jerez, F. (1972): CALASPARRA.

Lendinez, A. y Tena Dávila, M. (1976-77 y 78): CARCELÉN, JALANCE, CAUDETE Y ALMANSA.

Leret, G. y Lendínez, A. (1976): ALICANTE.

Leret, G., Nuñez, A., Colodrón, I. y Martínez del Olmo, W. (1976): ELDA.

Martínez del Olmo, W., Colodrón, J. y Núñez, A. (1977): CASTALLA.

Martínez del Olmo, W. y Benzaquen, M. (1973): CANALS y ONTENIENTE.

Pedraza, J. y Vegas, R. (1973): JAVEA.

Pedraza, J., Vegas, R., Zazo, C. y Goy, J.L. (1973): GANDIA.

Quintero, I., Almela, A., Gómez Nogueroles, E. y Mansilla, H. (1978): ALPERA.

Ríos Aragües, L.M., Beltrán, F.J., Zapatero, M.A., Goy, J.L. y Zazo, C. (1979): SUECA Y ALCIRA-LEVESA.

Ruiz de la Lopa, V. (1976): AYORA.

Soubrier, J., García Ruiz, L., Muelas, A., García Vélez, A., Zazo, C. y Goy, J.L. (1976): CHESTE.

B. Cartografías geológicas 1:50.000 y 1:25.000. Trabajos inéditos años 1965-1975.

Azema, J. (Univ. Paris): Región Castalla-Elda-Fortuna-Abaran.

Benzaquen, M. (SEPESA): Región S.ª de La Solana-El Caroch.
(FINAGUA): Región Sella-Aitana.
- Sierra del Cabezón de Oro.
- Sinclinal de Albaida-Beniganin.

Felgueroso, C. (SEPESA):
- Anticlinal de Sierra Larga.
- Región Socovos, Letur, Moratalla.

Fostier, J. (SEPESA): Región Aitana-Benidorm.

Fourcade, E. (Univ. Paris): Región Yecla-Isso.

Martínez del Olmo, W. (FINAGUA): Cancarix-Jumilla-Yecla.
- Sierras del Carche y Salinas.
- Sierras de las Puntillas, Cabras y Escabezado.
- Sierras del Molar, Cingla, Buey y Larga.
- Sierras de Enmedio y Serral.
- Región NE de Yecla.
- Región El Madroño-Ontur-Tobarra-Hellín.
- Región de El Mugrón de Almansa.
- Región de Jaraco y Barcheta.
- Sierras de Umbría y Zafra.
- Región El Cenajo-Covatillas, Calasparra.
- Región del Amadorio.
- Anticlinal de Jalón y Sinclinal de Benisa.

Pendas, F. (SEPESA):
- La plataforma de Albacete.
- Anticlinal de La Oliva.
- Sinclinal de Calasparra.
- La Peña del Altar.

Ríos Aragües y Martín, J.A. (ENPASA): Región del Cabo de la Nao.

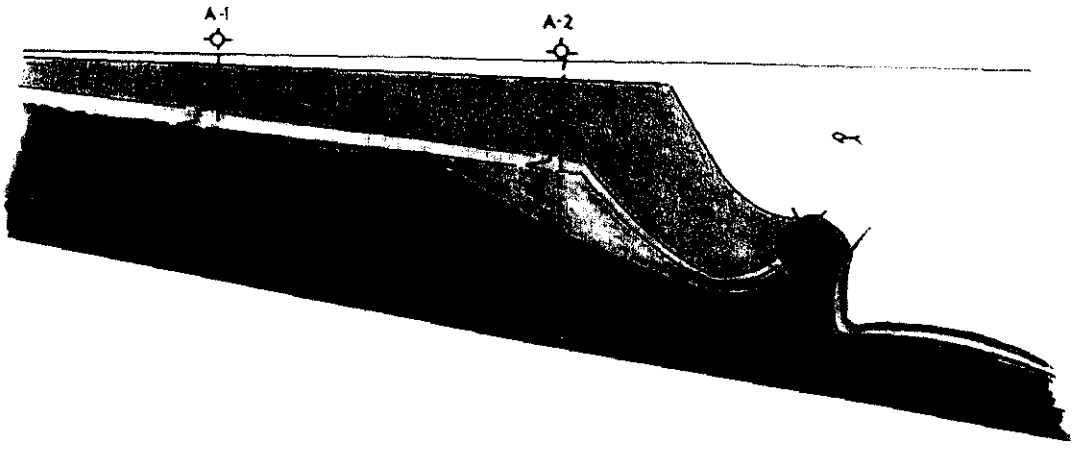
* SEPESA: Filial española de PETROFINA

* FINAGUA: Filial de FINA IBÉRICA, S.A.

* ENPASA: Filial española de Soc. Nat. Petrol. de Aquitania.

SECUENCIAS DE DEPOSITO Y ESTRUCTURACION DIAPIRICA
EN
MESOZOICO Y NEOGENO DEL PREBETICO Y GOLFO DE VALENCIA
DESDE
SONDEOS Y LINEAS SISMICAS

LIBRO II. Figuras

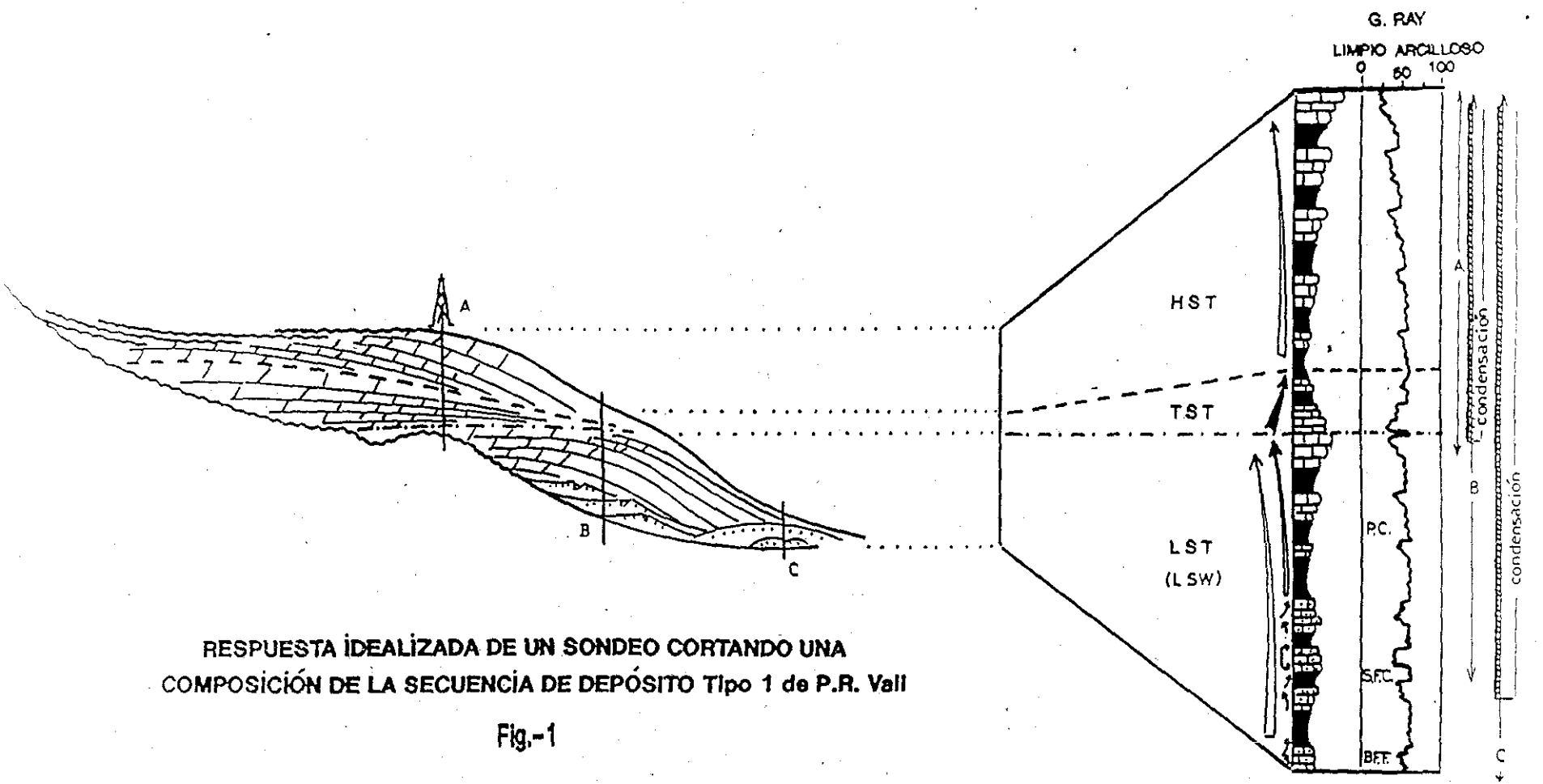


W. Martínez del Olmo 1996

METODOLOGÍA DE SUBSUELO

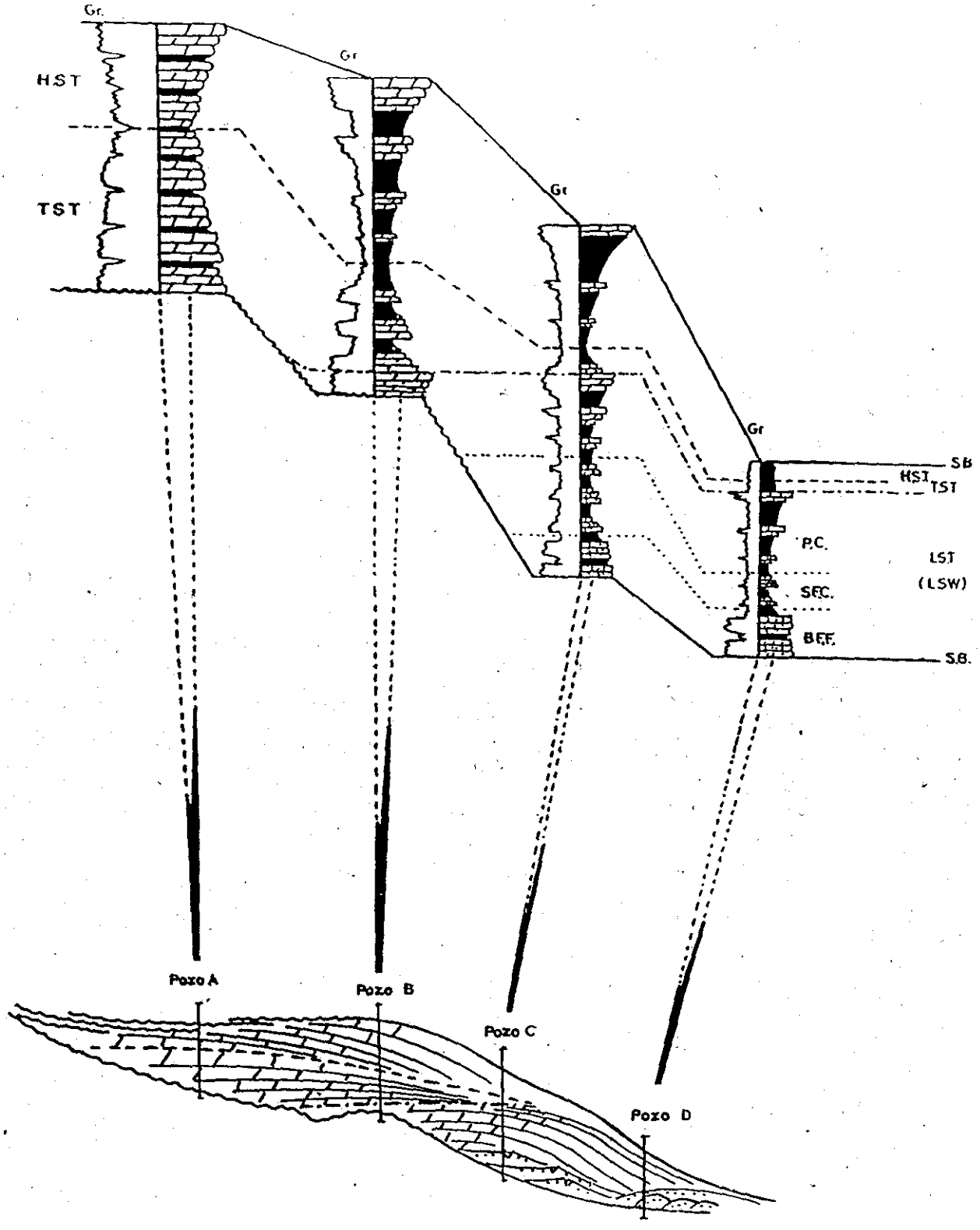
- Principios básicos
- Sedimentos continentales
- Recetas de cocina
- Los eventos de media y alta frecuencia
- Secuencias de Depósito del área de trabajo

Figuras 1 a 26



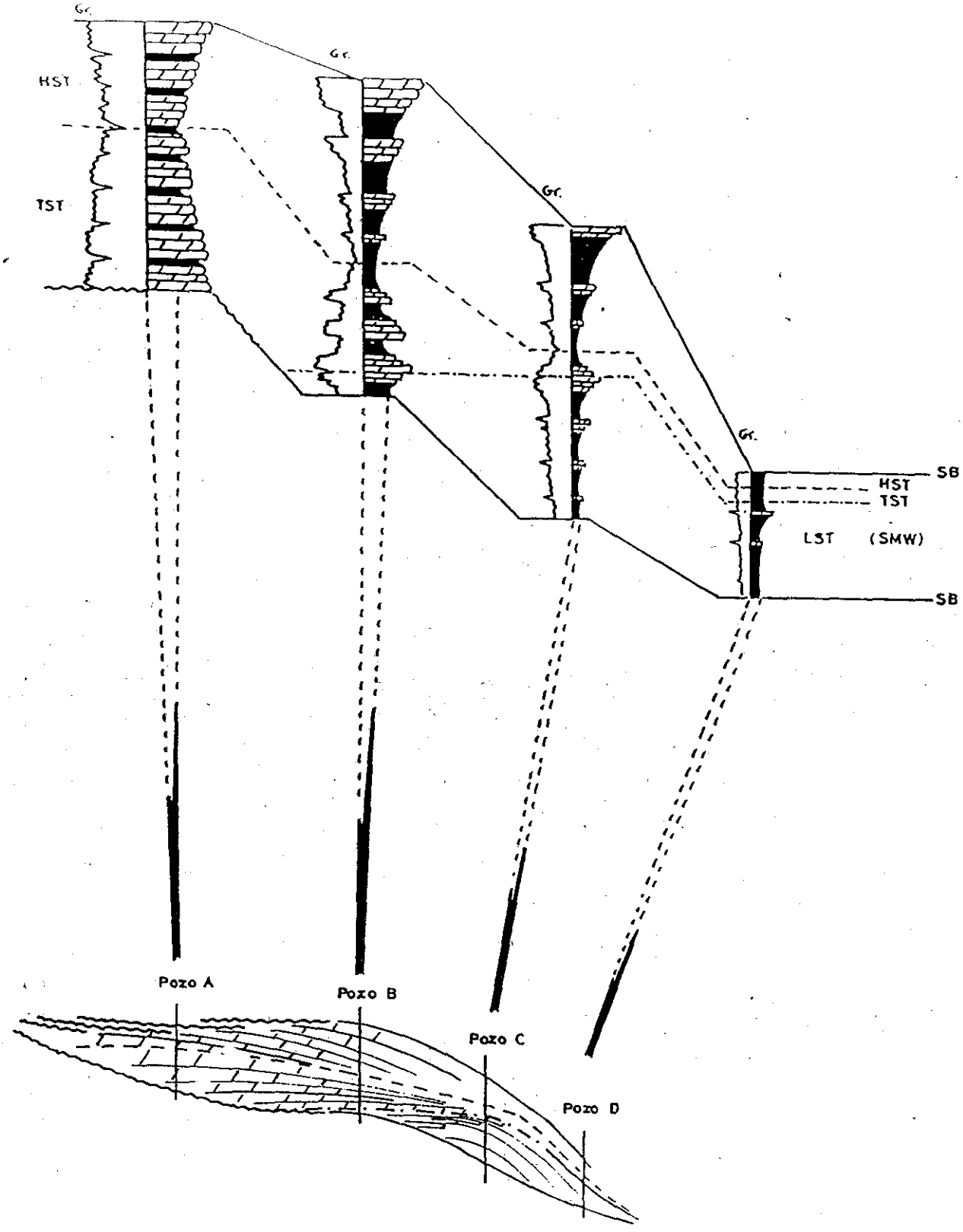
RESPUESTA IDEALIZADA DE UN SONDEO CORTANDO UNA COMPOSICIÓN DE LA SECUENCIA DE DEPÓSITO Tipo 1 de P.R. Vail

Fig.-1



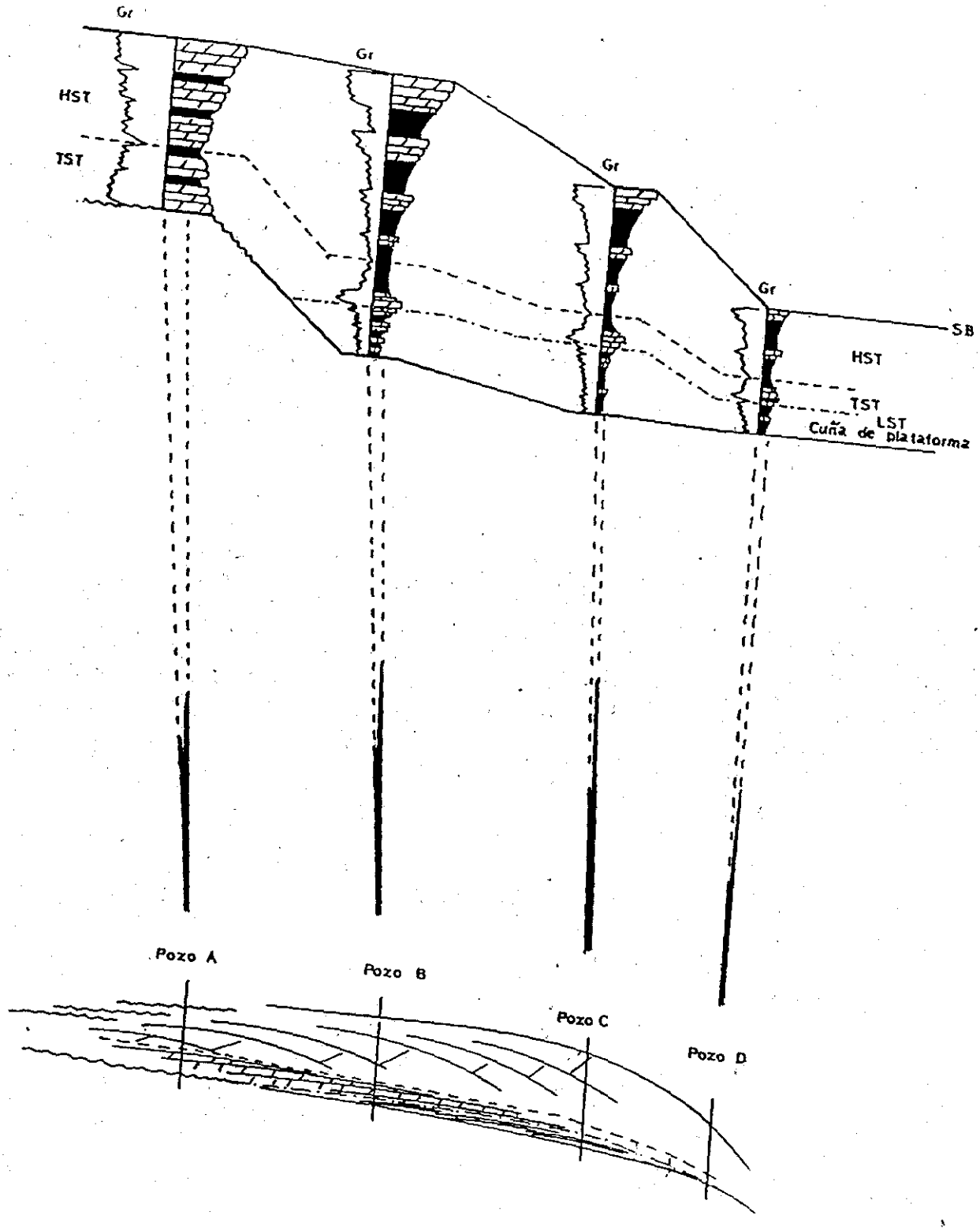
SECCIONES IDEALIZADAS SOBRE
LA SECUENCIA DE DEPOSITO Tipo1 [P.R. Vail]

Fig-2



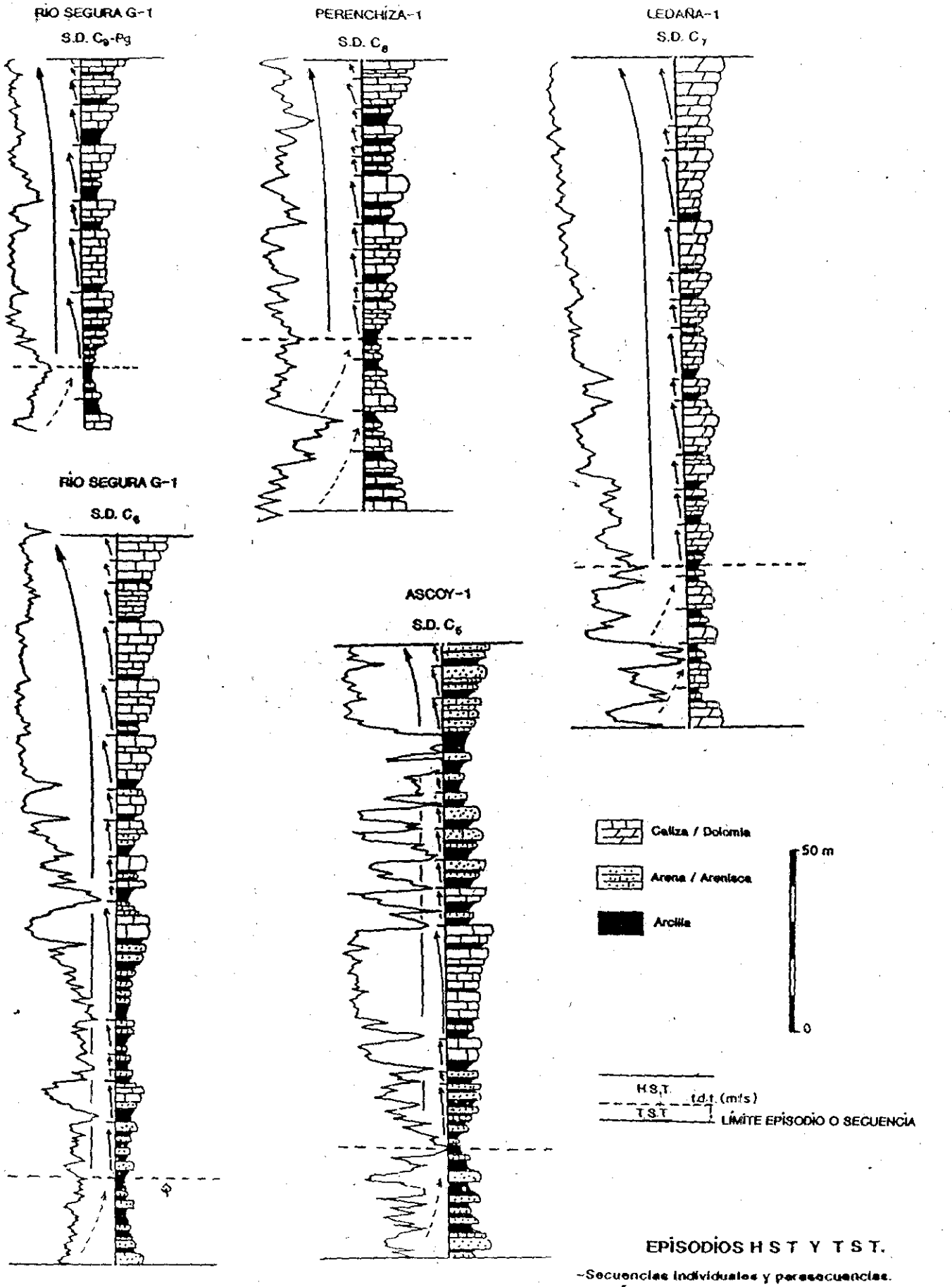
RESPUESTA IDEALIZADA SOBRE
LA SECUENCIA DE DEPÓSITO TIPO 2 (P.R. VAIL)

FIG - 2a



RESPUESTA IDEALIZADA SOBRE
LA SECUENCIA DE DEPOSITO TIPO-3

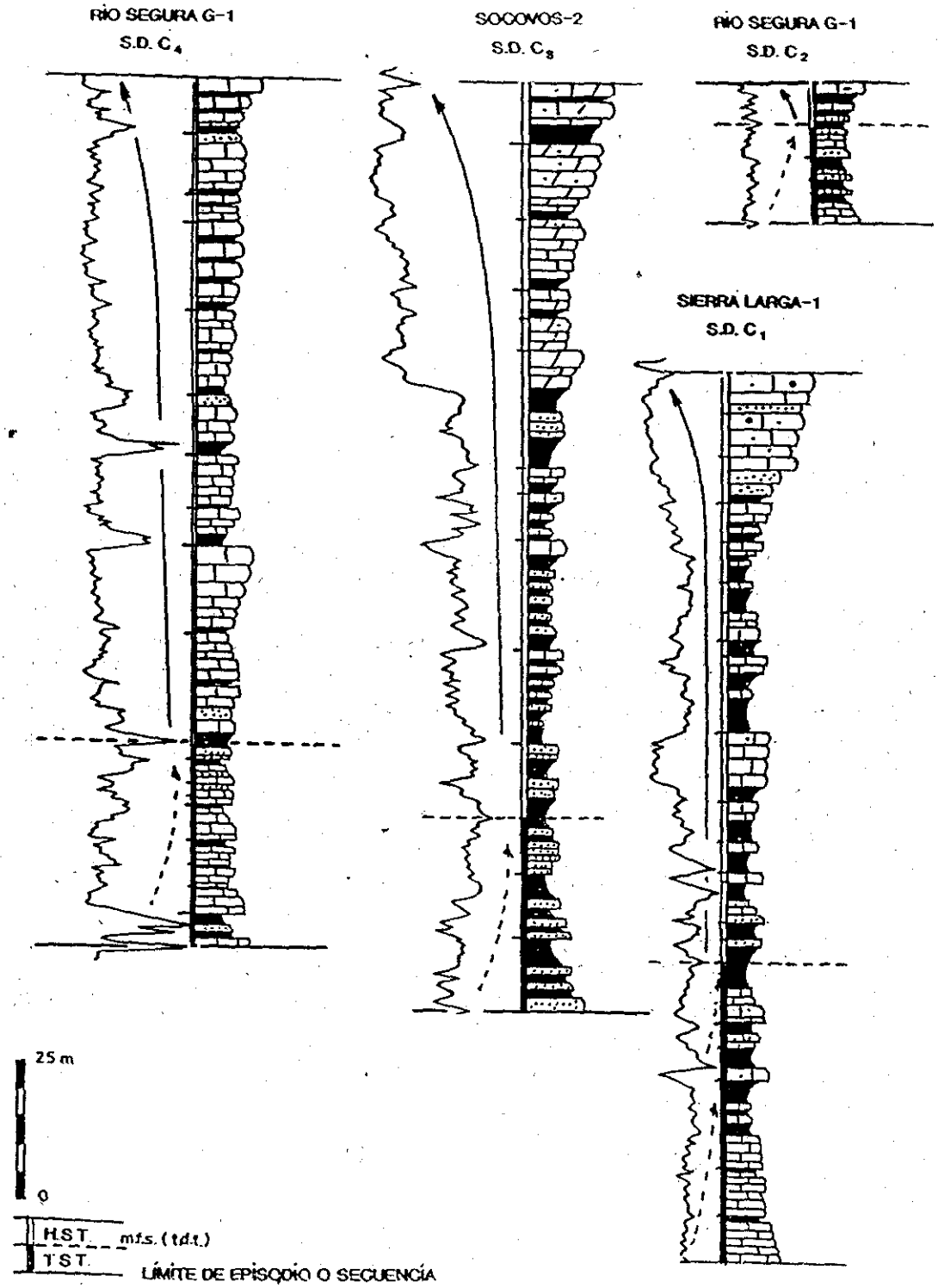
FIG-2b



EPISODIOS H S T Y T S T.

-Secuencias individuales y paresecuencias.
-Cretácico Sup.:Sondeos y Estratigrafías diversas.

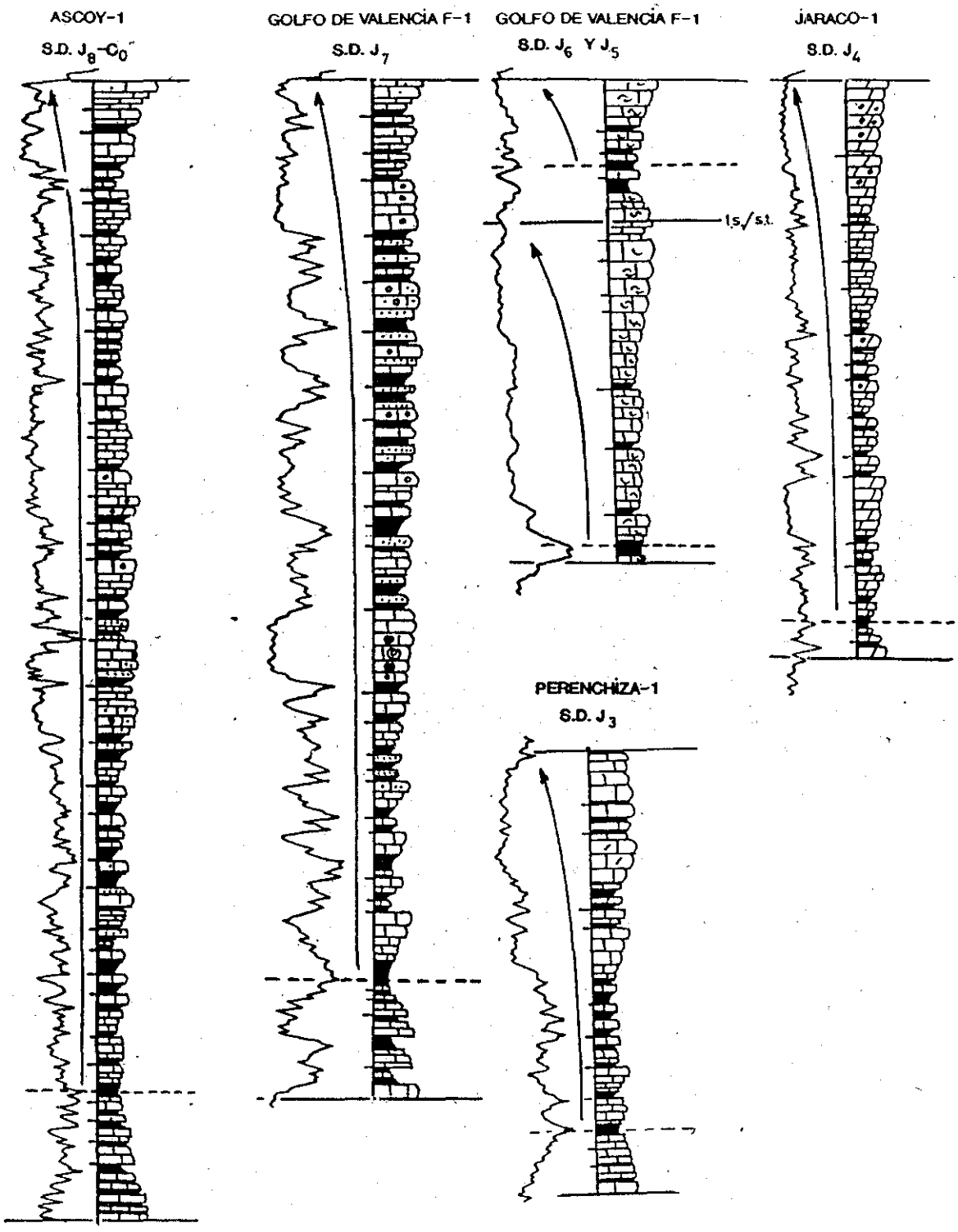
Fig.-3



EPISODIOS H S T Y T S T.

Sondeos y Estratigrafía diversos

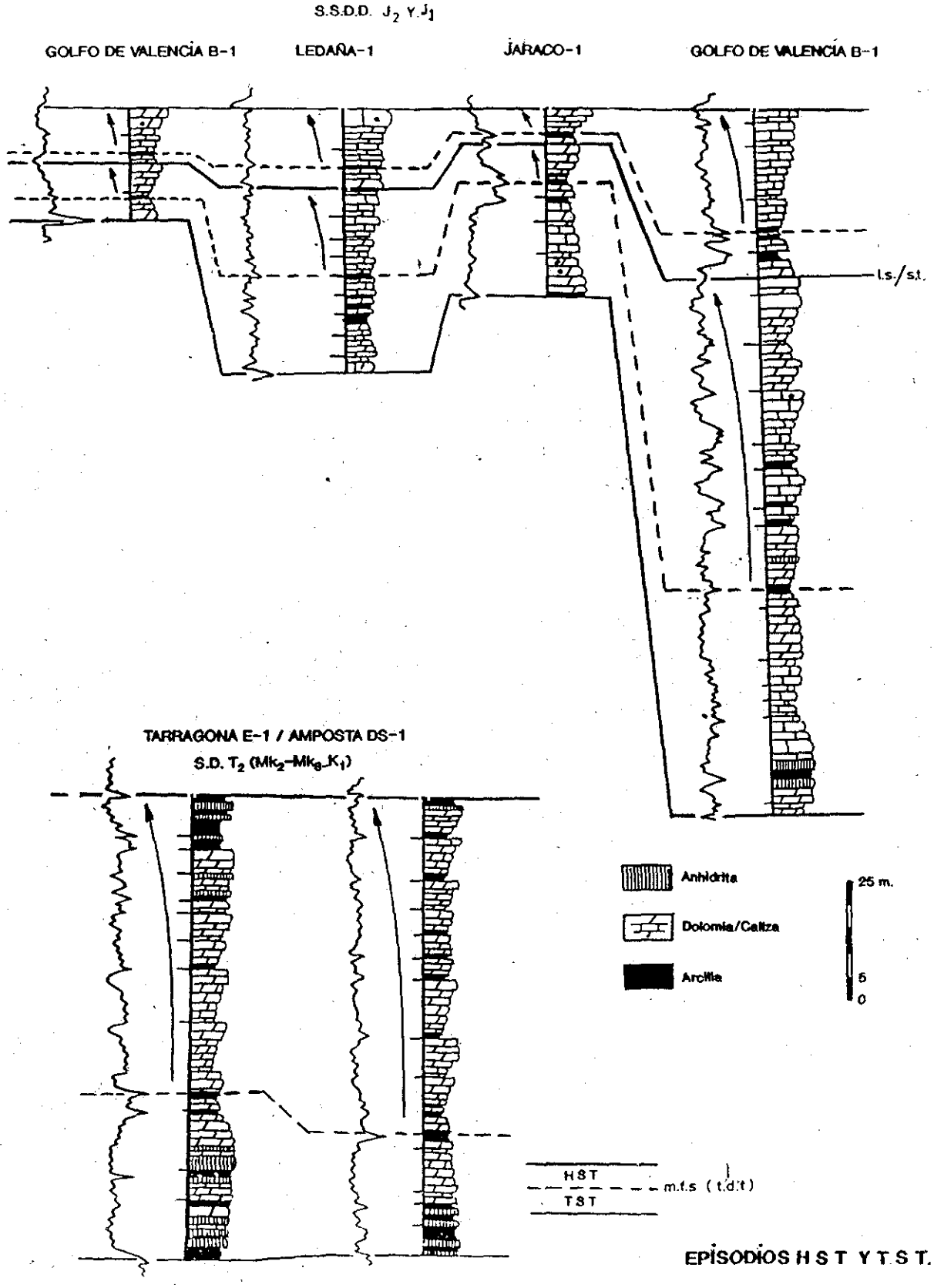
Fig.-4



EPISODIOS H S T Y T S T.

Jurásico: Sondeos y Estratigrafía diversas.

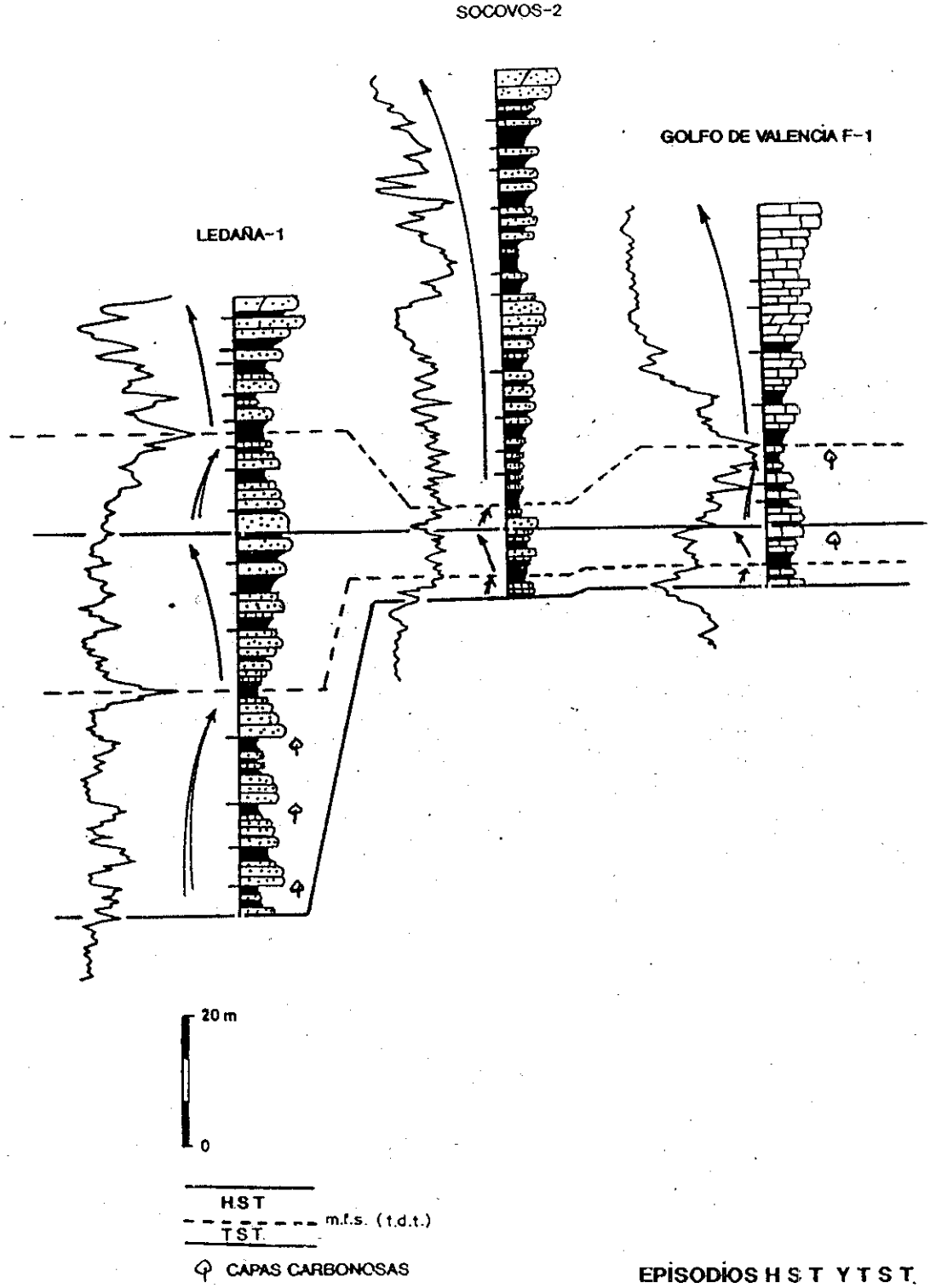
Fig.-5



EPISODIOS H S T Y T S T.

Estratigrafía y sondeos diversos.

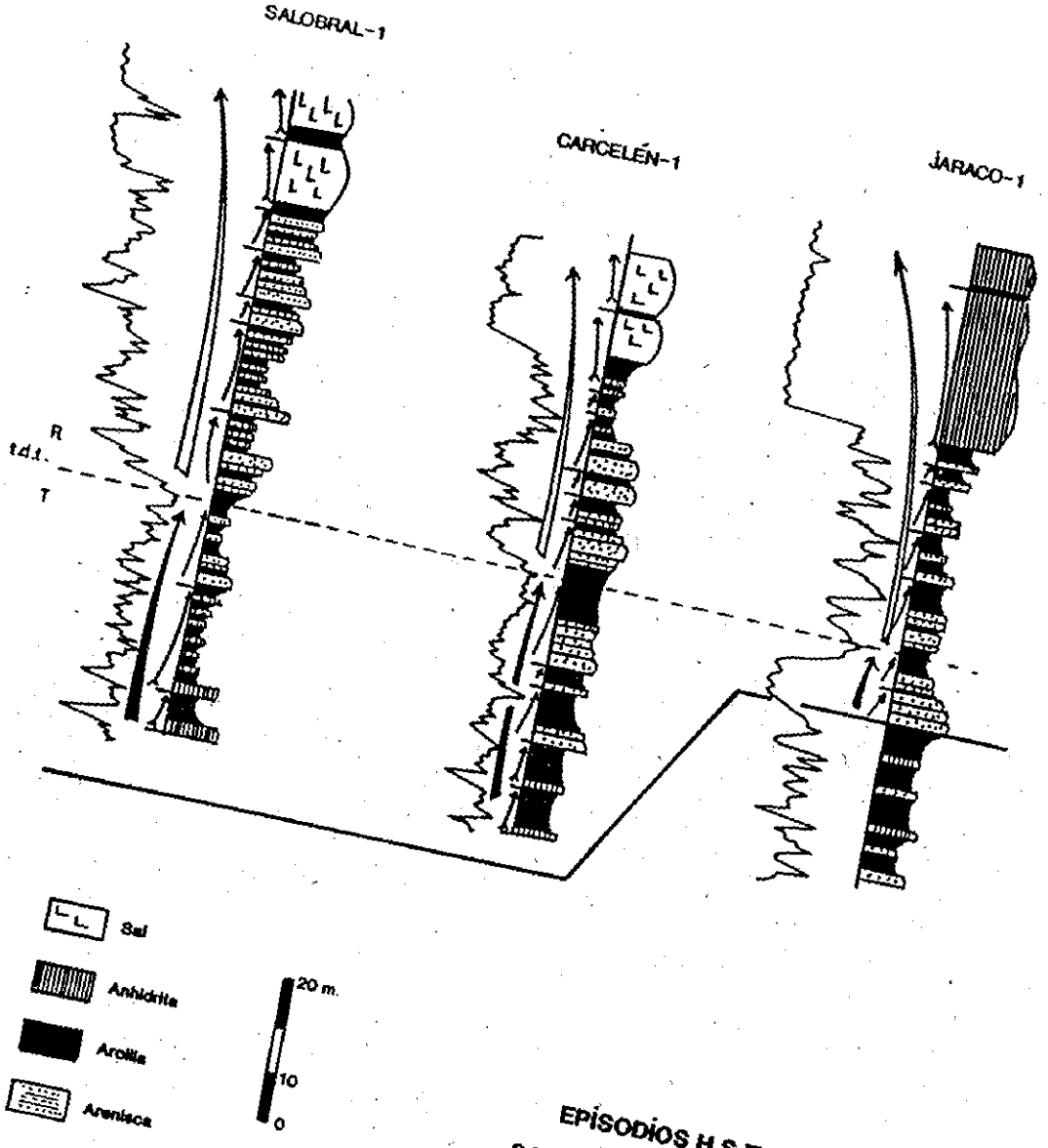
Fig.-6



EPISODIOS H.S.T. Y T.S.T.

S.S.D.D. C_5 Y C_6 (ESCUCHA Y UTRILLAS)

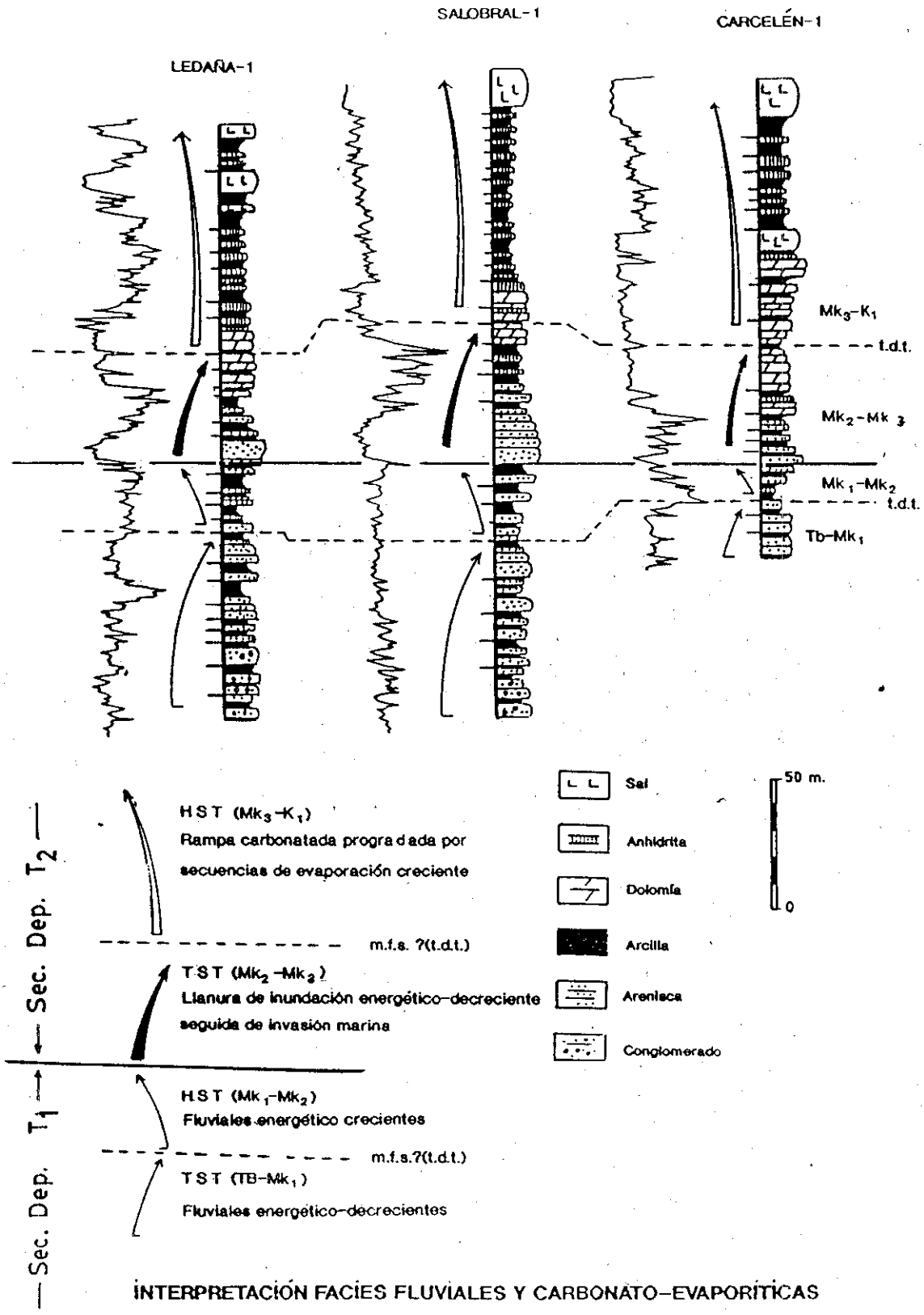
Fig.-7



EPISODIOS H S T. Y T S T.

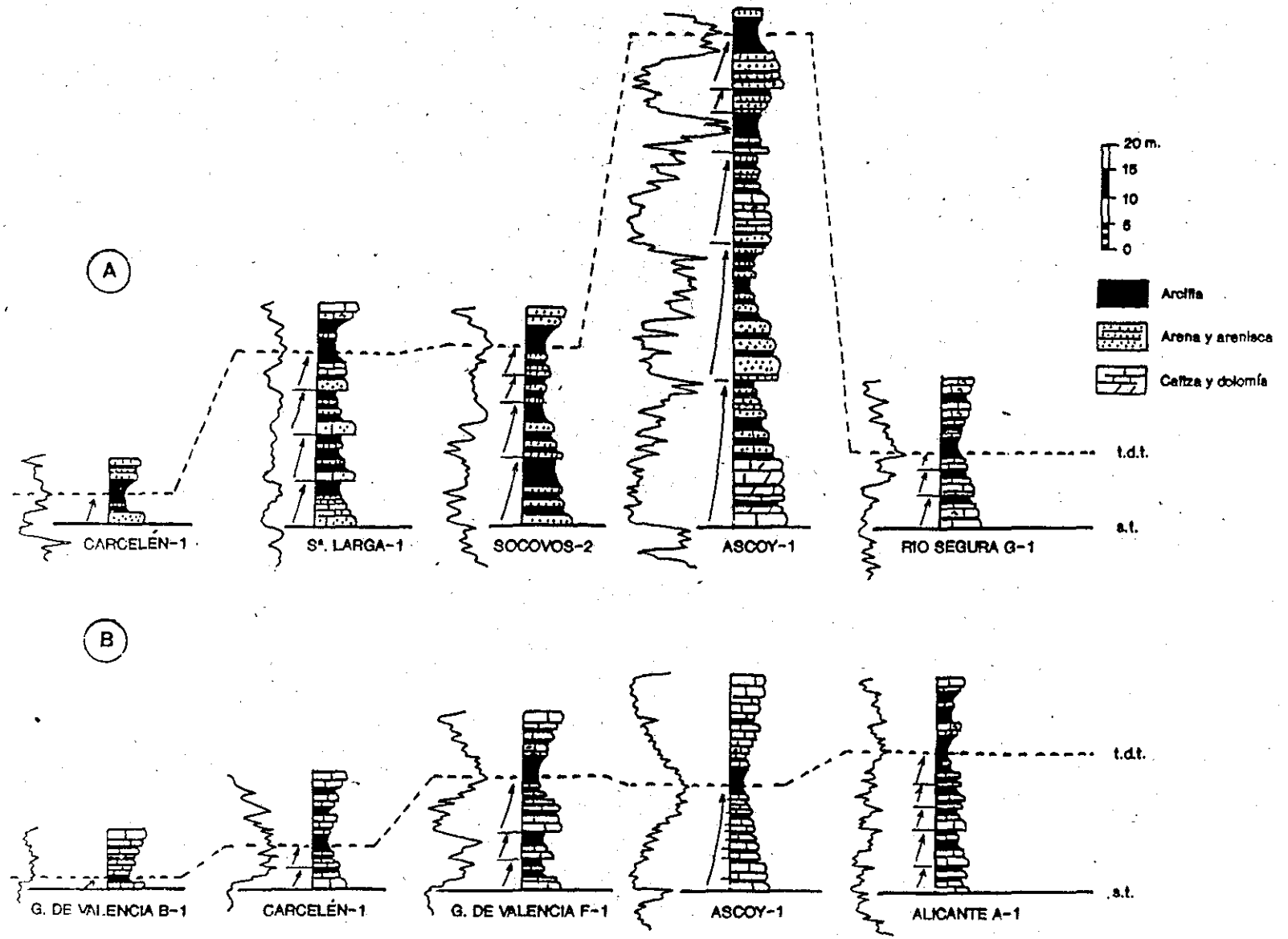
S.D. T_s (Arenisca de Manuel y Keuper 2)

Fig.-8



INTERPRETACIÓN FACIES FLUVIALES Y CARBONATO-EVAPORÍTICAS

Fig.-9



t.d.t. Techo depósitos transgresivos (m.s.f.)

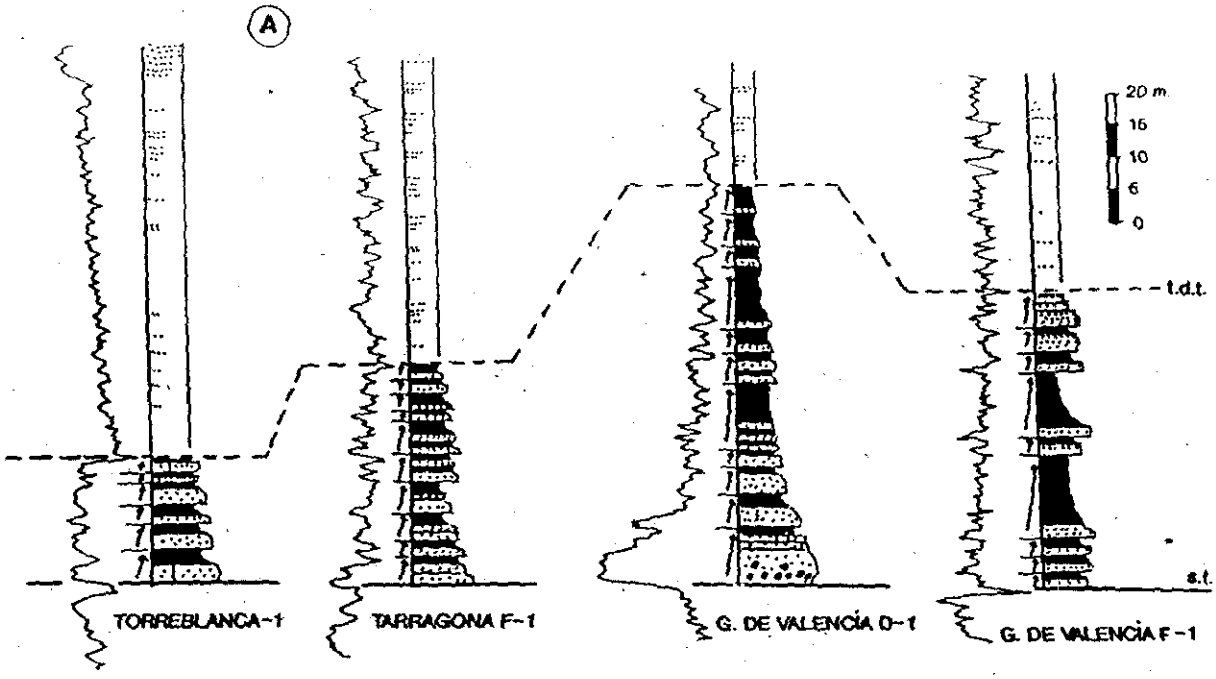
s.t. Superficie transgresiva

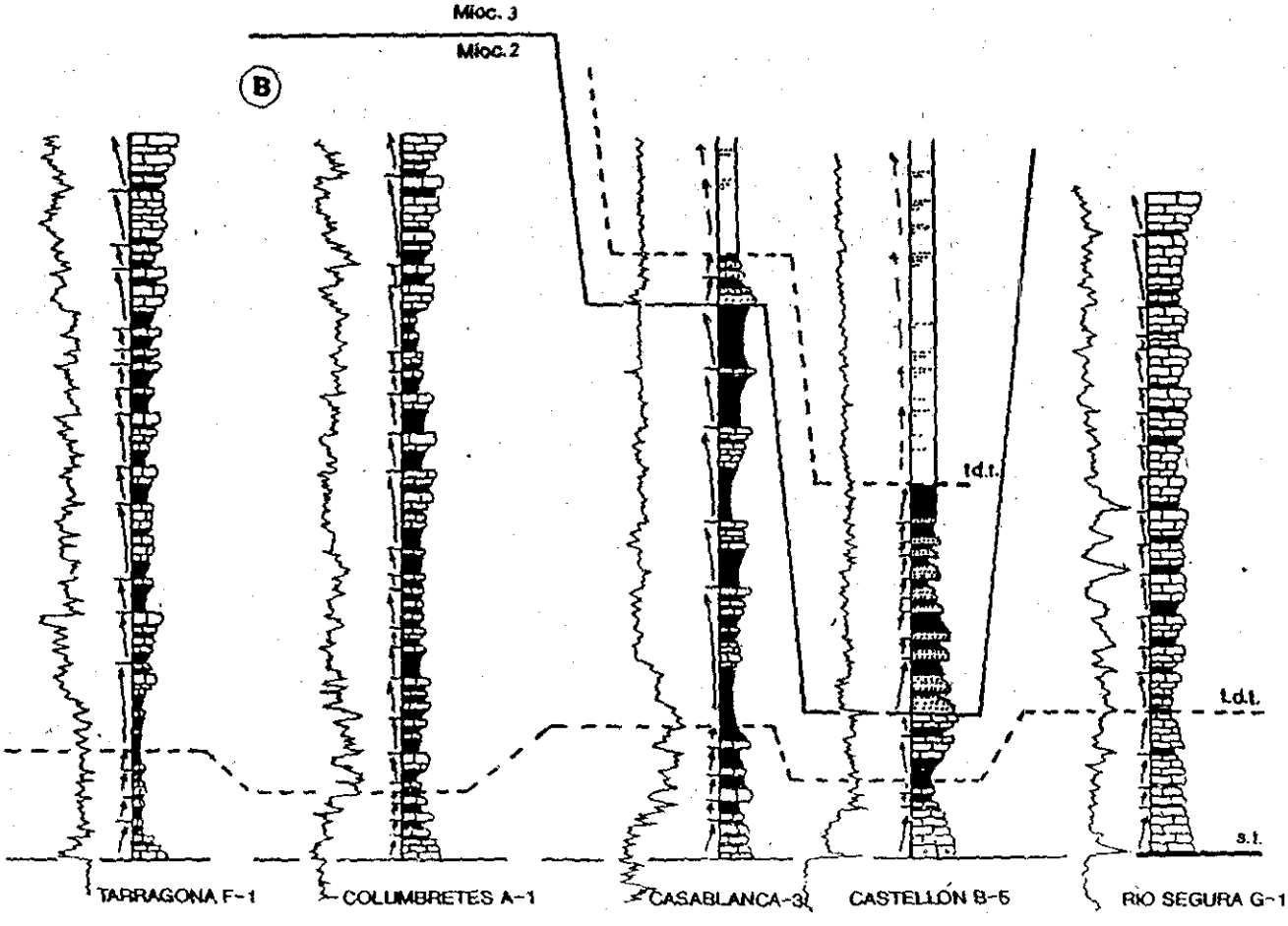
EPISODIOS T.S.T.

A) S.D. Barremiense–Aptiense inf. C_3

B) S.D. Kimmeridgiense–Portlandiense J_7

Fig -10





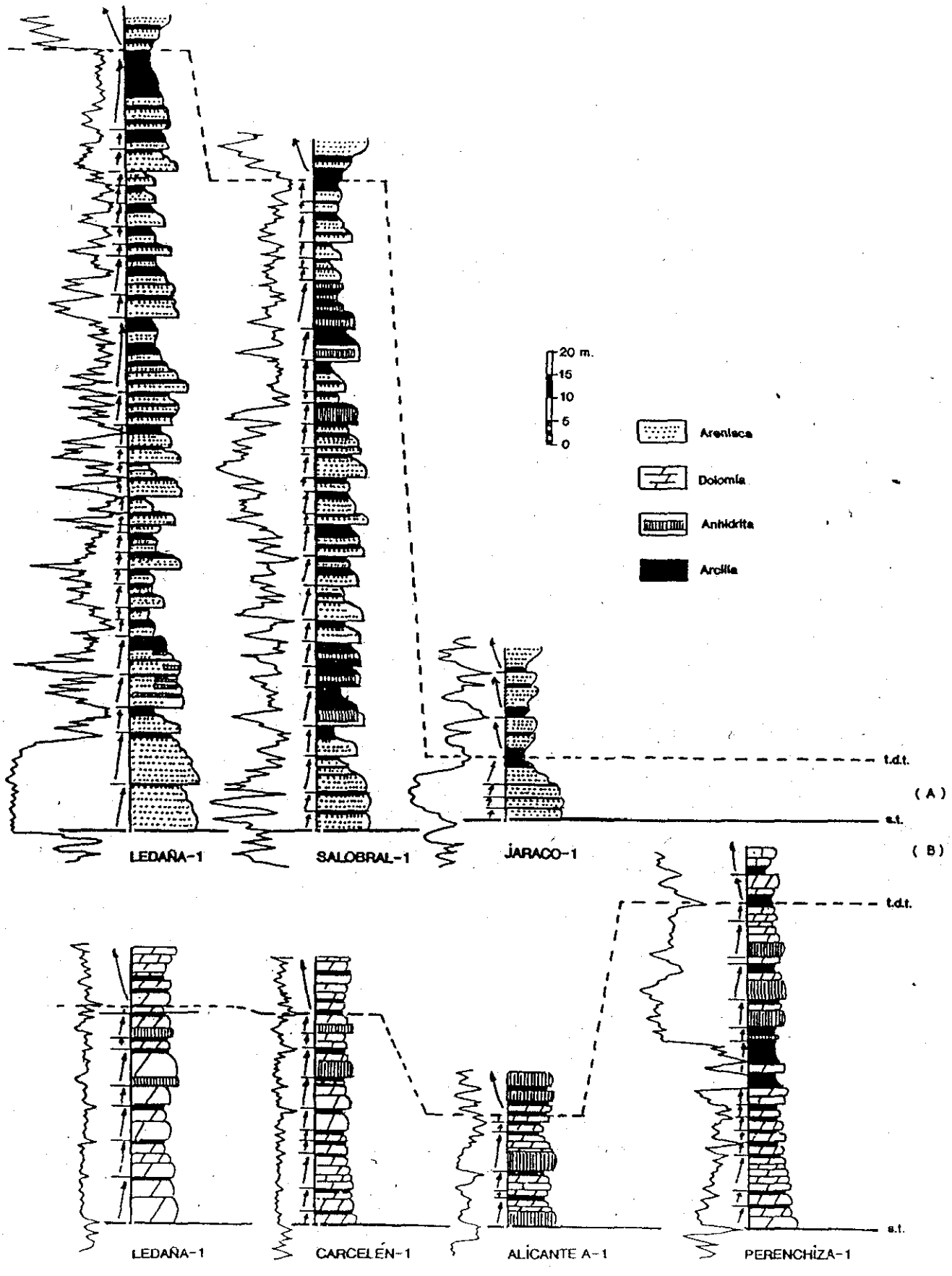
HST — s.t.
(t.d.t.) m.f.s.
TST — s.t.

EPISODIOS H S T Y T S T.

A) S.D. Plioc. 1 (M_8P_1)

B) S.S.D.D. Mioc. 3 y 2

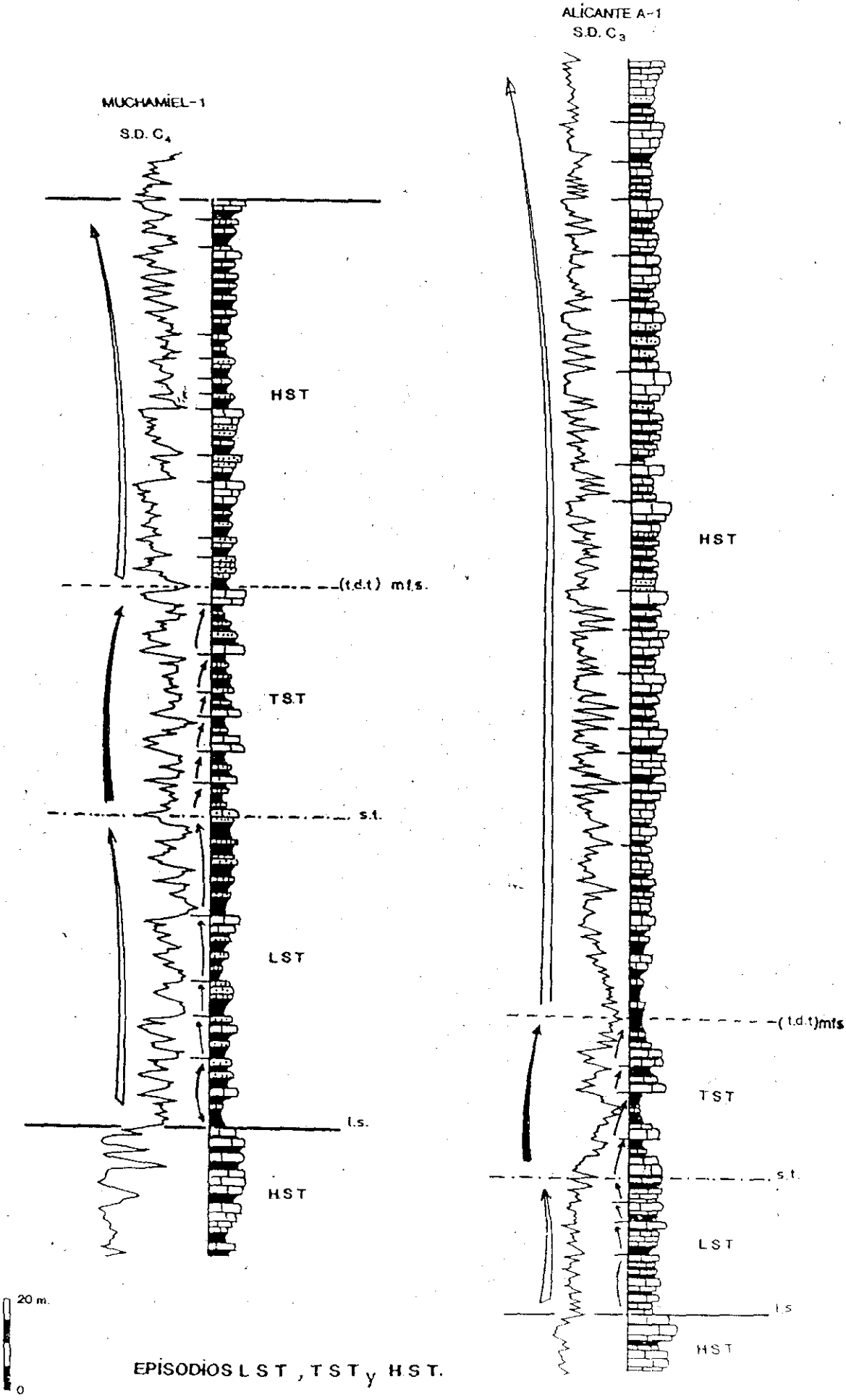
Fig.-11



INTERPRETACIÓN DE EPISODIOS T S T.

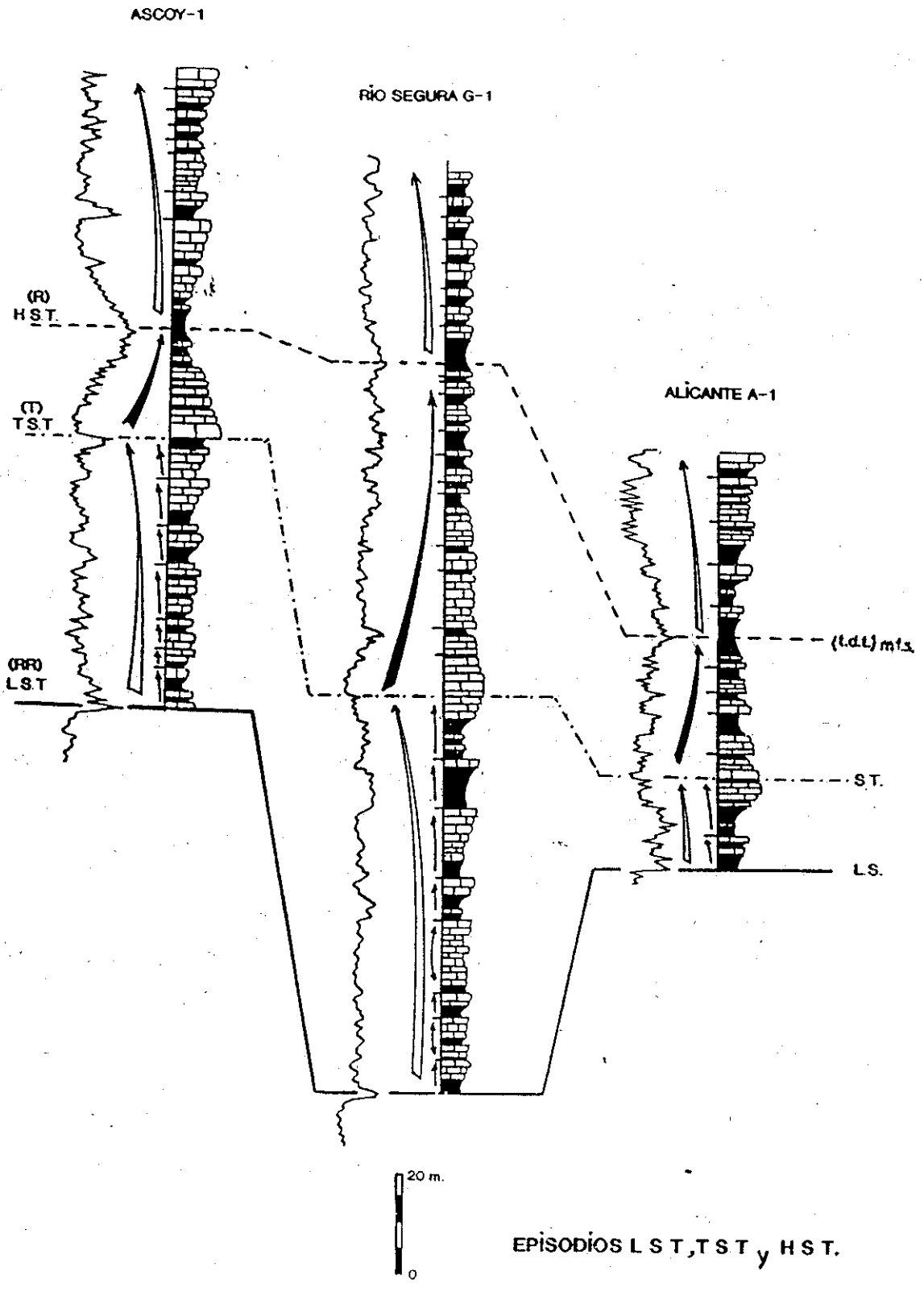
A) S.D. T_3 (Areniscas de Manuel)
B) S.D. T_4 (Supra keuper)

Fig.-12



EPISODIOS L S T , T S T y H S T.

Fig.-13

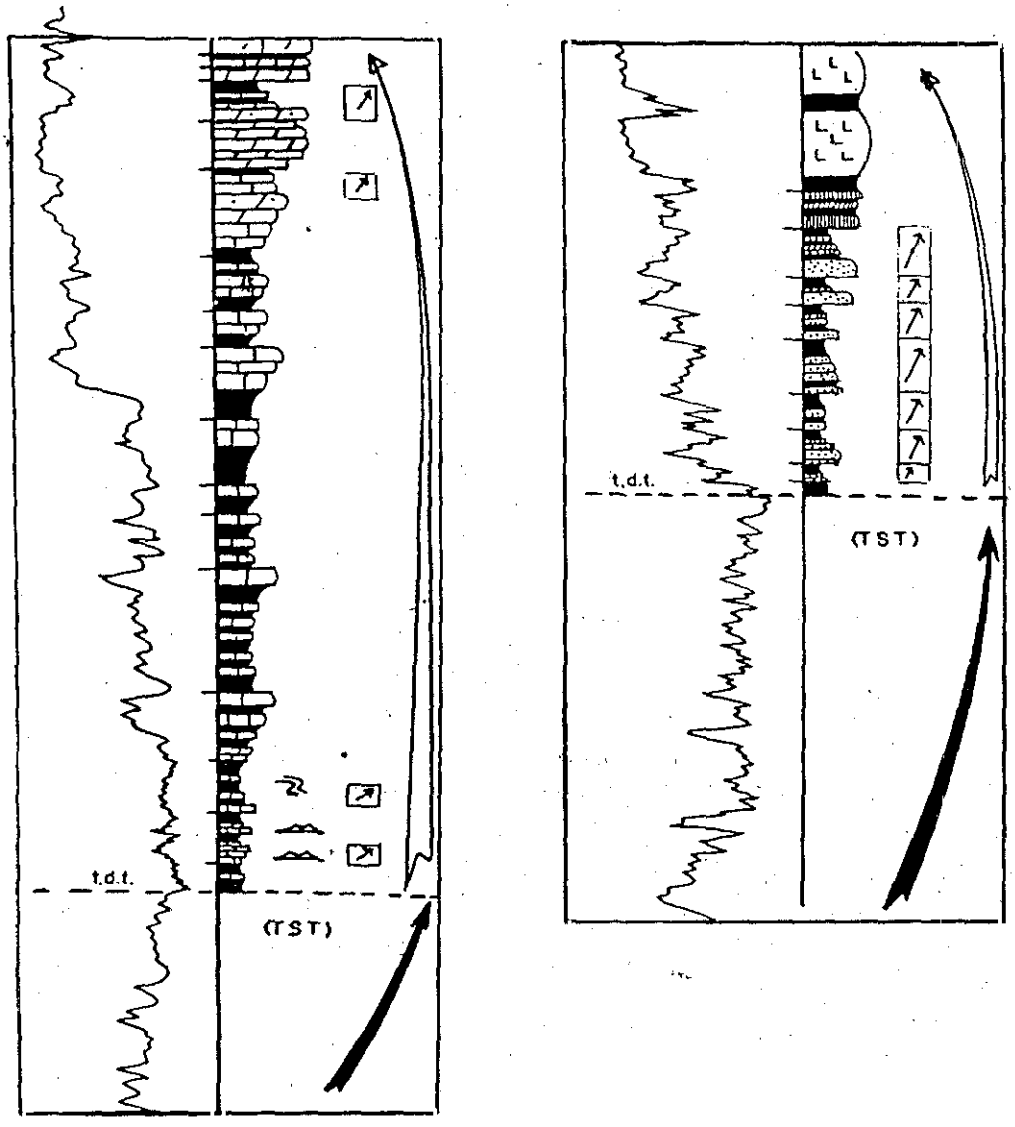


EPISODIOS L S T, T S T y H S T.

Fig.-14

MARINO: Carbonatado o Siliciclástico

FLUVIAL-EVAPORITICO



Sec. individuales opuestas

Slump

Turbiditas

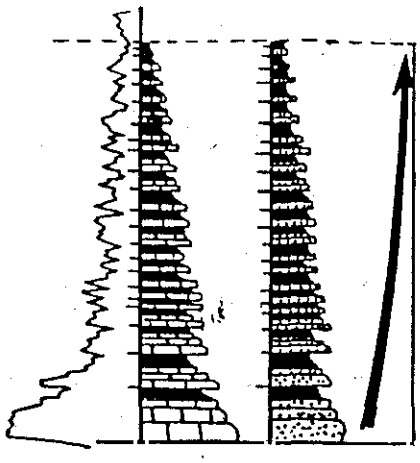
20 m.

0

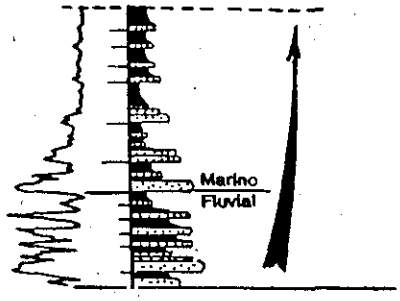
PARASECUENCIAS TIPO H S T.

Fig.-16

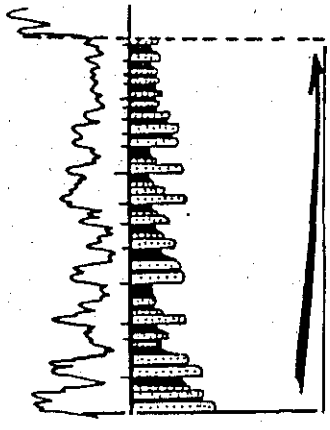
MARINO : Carbonatado o Siliciclástico



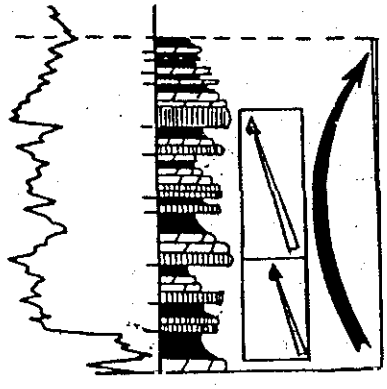
FLUVIO-MARINO



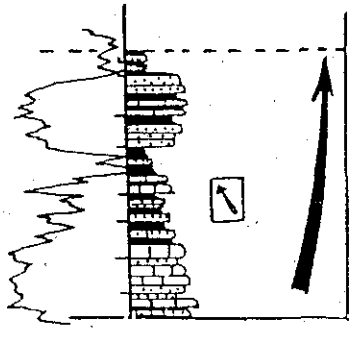
FLUVIAL



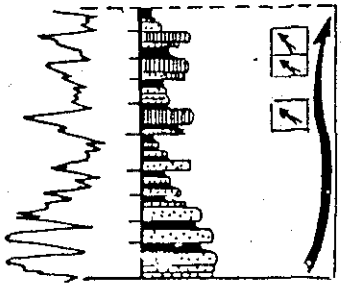
CARBONATADO-EVAPORITICO



MARINO Carbonatado-Siliciclástico



FLUVIAL-EVAPORITICO

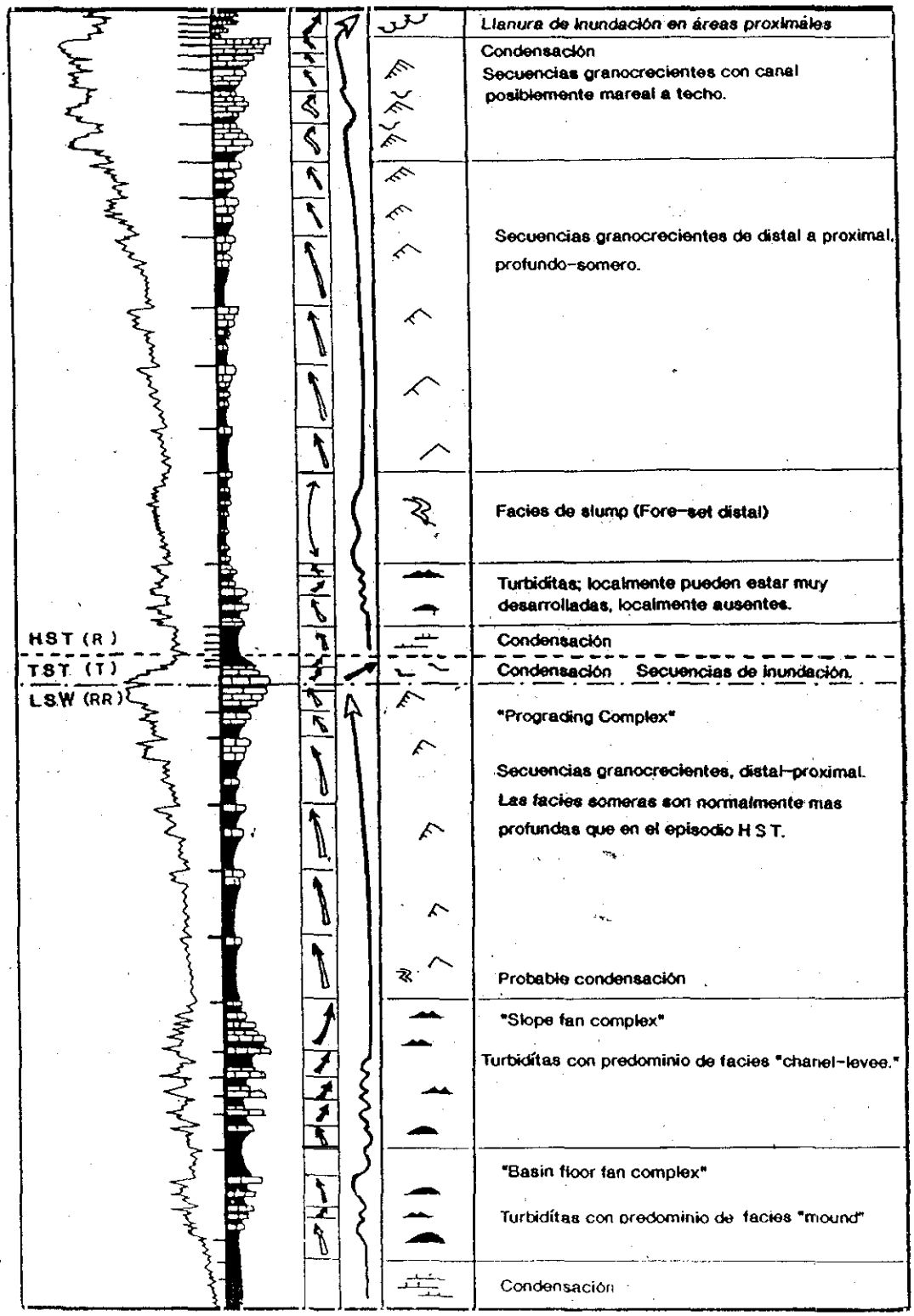




Sec. opuestas

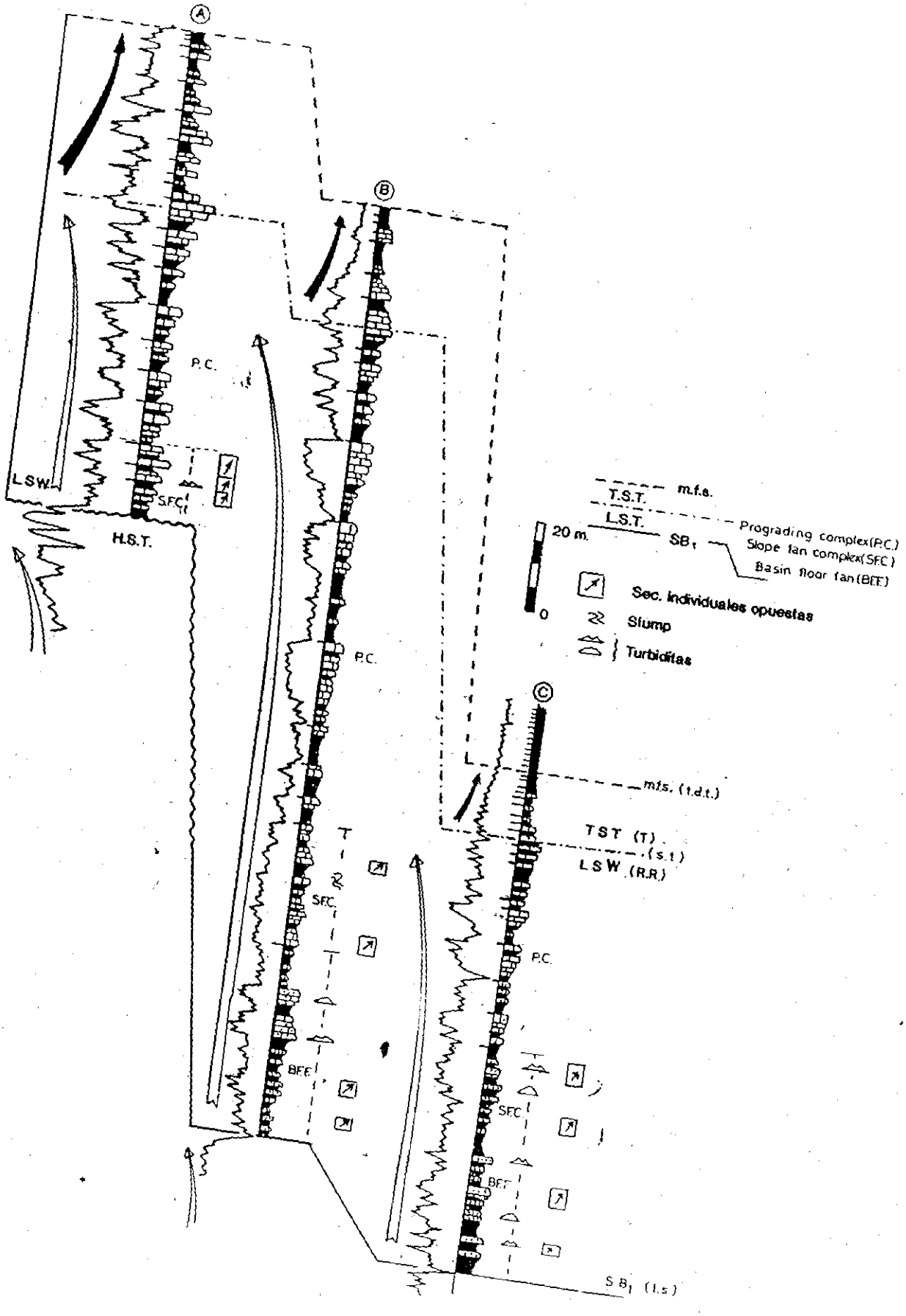
DIVERSOS TIPOS DE PARASECUENCIAS
EPISODIO T S T.

Fig.-15



SECUENCIA DE DEPÓSITO IDEALIZADA (FACIES MARINAS)

Fig.-18

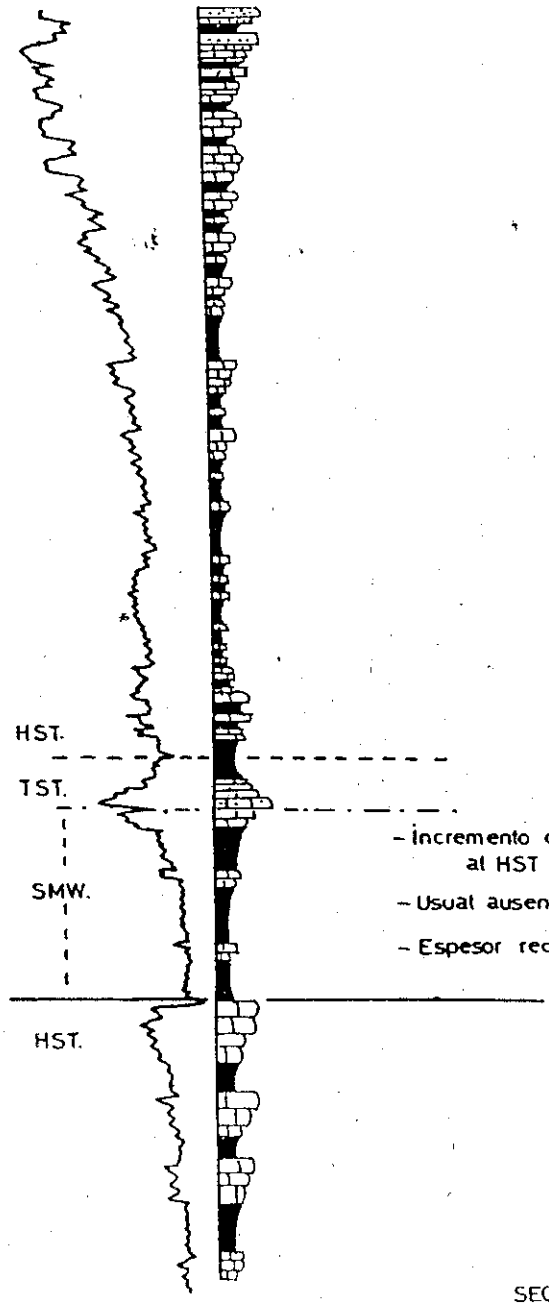


RESPUESTA DE UN LOG G. RAY

EPISODIOS L S T Y T S T.

A. Próximo límite deposicional
B. Segmento medio.
C. Segmento distal.

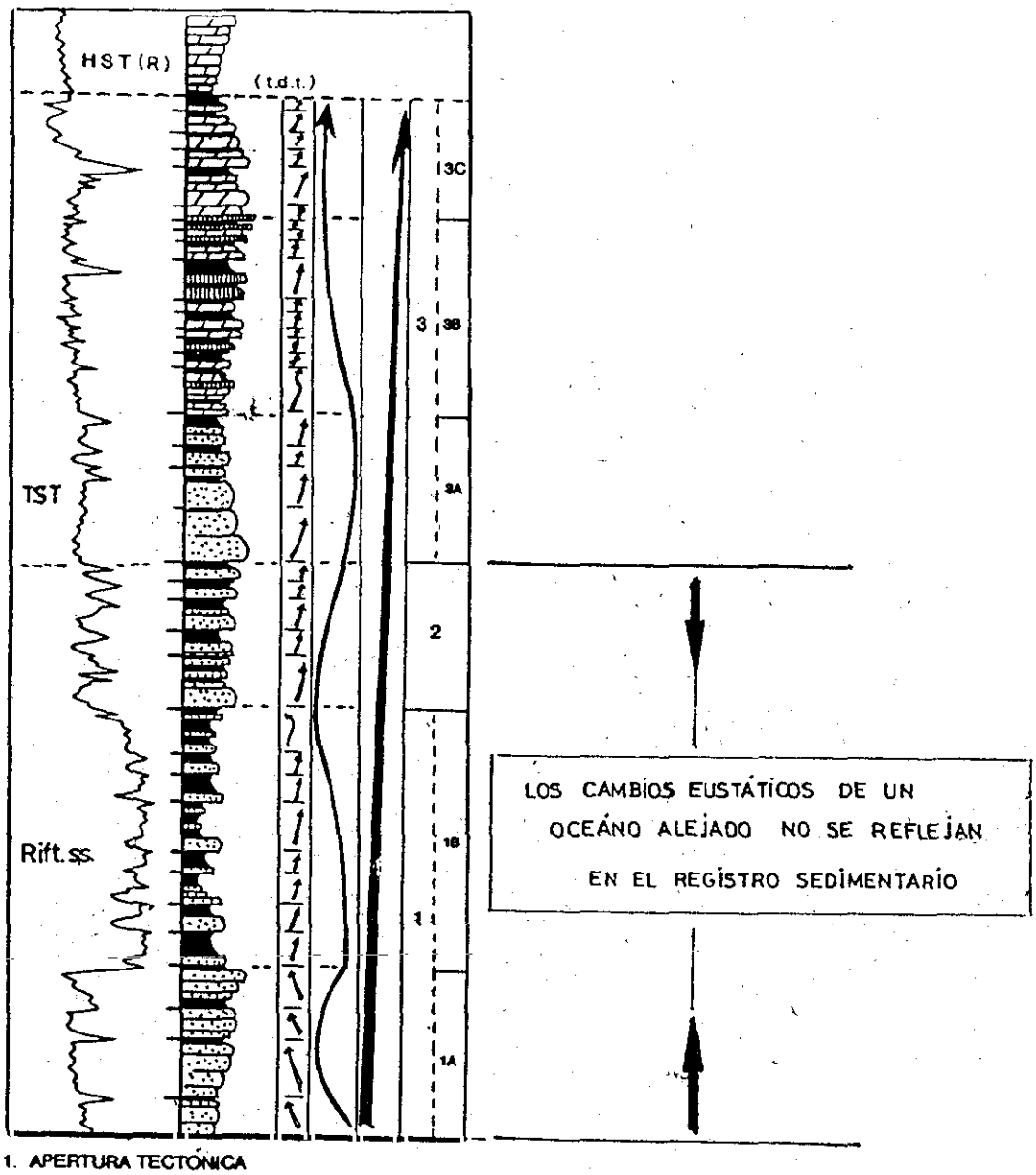
Fig.-17



- Incremento de la arcillosidad con relación al HST que le precede.
- Usual ausencia de facies canalizadas en el techo.
- Espesor reducido.

SECUENCIA DE DEPÓSITO TIPO-2

Fig-18 bis.

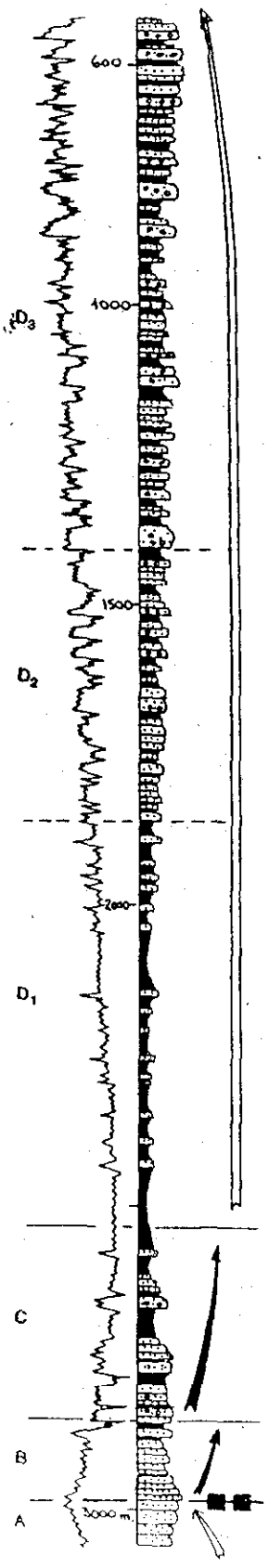


1. APERTURA TECTÓNICA
   - 1A.- Aluvial proximal progradante o braided de grava.
   - 1B.- Aluvial distal o meandriforme.
2. COLMATACIÓN
   - Braided y meandriforme
3. INUNDACIÓN
   - 3A.- Llanura de inundación solapante
   - 3B.- Llanura de inundación alimentada en agua marina.
   - 3C.- Facies marinas transgresivas.

MEGASECUENCIA DISTENSIVA

Buntsandstein–Muschelkalk-1 (Prebético)

Fig.-19



MEGASECUENCÍA MOLASA ANDINA (Eoceno–Plioceno)

D3. Aluvial proximal
D2. Aluvial medio
D1. Aluvial distal

TERCIARIO Y CRETÁCICO PRE-ANDINO

B y C. Fluviales

NEOCOMIENSE-JURÁSICO

A. Fluvio-desértico

Paleosuelo tipo silcreta.

MEGASECUENCÍA TIPO MOLASA
CUENCA SUB-ANDINA (BOLIVIA)

Fig.-20

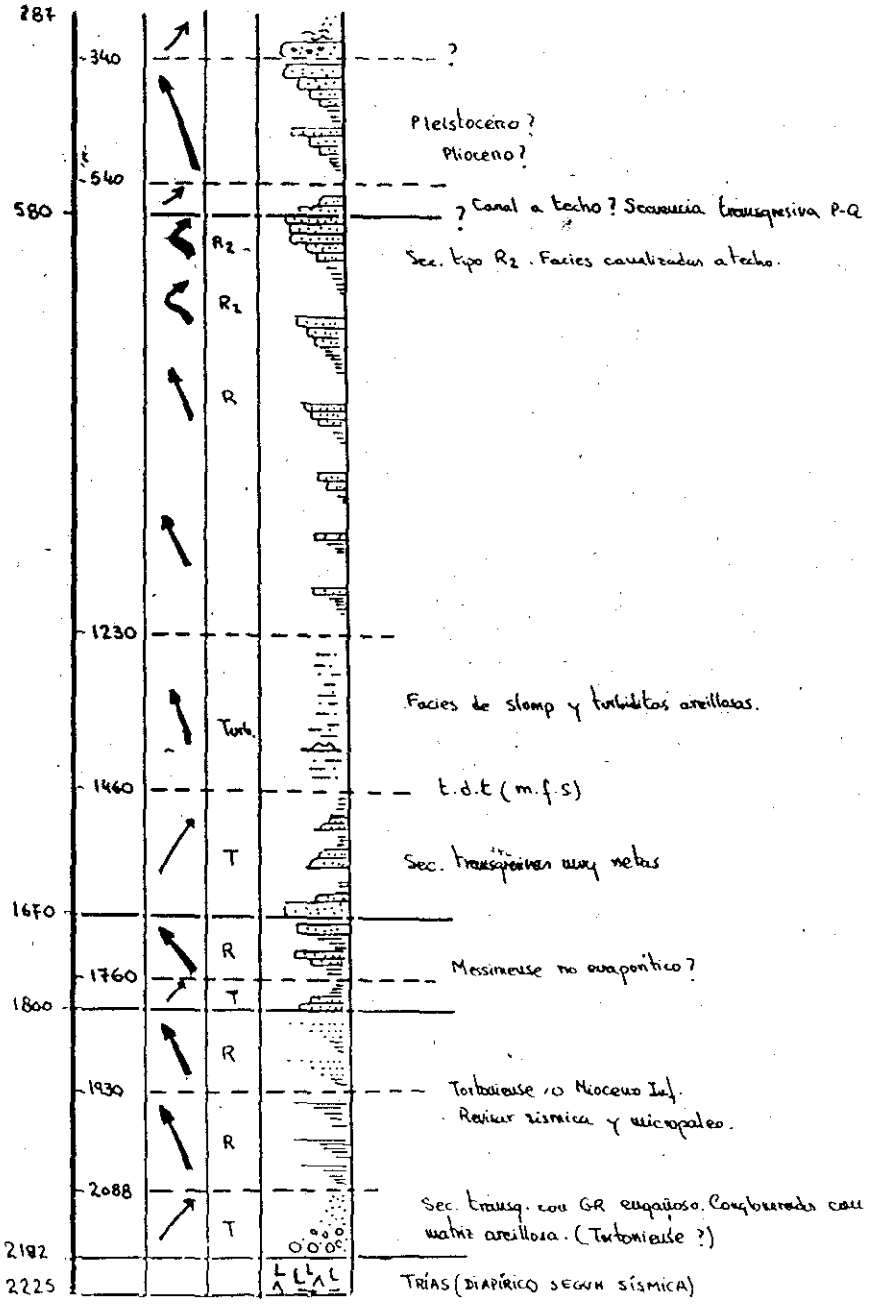
Denia-1

Enpasa 1975

Prof. final 2225,5m

Agua 83,4m.

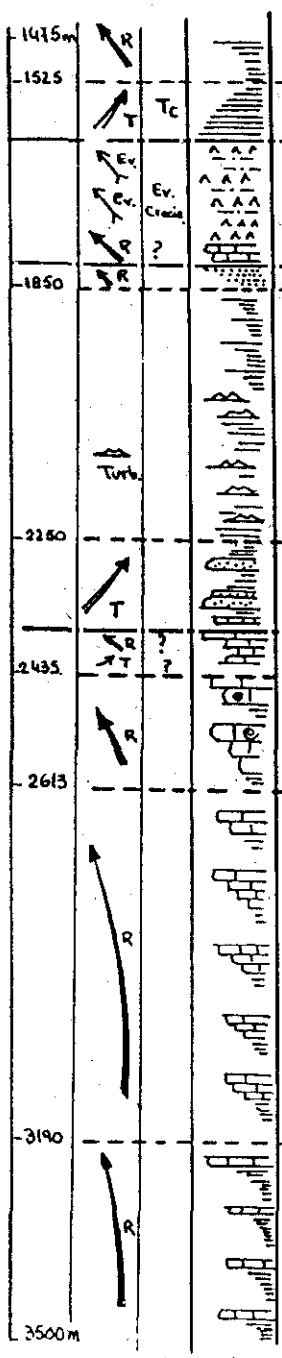
Logs. Programa completo.



FICHA BASE

Fig.-21

Ibiza marino AN-1
Enlepsa 1978
Prof. final 3500 m.
Agua -1161 m.
Logs. Programa completo



Sec. transgresiva rasposa, muy espesa y arcillosa

Anhidrita muy laminada, silts, carbonatos a base?
Organizacion secuencial no definida.
(Messiniense)

Areniscas muy finas. Difícil interpretación.
(Castellon? Messiniense?)

Turbiditas muy finas, no hay facies de slump.
(Castellón Shale)

Sec. transgresivas netas. A base caliza micrítica.

Contacto Neogeno-Mesozoico.

Cal. de Algas y Cladocoropsis.

??

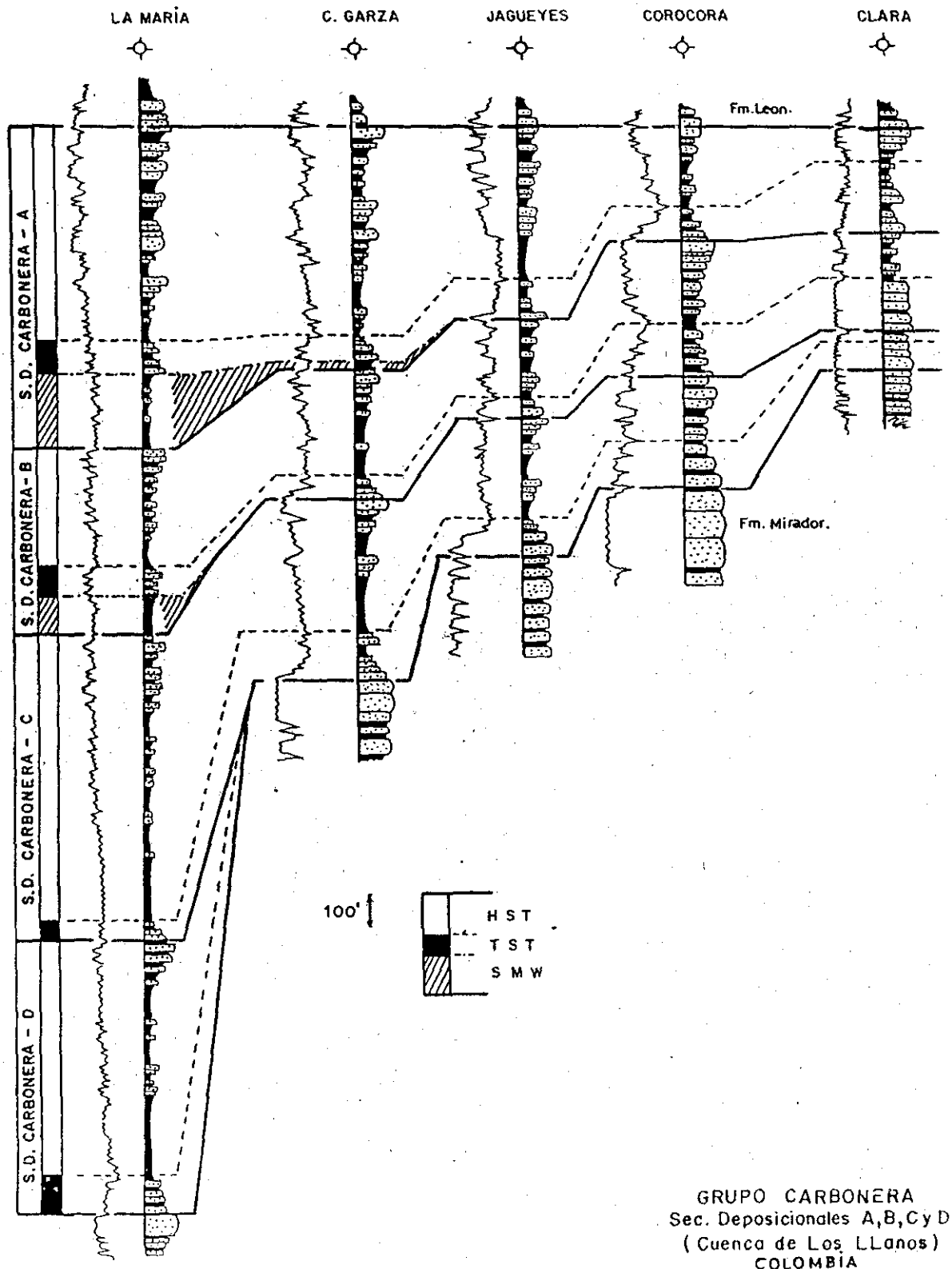
Cal. compacta. Niveles de Oncolitos
(Calliscra / Higueruela)

Facies con Saccocoma, Globochaete, Lenticulina y entrionen de Ammonites.
(Loriquilla / Lorente)

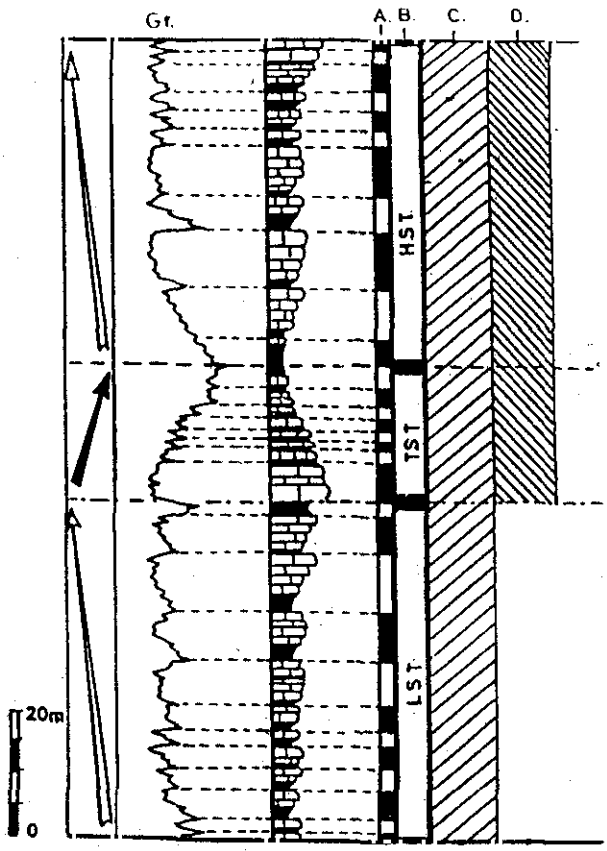
Facies de micritas y arcillas verdes.
(Xot de Chera?)

FICHA BASE

Fig.-22



GRUPO CARBONERA
Sec. Deposicionales A,B,C y D
(Cuenca de Los LLanos)
COLOMBIA
Fig-23



A: Sec. genéticas, alta frecuencia, parasecuencias.

(Sec. genéticas, elementales)

B: "System tract", cortejos, U.T.S., parasecuencia set.

(Episodios)

- H.S.T. (R)
- T.S.T. (T)
- L.S.T. (RR)

C: "Depositional Sequence" en Cuenca 2ª y 3er Orden.

(Secuencia de Depósito / S.D.)

D: "Depositional Sequence" en Plataforma 2ª y 3er Ord.

(Secuencia de Depósito / S.D.)

——— "Sequence boundary" / S.B.

(Límite de secuecia. / l.s.)

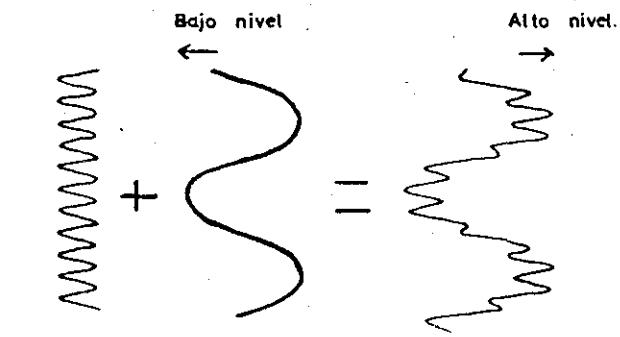
– – – – "Maximum flooding surface" / m.f.s.

(Techo depósitos transgresivos / t.d.t.)

– · – · – "Transgression surface" / t.s.

(Superficie transgresiva / s.t.)

(-) NOMENCLATURA DE ESTE TRABAJO



Alta frecuencia Baja y media frec. RESULTADO

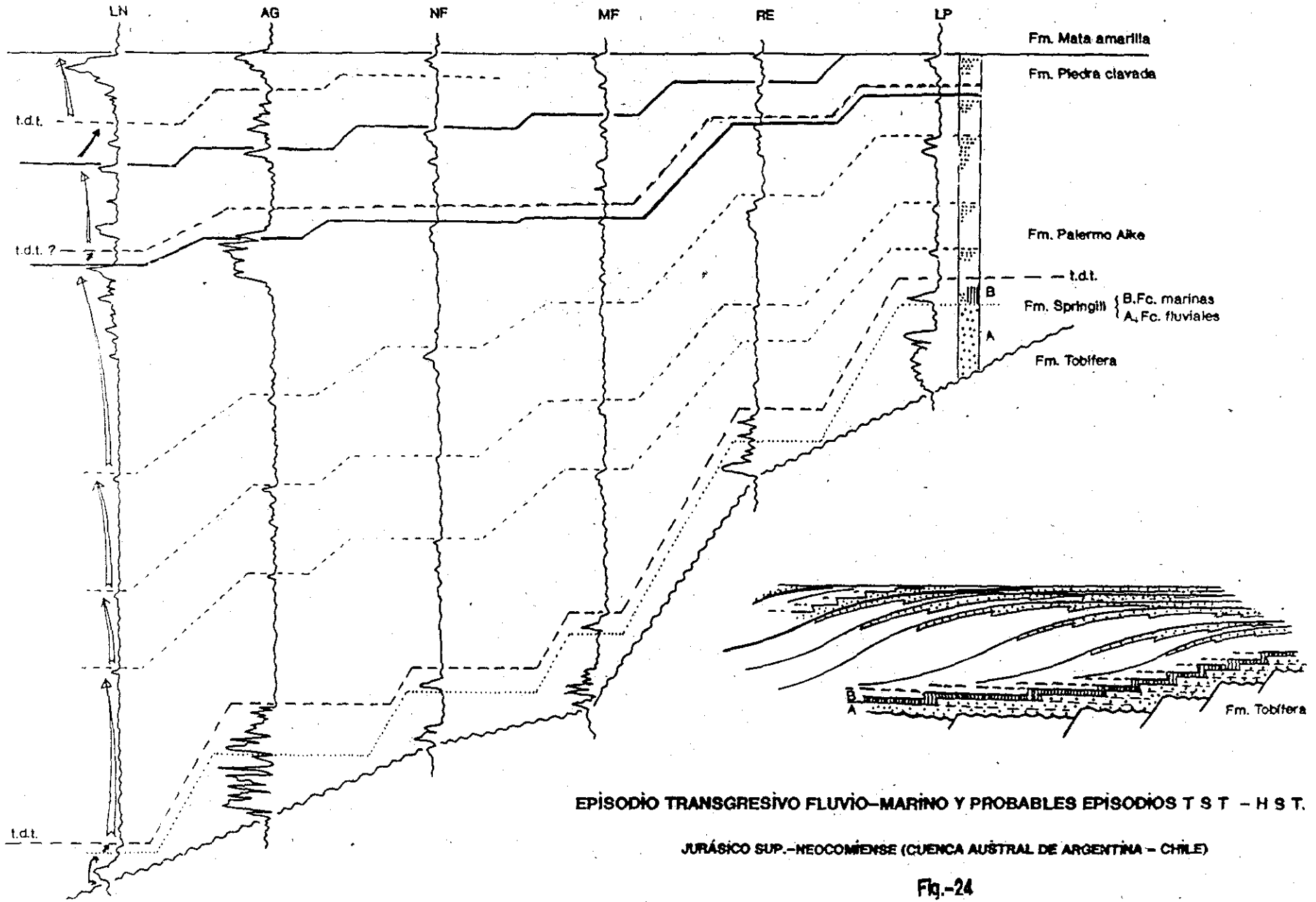
Alta y baja frecuencia

A - Sec. genética o elemental.

B - Parasecuencia, cortejo, tract o episodio.

C,D - Sec. deposicional.

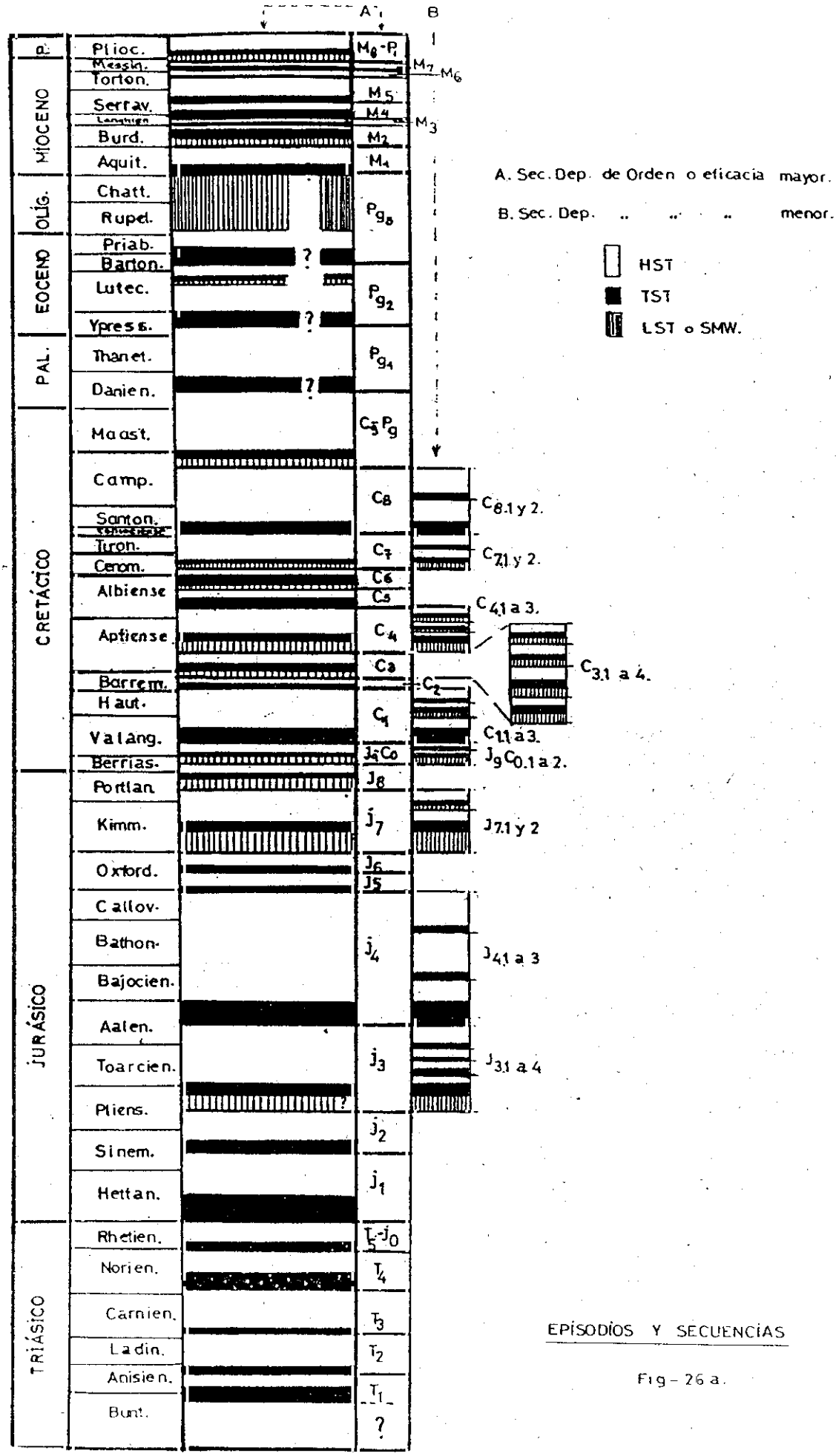
Fig-25



EPISODIO TRANSGRESIVO FLUVIO–MARINO Y PROBABLES EPISODIOS T S T – H S T.

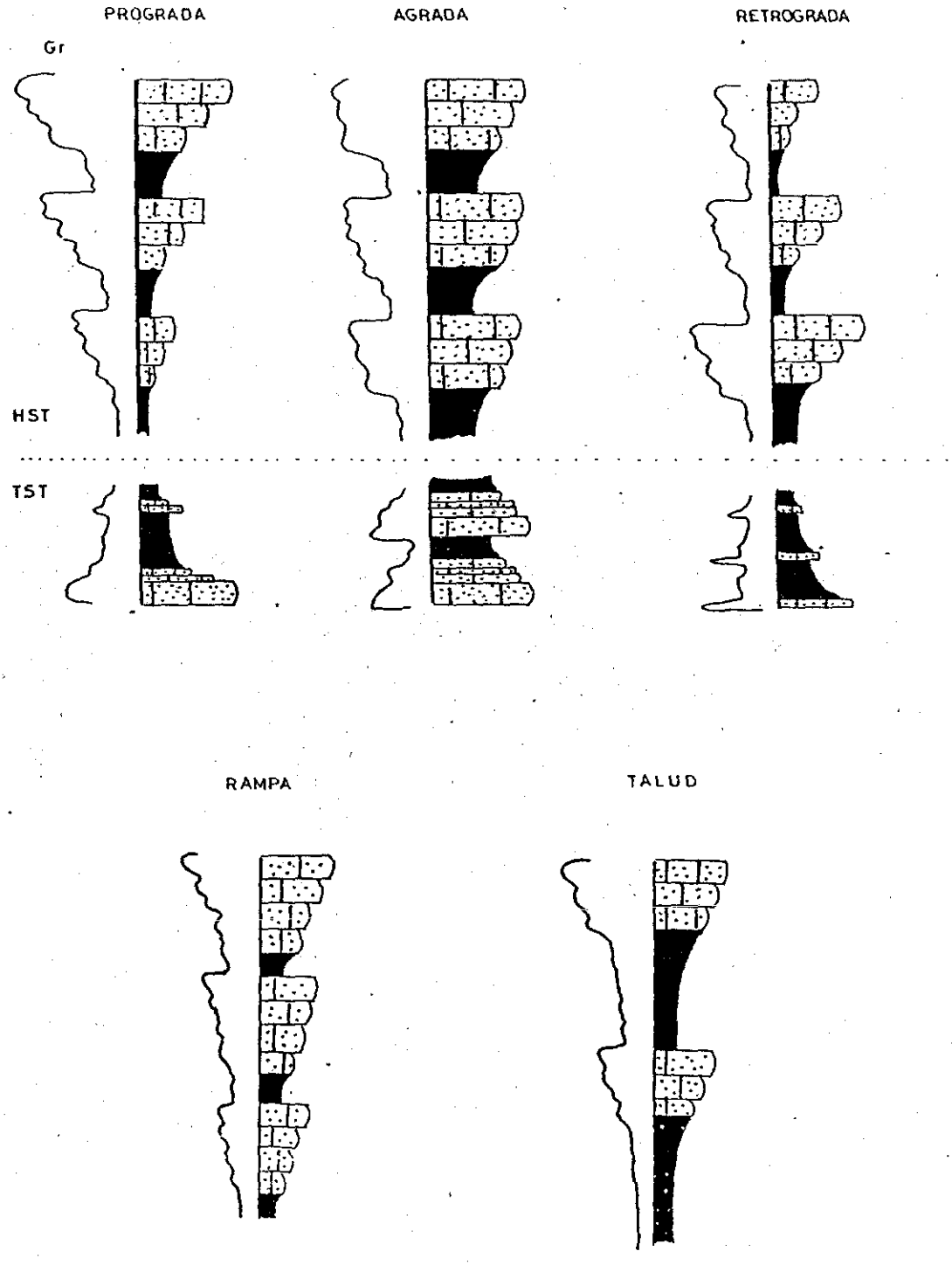
JURÁSICO SUP.–NEOCOMIENSE (CUENCA AUSTRAL DE ARGENTINA – CHILE)

Fig.-24



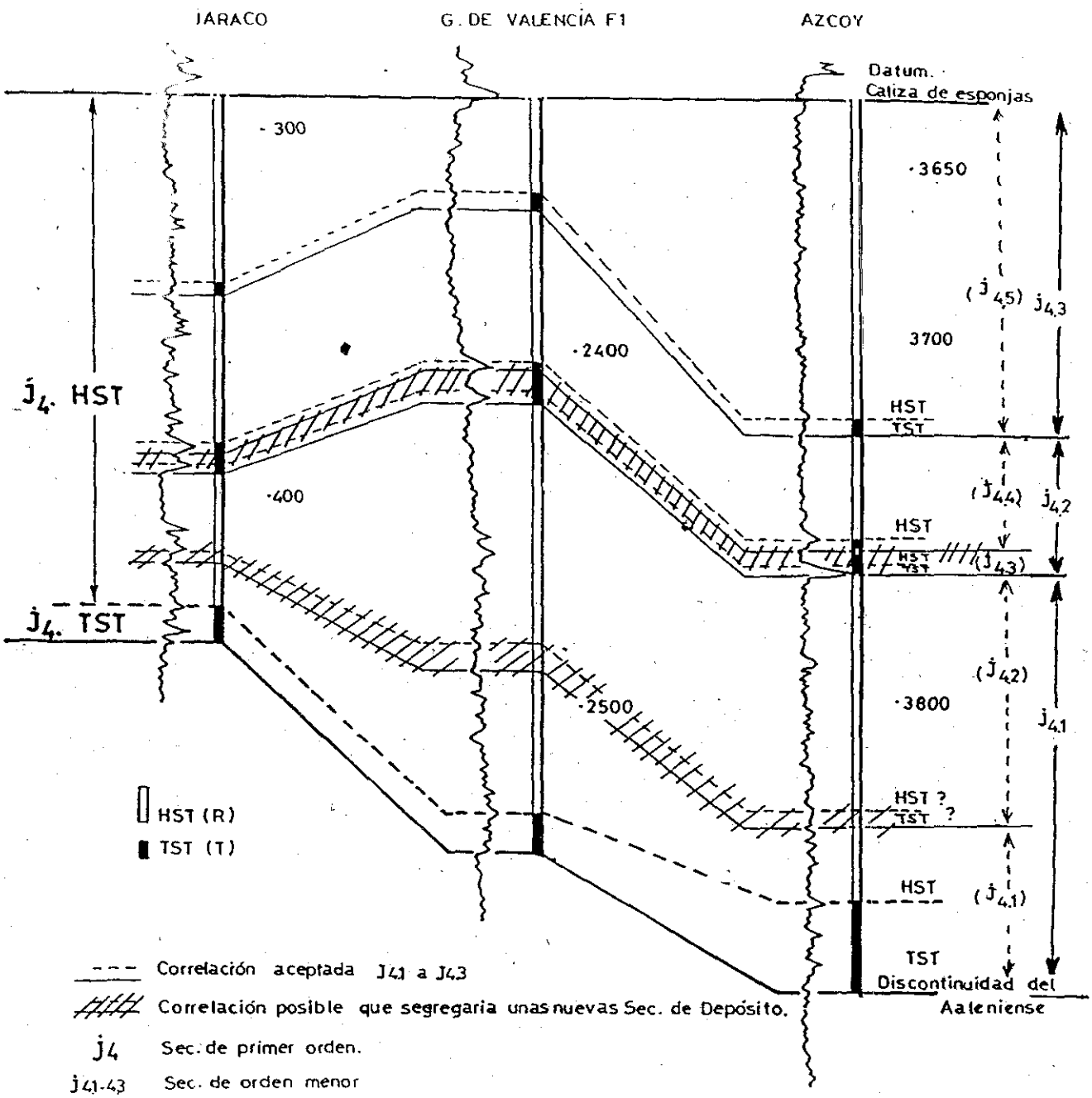
EPISODIOS Y SECUENCIAS

Fig - 26 a.



SECUENCIAS GENÉTICAS
Modalidades de apilamiento

Fig - 26

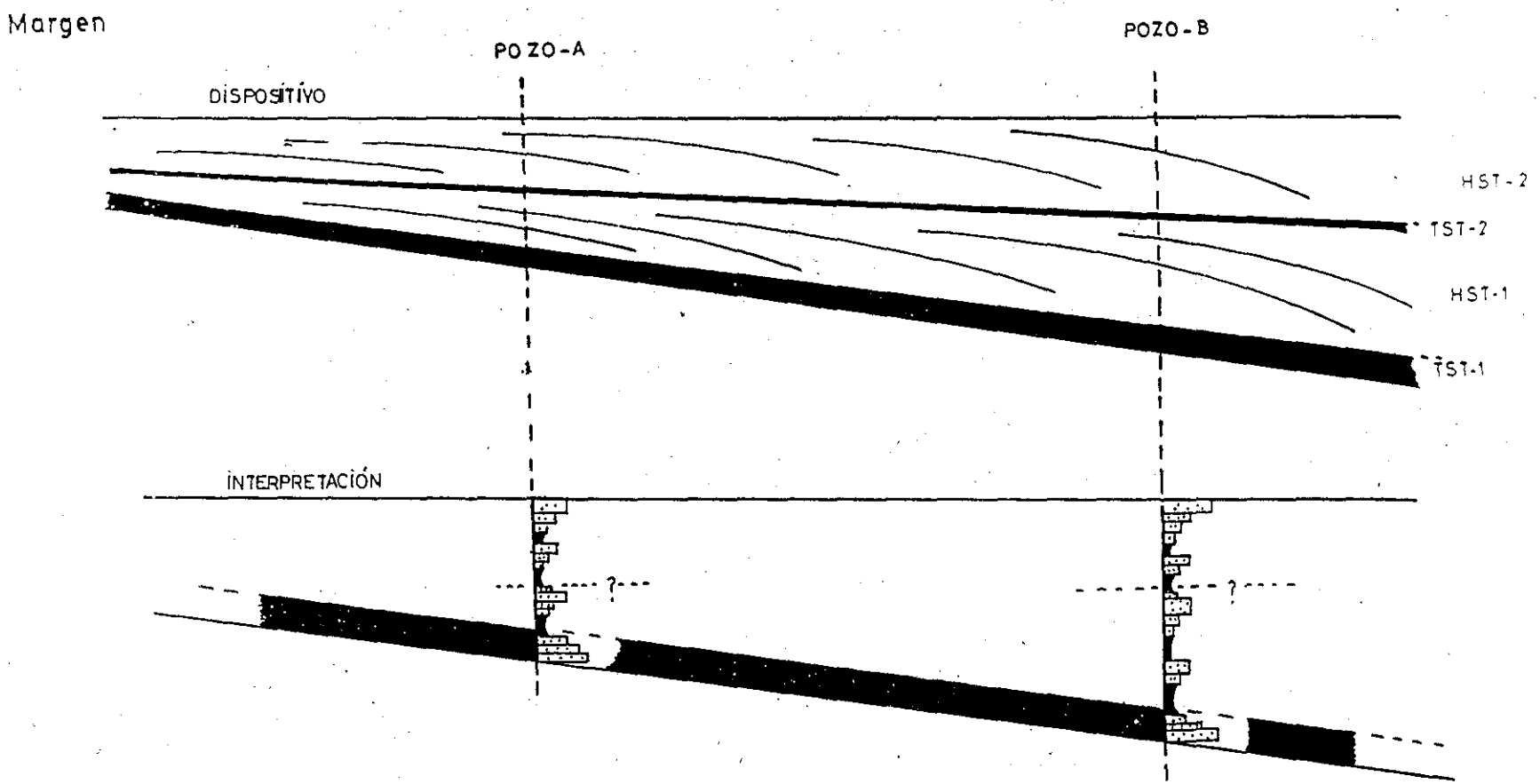


DIFICULTAD DE CORRELACIÓN

Secuencia j_4. Aaleniense-Oxfordiense

Fig-26.b

Mas detalle en figura 52



TST-1 bien correlacionado

TST-2 no identificado por condensación e ineficaz registro sedimentario.

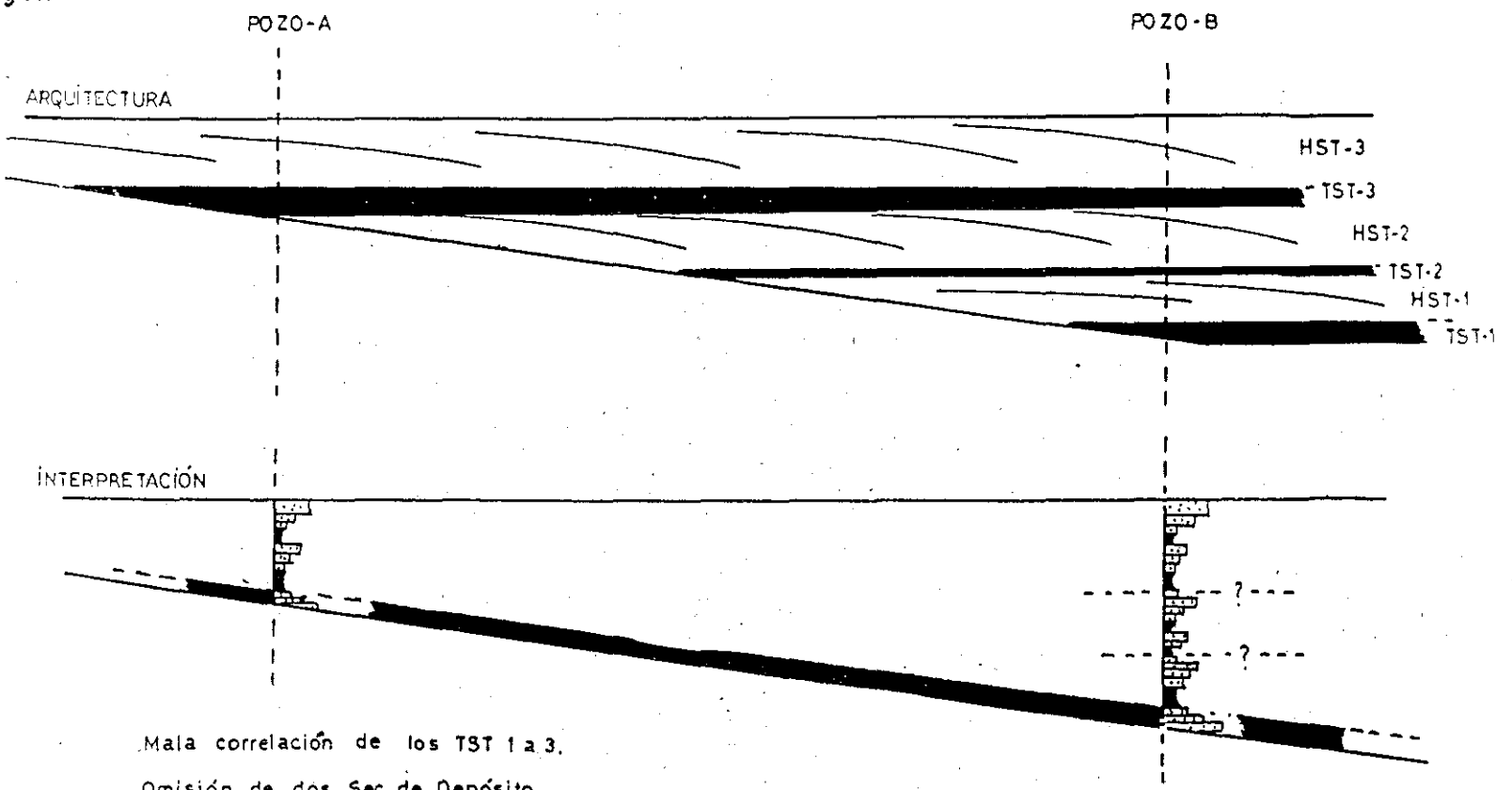
OMISIÓN DE UNA Sec. de Depósito (TST y HST n°2)

Mala correlación de litosomas relativos a las dos Sec. de Depósito.

DIFICULTAD DE DEFINICIÓN

Fig - 26 c

Margen



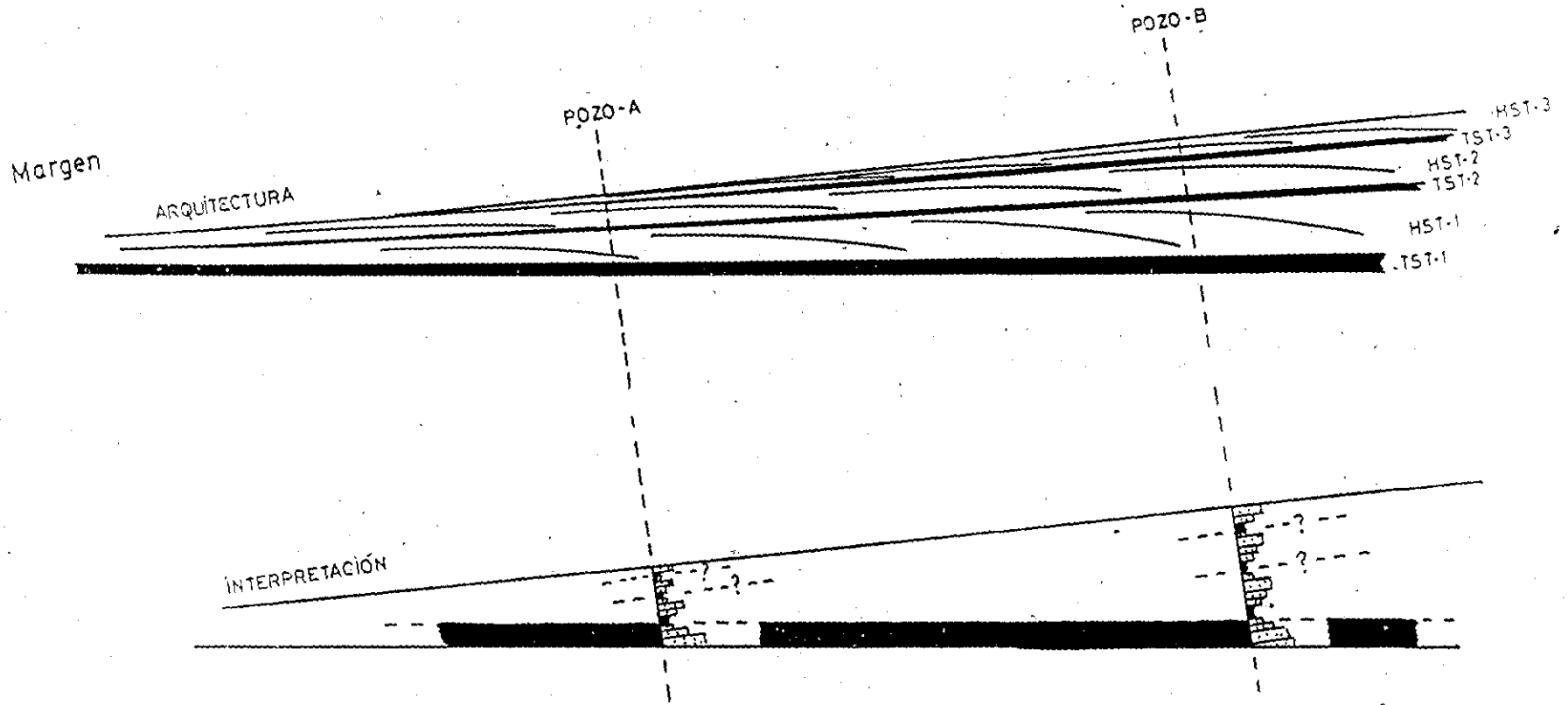
Mala correlación de los TST 1 a 3.

Omisión de dos Sec.de Depósito

Mala correlación de litosómas relativos a la alta frecuencia-baja eficacia.

DIFICULTAD DE INTERPRETACIÓN

Fig-26 d



TST-1 bien correlacionado.

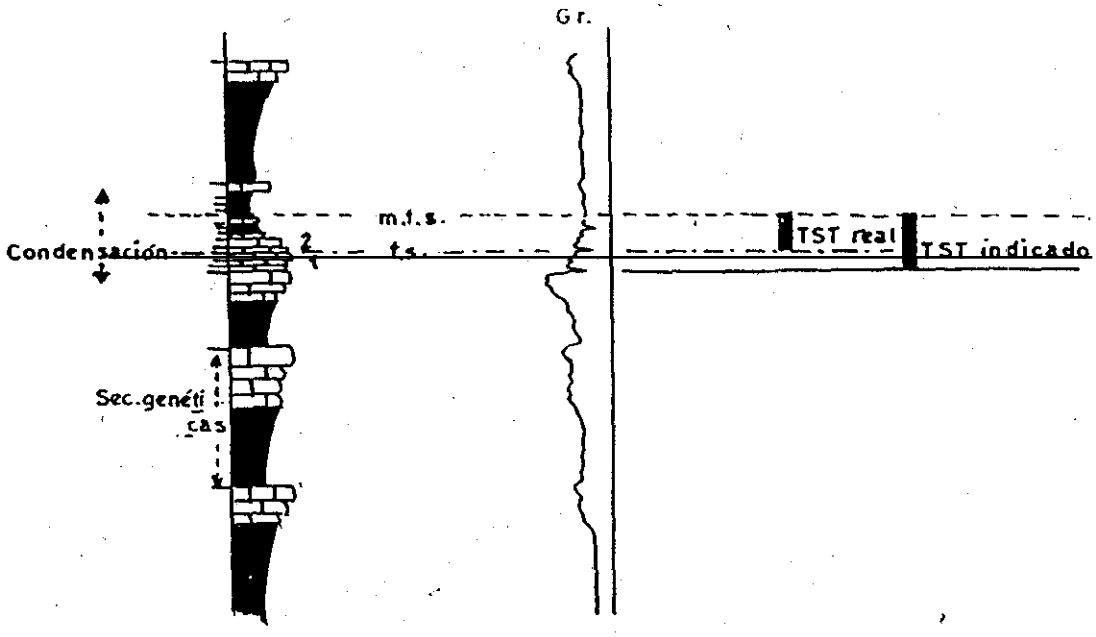
Mala correlación de litosómas y facies relativos a alta frecuencia-baja eficacia.

Omisión de dos Sec. de Depósito.

DIFICULTAD DE INTERPRETACIÓN

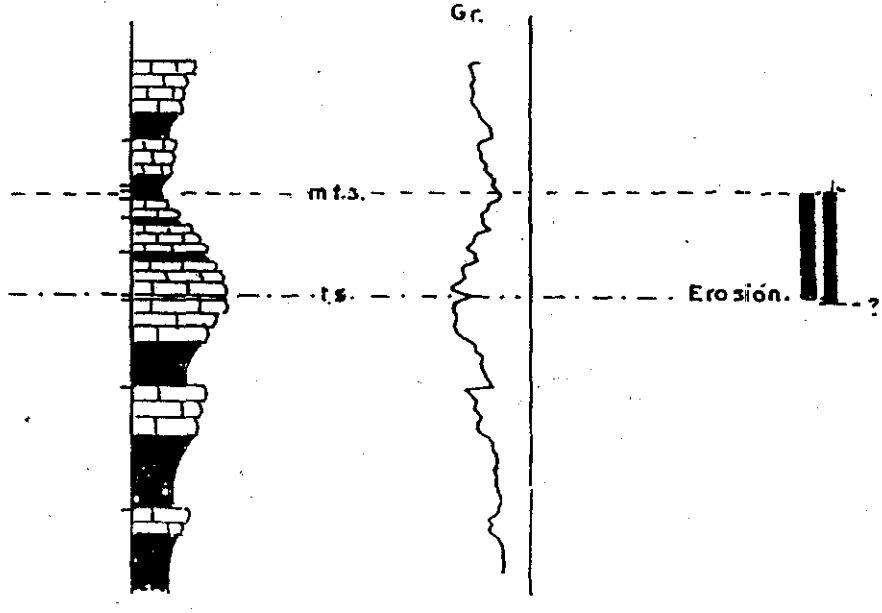
Fig-26 e

PLATAFORMA EXTERNA



1. Minerales radiactivos
2. " " " " retrabajados

PLATAFORMA INTERNA



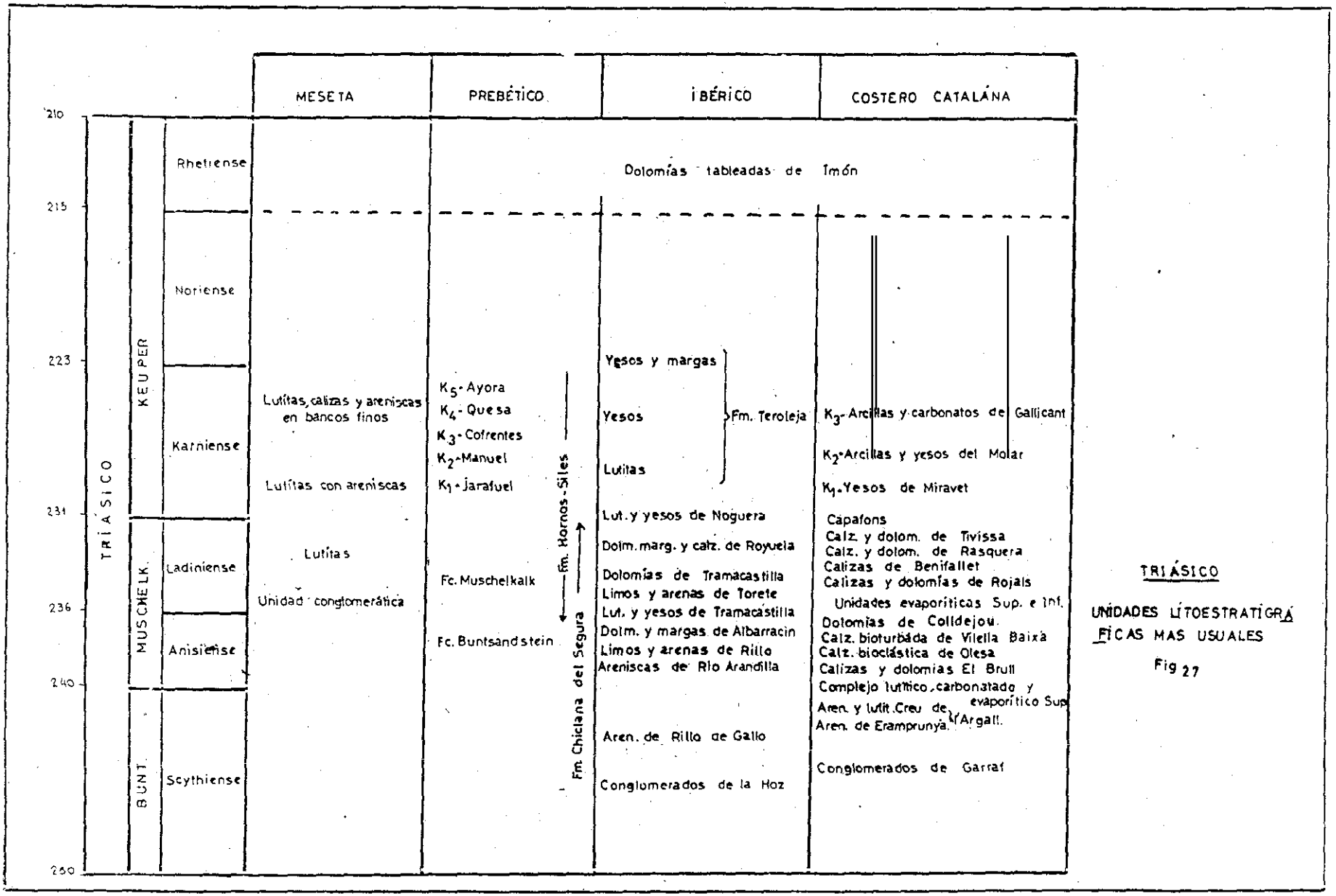
Episodios transgresivos
y
minerales radiactivos

Fig - 26 f

TRIÁSICO

- Problemática y conceptos usados en la interpretación.
- Secuencias de Depósito T_1, T_2, T_3 y T_4.
- Resumen: Ideas y conclusiones relativas al Triásico.

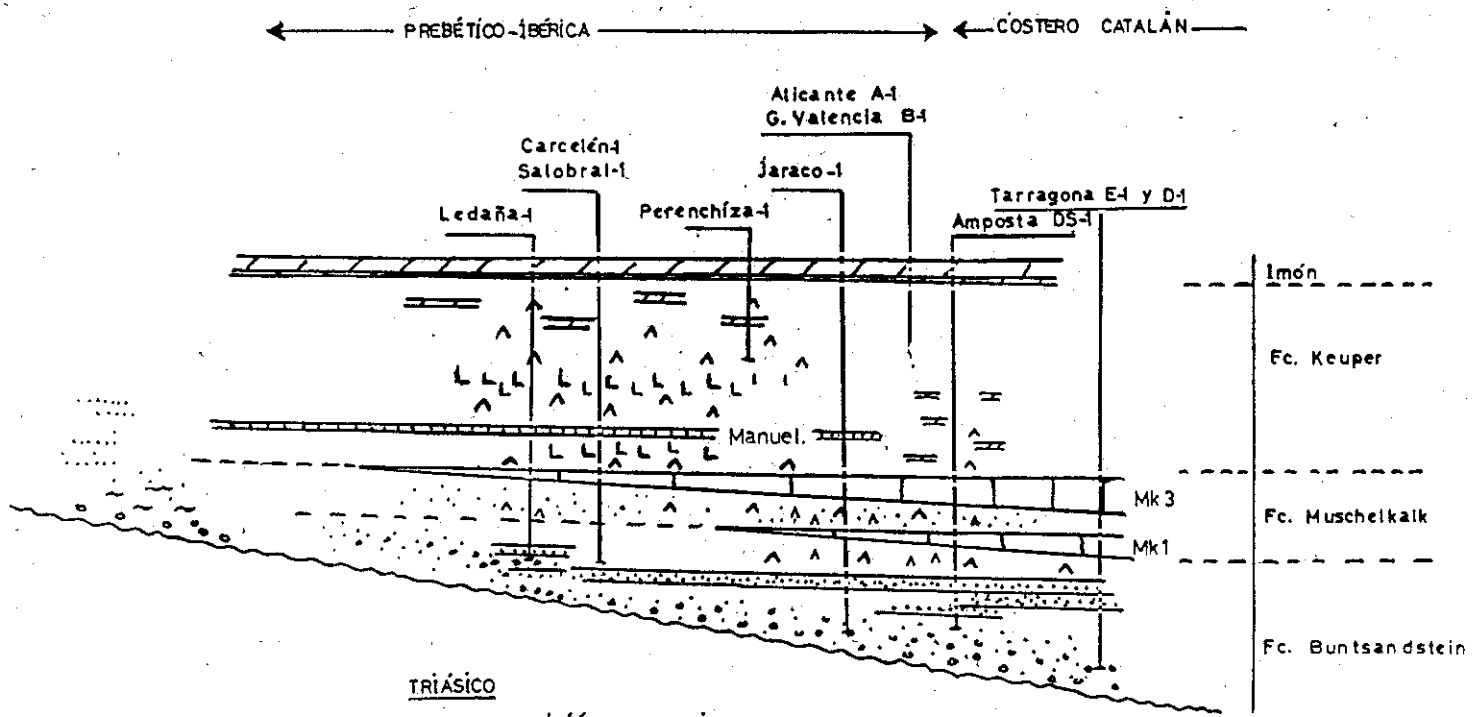
Figuras 27 a 37



TRIÁSICO

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS MAS USUALES

Fig 27



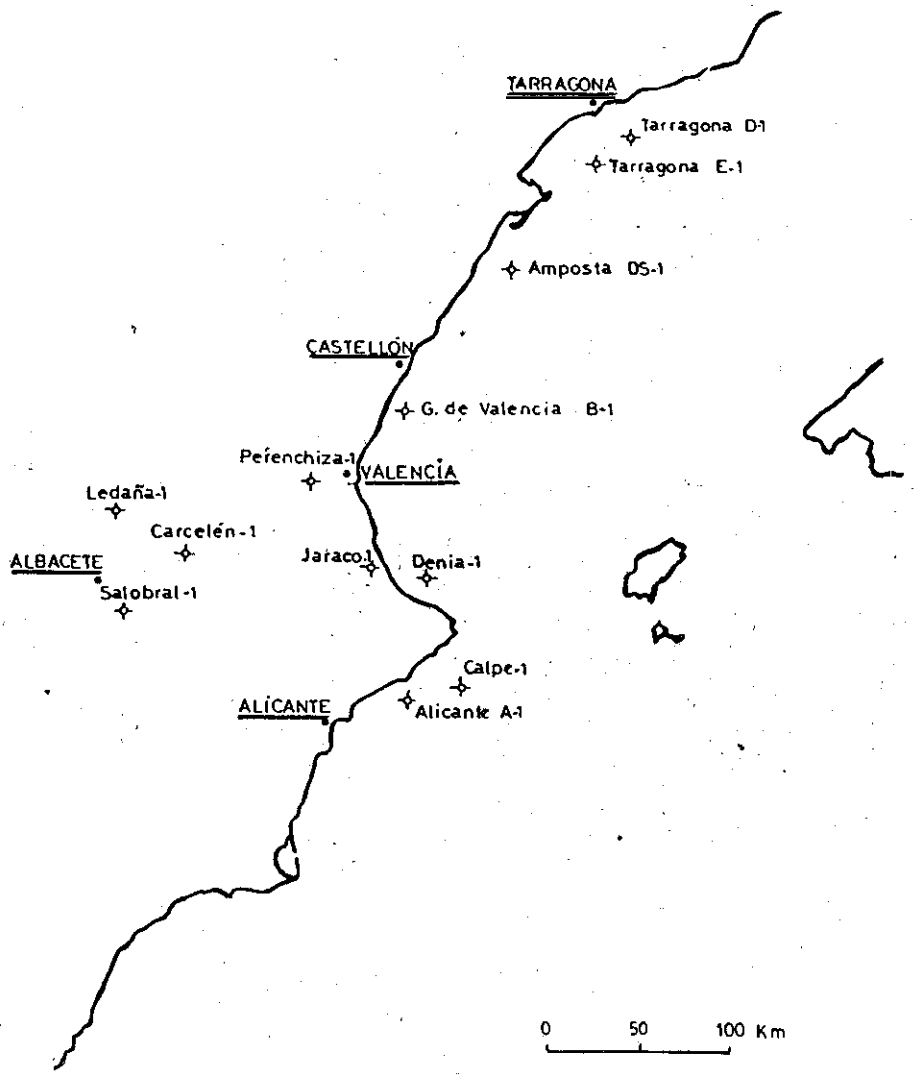
TRIÁSICO

ESQUEMA BASE CON POSICIÓN RELATIVA

Y

PENETRACIÓN DE LOS SONDEOS

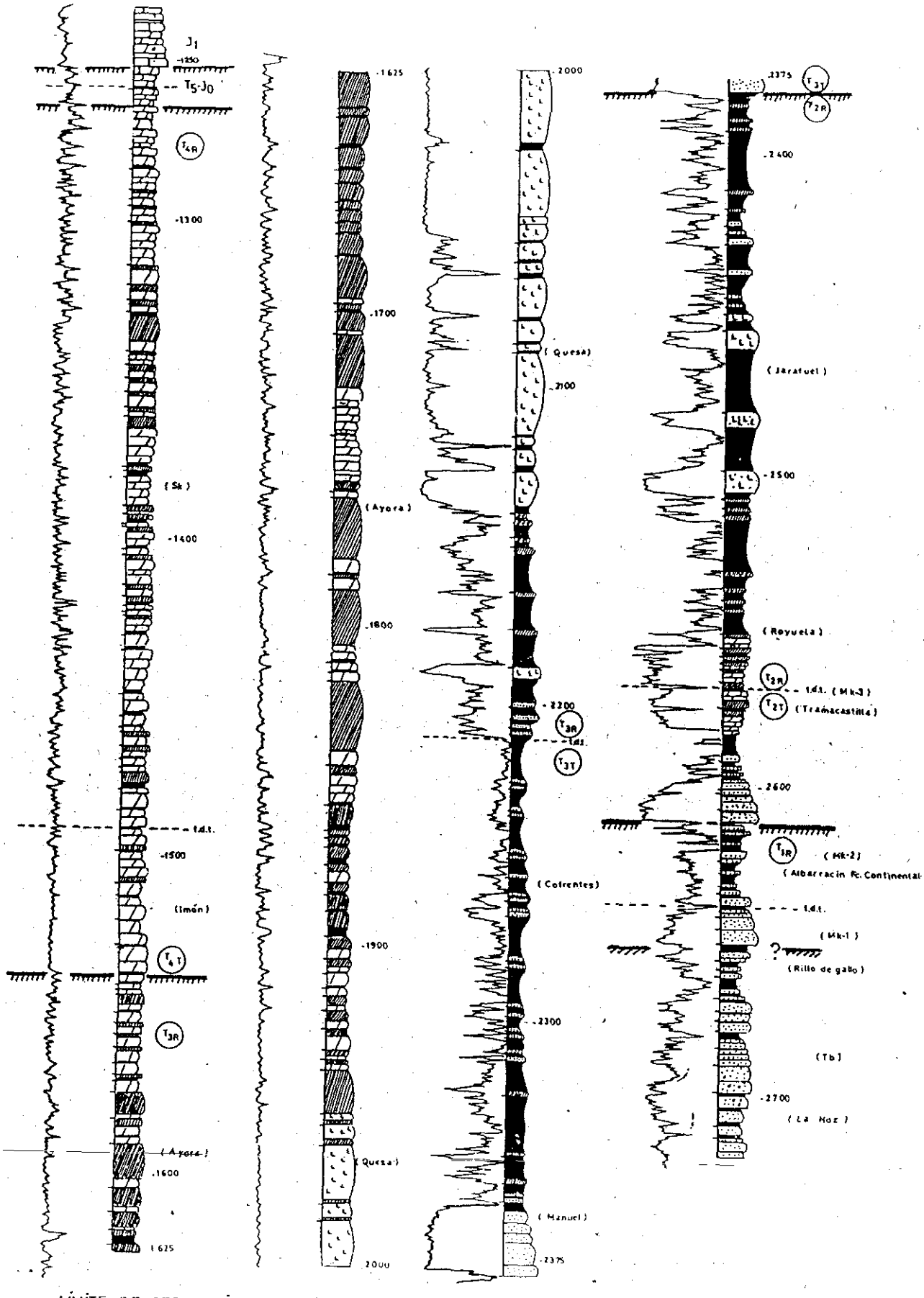
Fig 28



TRIÁSICO

Sondeos interpretados

Fig - 29



LÍMITE DE SECUENCIA DE DEPÓSITO

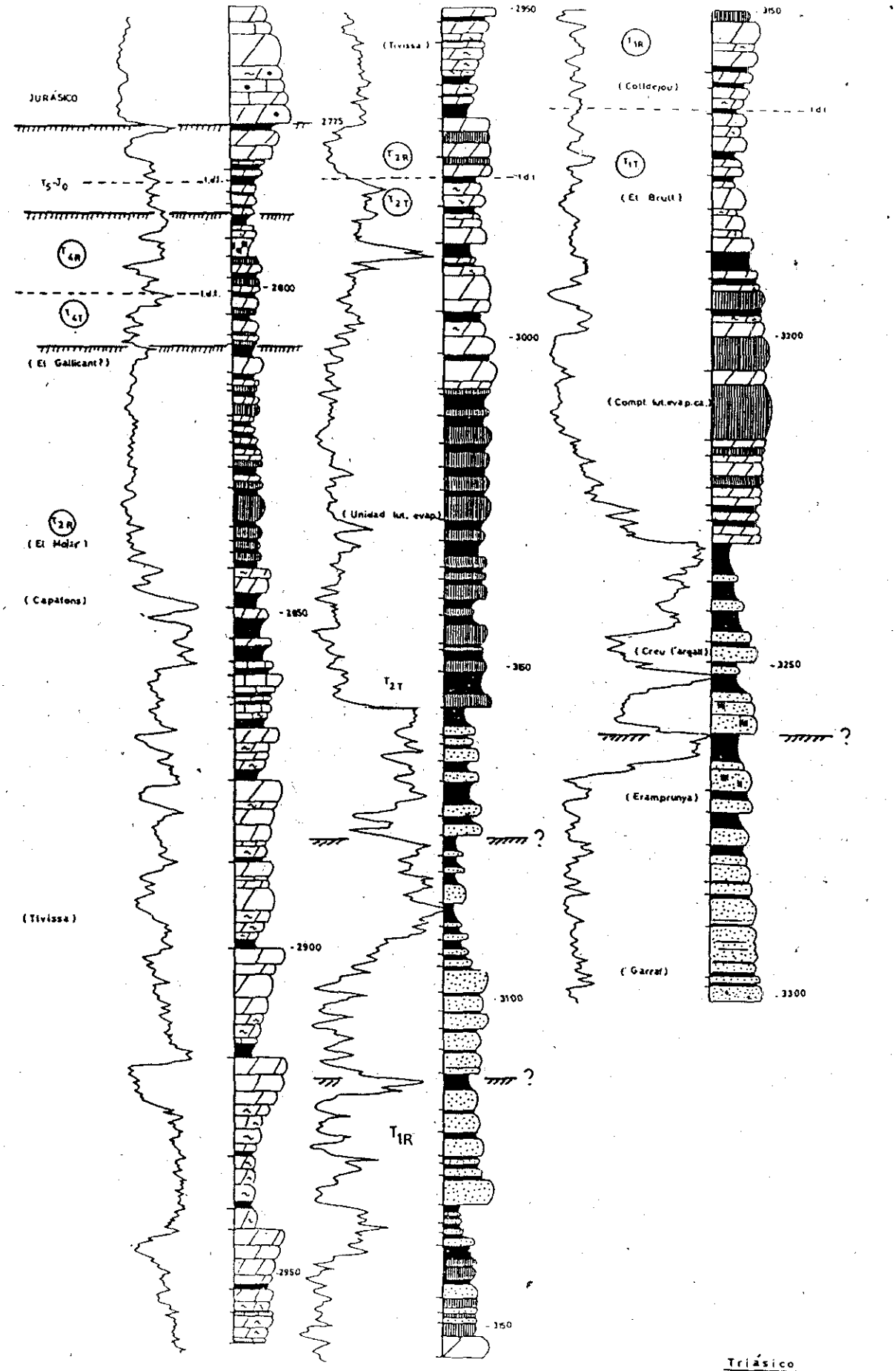
– – – LÍMITE DE S.TRACT. t.d.t. equivalente a mfs.

Triásico

SONDEO LEDAÑA-1

SERIE TIPO PREBÉTICO EXTERNO

Fig. 30



LÍMITE DE SECUENCIA DE DEPÓSITO

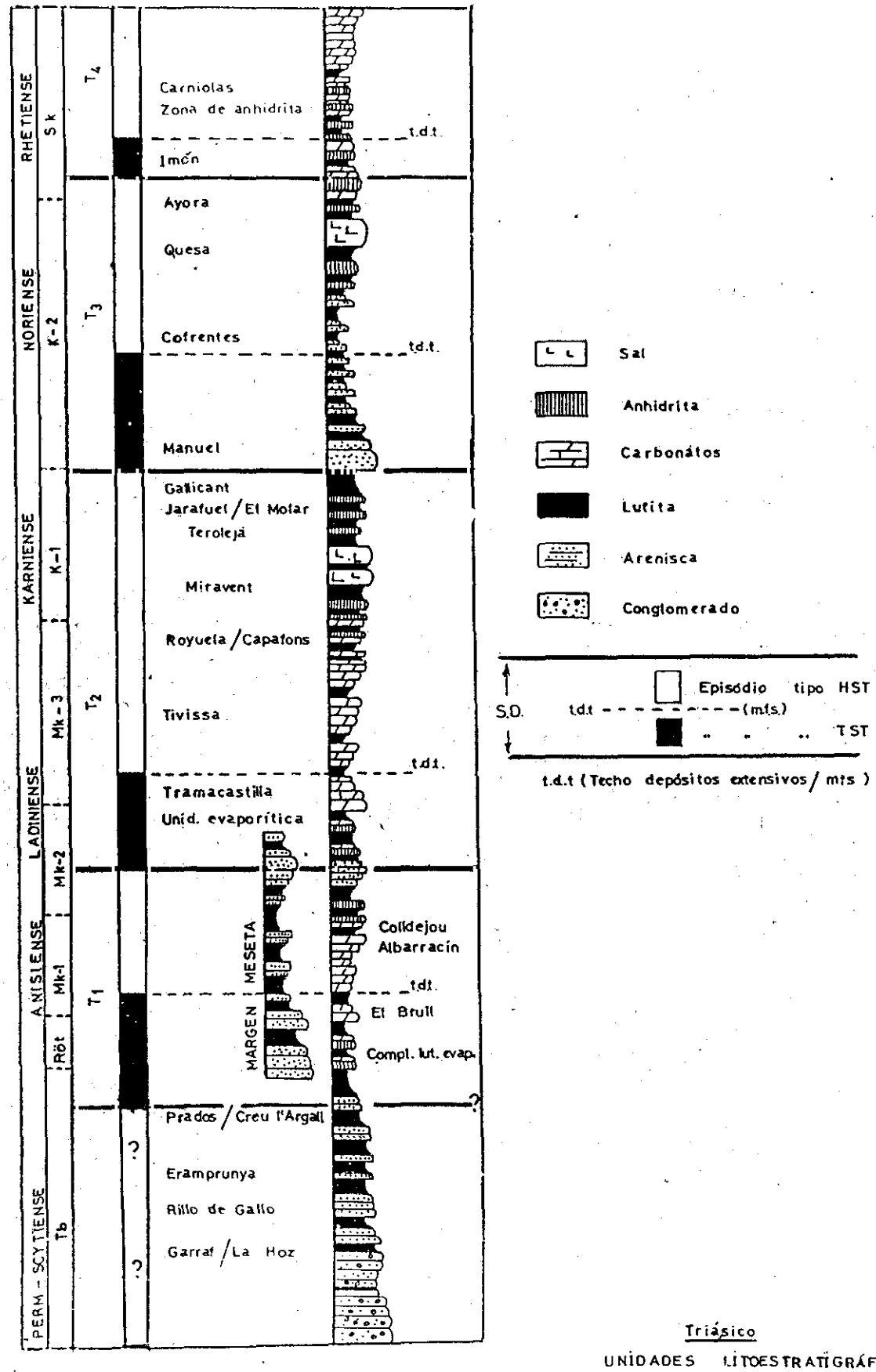
– – – m.f.s. equivalente

Triásico

SONDEO TARRAGONA E-1

SERIE TIPO COSTERO - CATALÁN

Fig - 31



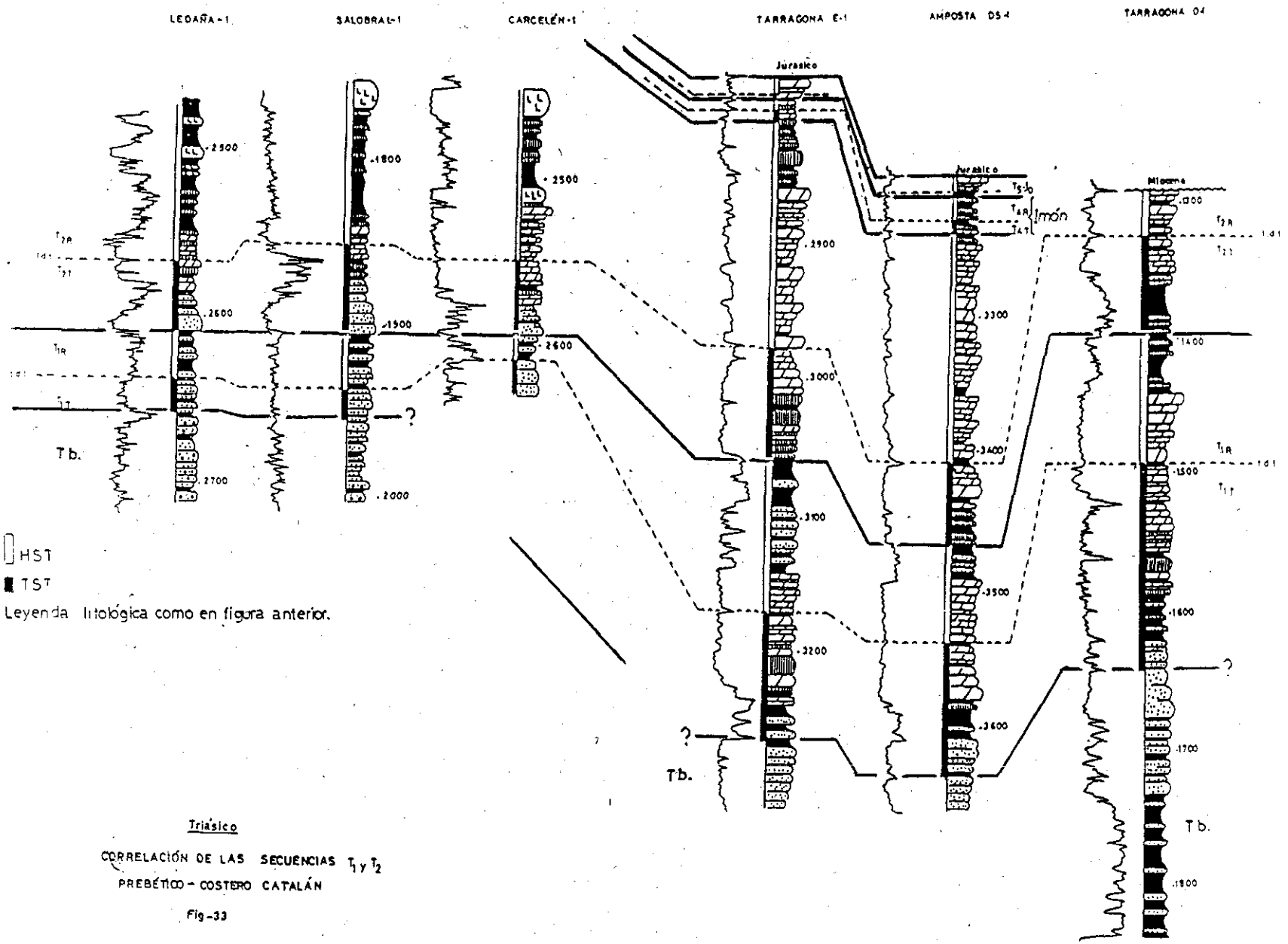
Triásico

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Y

SECUENCIAS DE DEPÓSITO

Fig 32



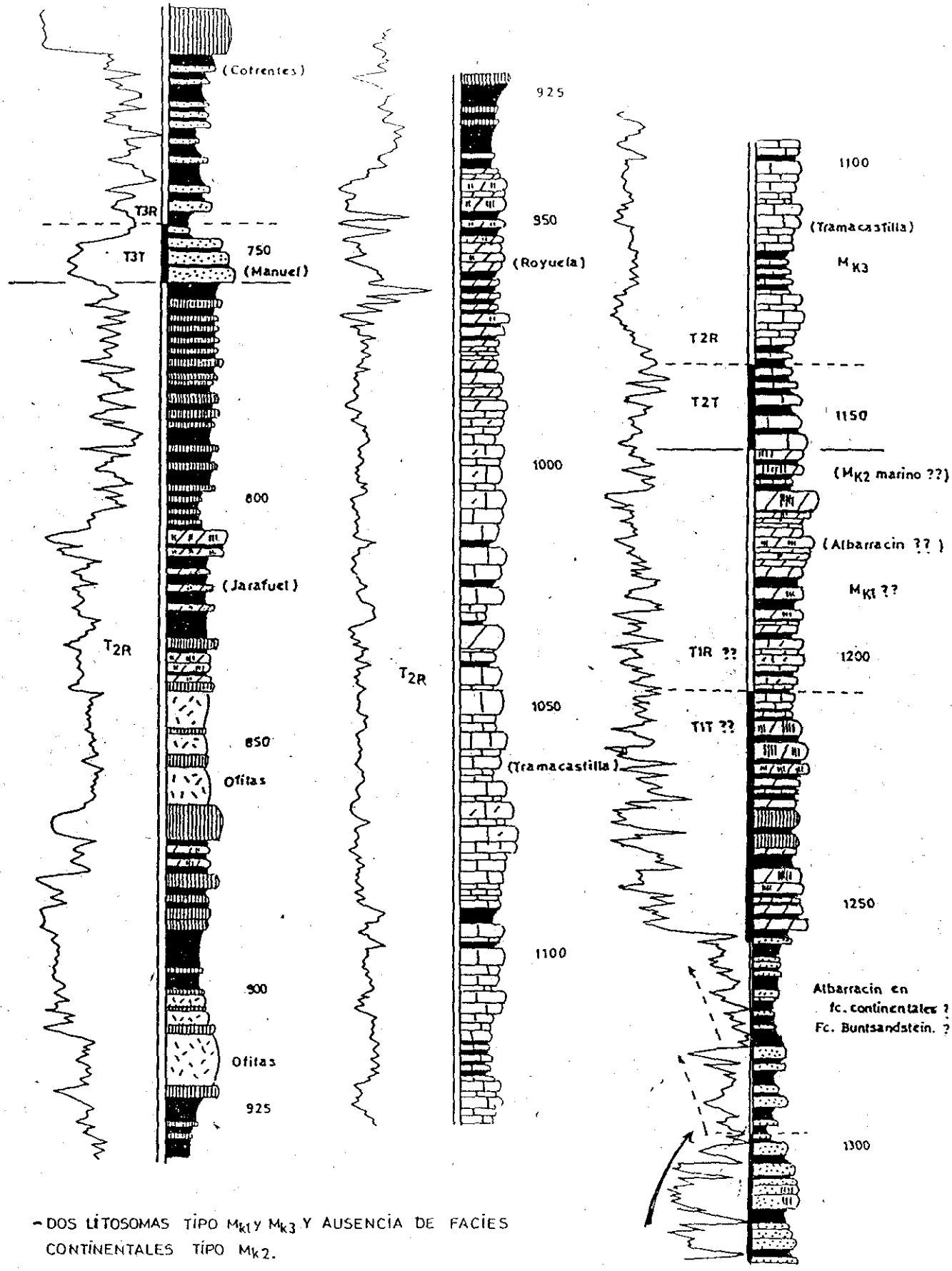
Leyenda litológica como en figura anterior.

Triásico

CORRELACIÓN DE LAS SECUENCIAS T_1 y T_2

PREBÉTICO - COSTERO CATALÁN

Fig-33

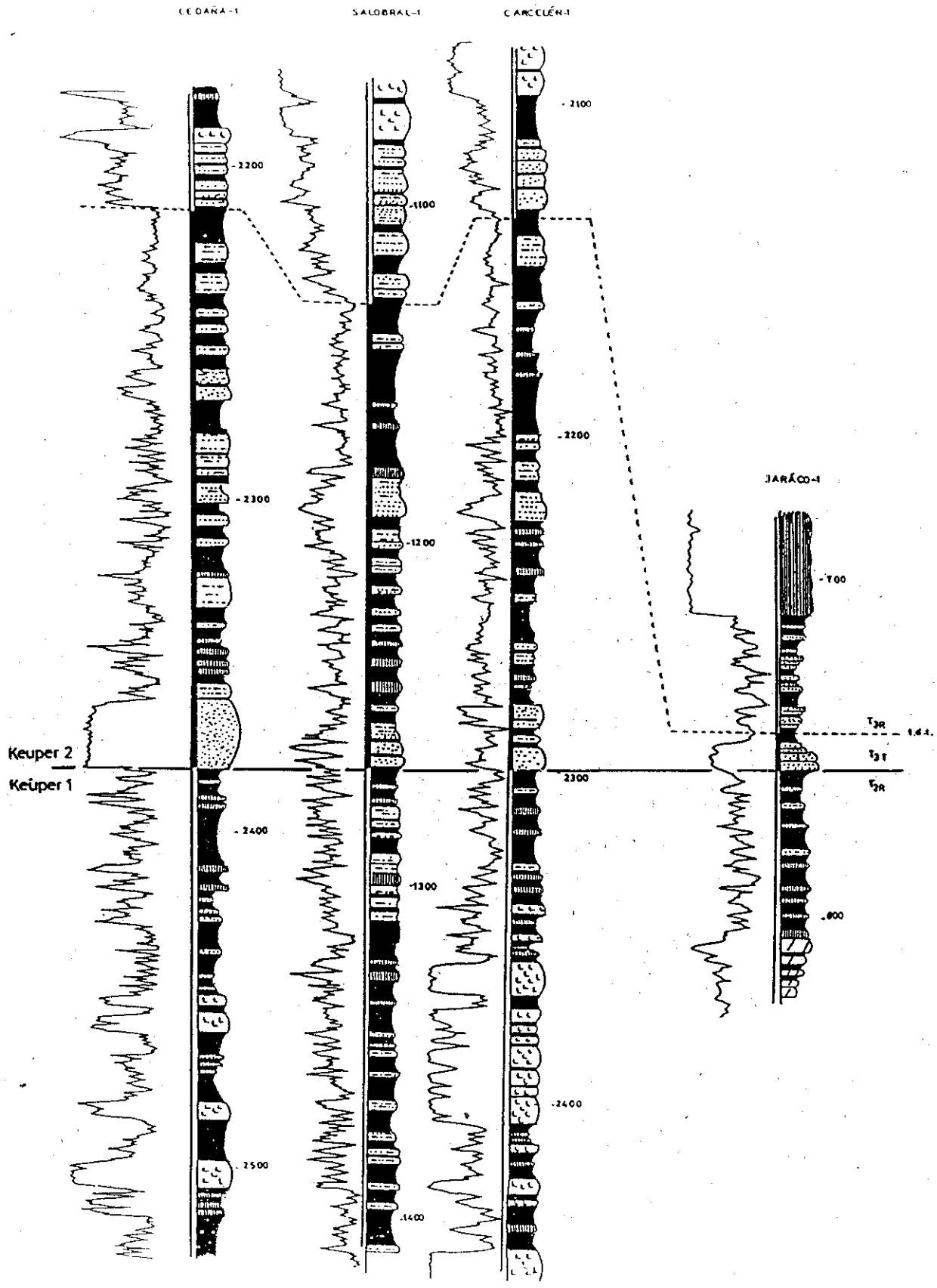


- DOS LITOSOMAS TIPO M_{k1} Y M_{k3} Y AUSENCIA DE FACIES CONTINENTALES TIPO M_{k2}.

TRIÁSICO

Interpretaciones de Jaraco 1

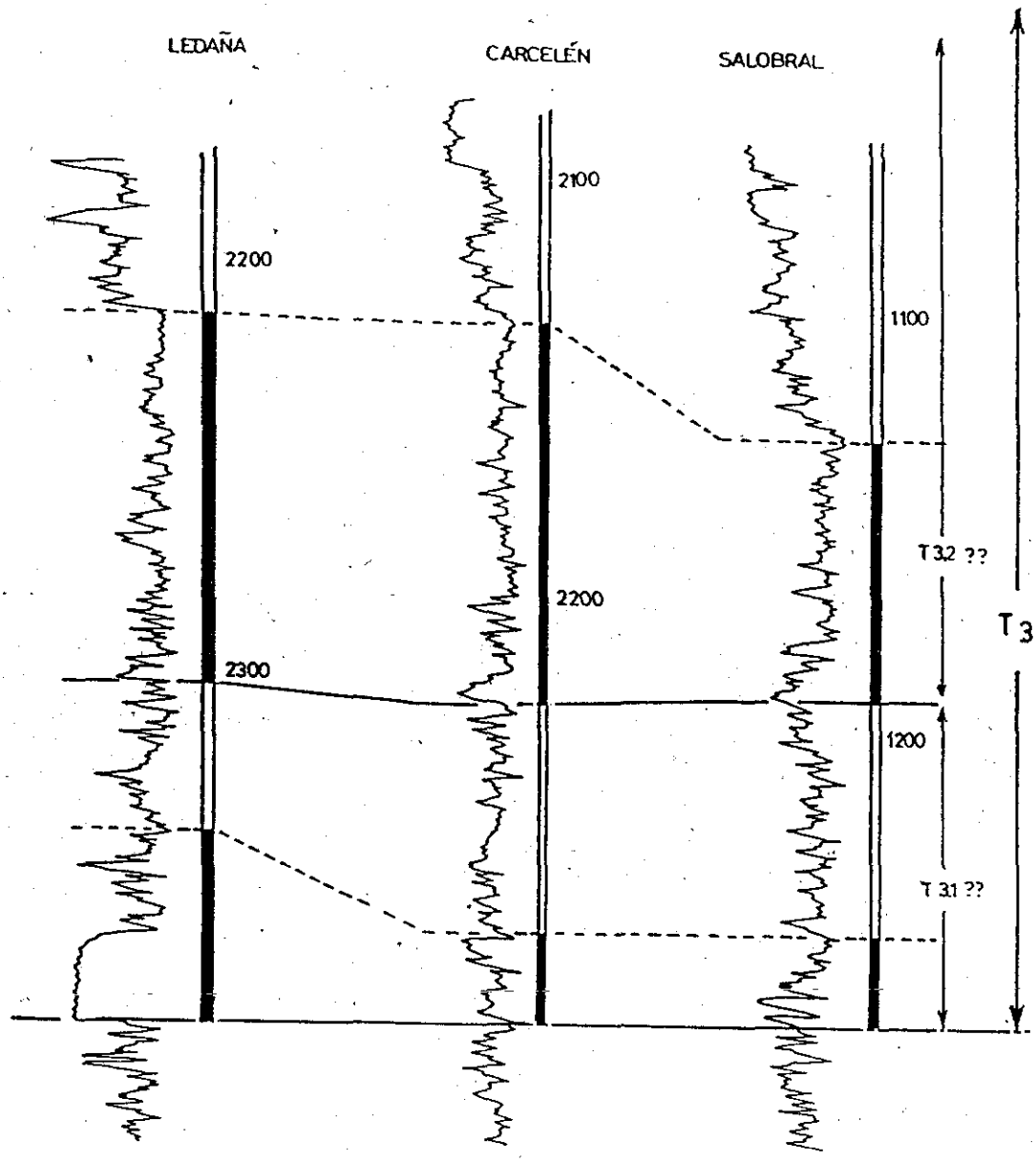
Fig 33 b



Triásico

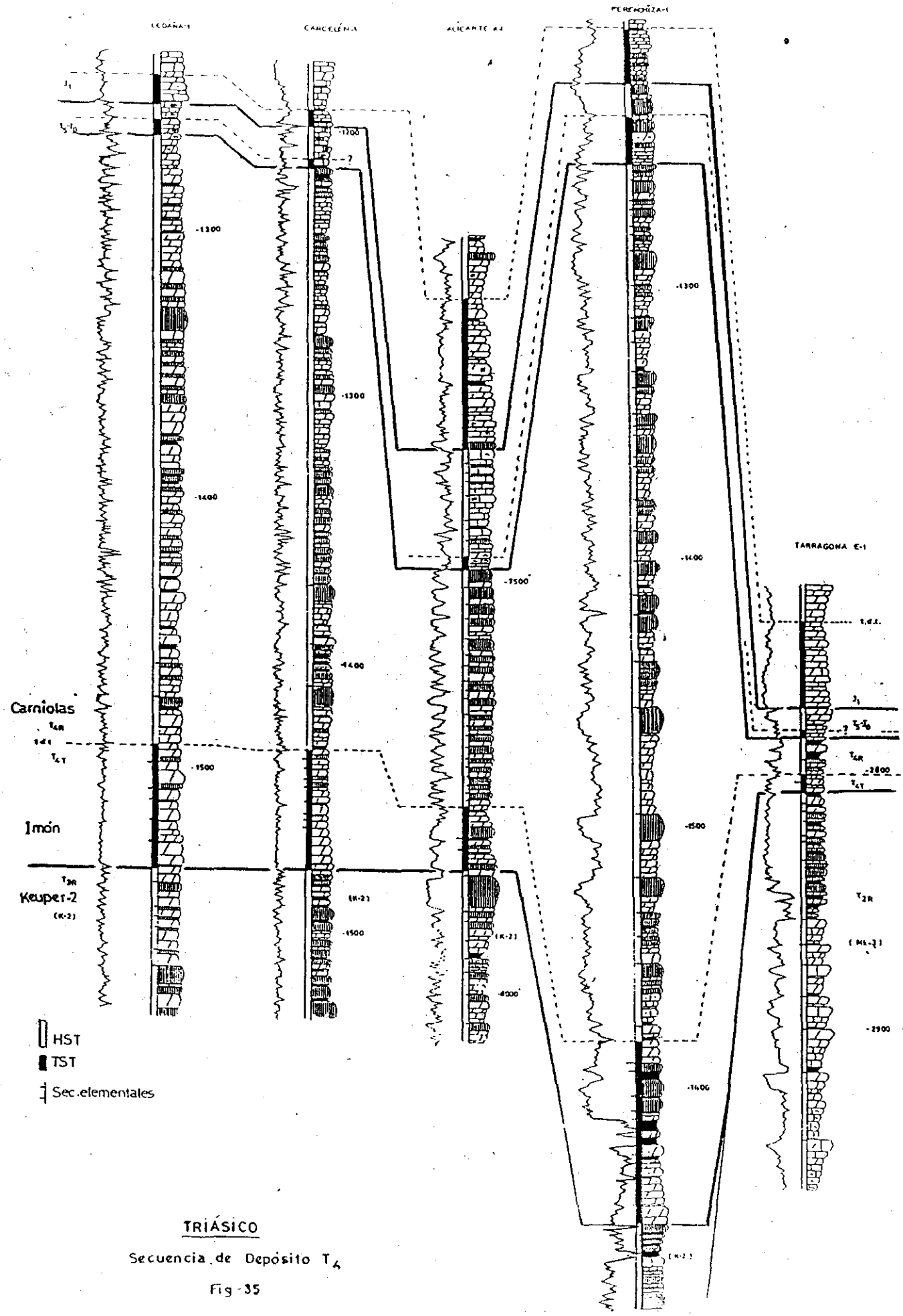
SECUENCIA DEPOSICIONAL T_3

Fig 34



Secuencias de Depósito $T_{3.1}$-$T_{3.2}$??

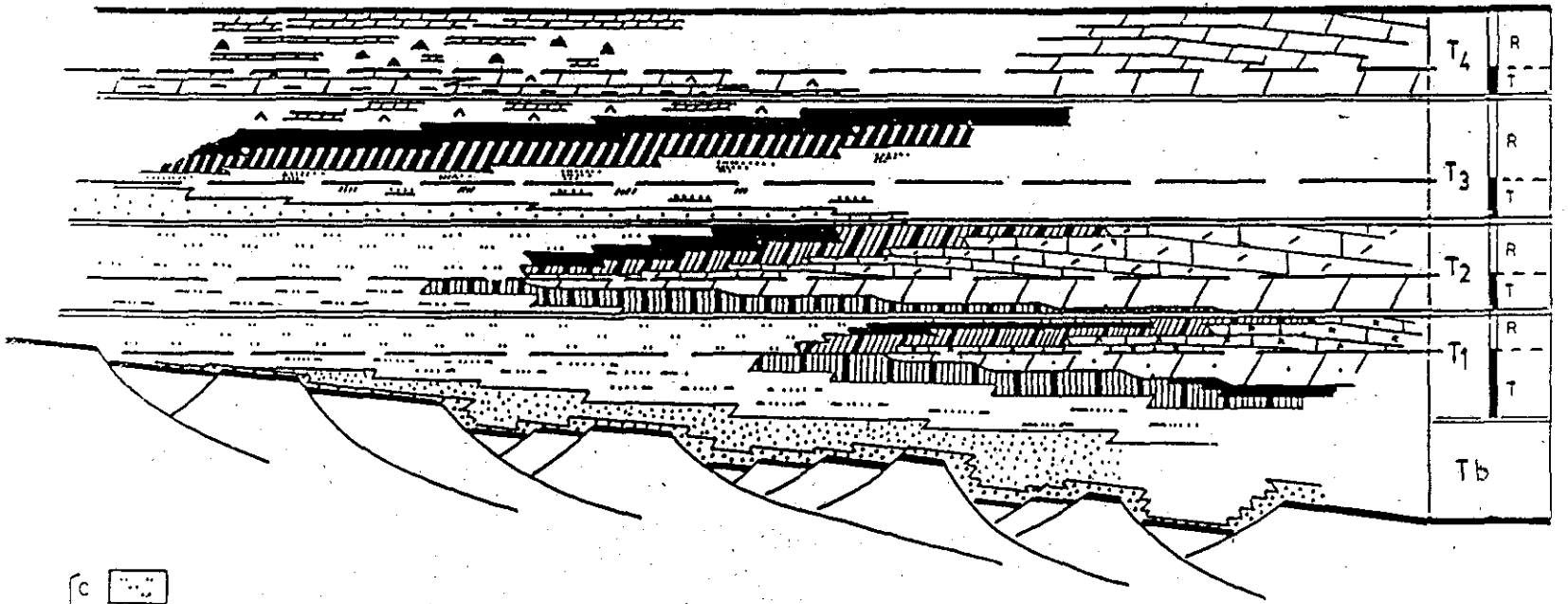
Fig-34 bis

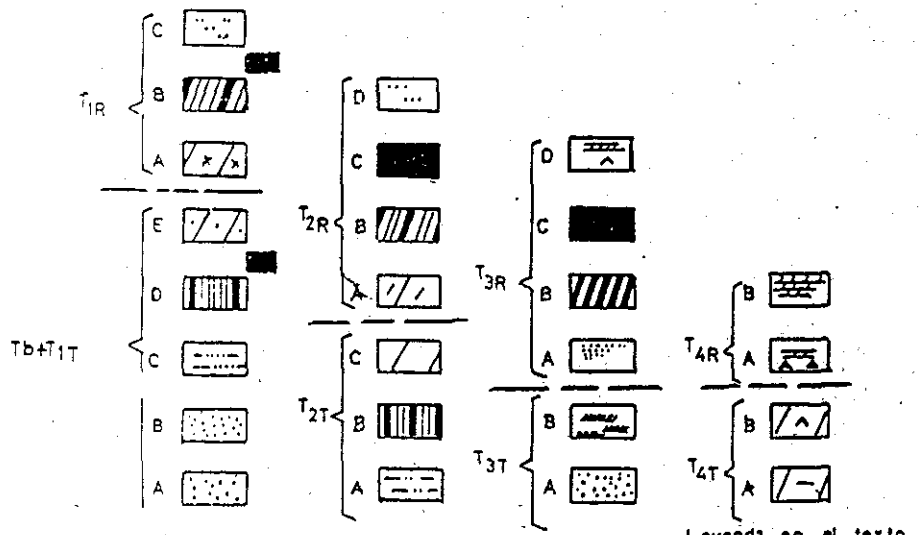


TRIÁSICO

Secuencia de Depósito T_4

Fig-35





Leyenda en el texto

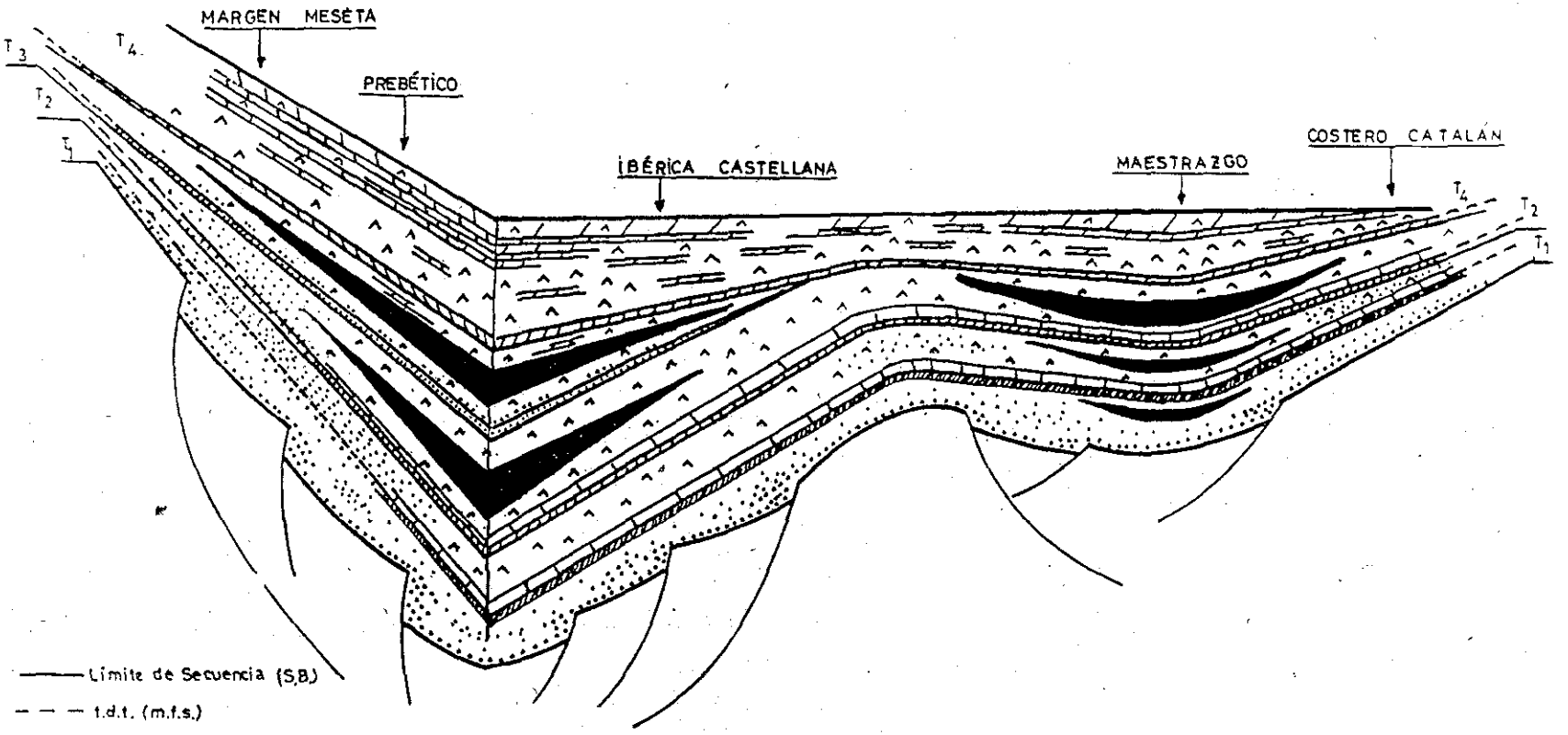
T ..... TST
R ..... HST
} T_1 a T_4 (Sec. Deposicionales)

Tb. Fac. Buntsandstein (Contenido secuencial desconocido)

Triásico

ESQUEMA LITOESTRATIGRÁFICO Y SECUENCIAS DE DEPÓSITO

Fig.-36



AGRADACIÓN-
-INUNDACIÓN TIPO DISTENSIVA (I.T.D.)

T_b-T_1 — mk_{1t} (T_b (Bunt ? — Muchesk.1)

T_3 k_2 (Manuel-Cofrentes)

RETROGRADACIÓN-
-INUNDACIÓN TIPO EUSTÁTICA (I.T.E.)

T_2 mk_{3t} (Mucheskalk 3)

T_4 sk_t (Imón)

AGRADACIÓN REGRESIVA (A.R.)

T_4 sk_R (Zona anhid-dolomía)

T_3 K_{2R} (Quesa-Ayora)

PROGRADACIÓN REGRESIVA (P.R.)

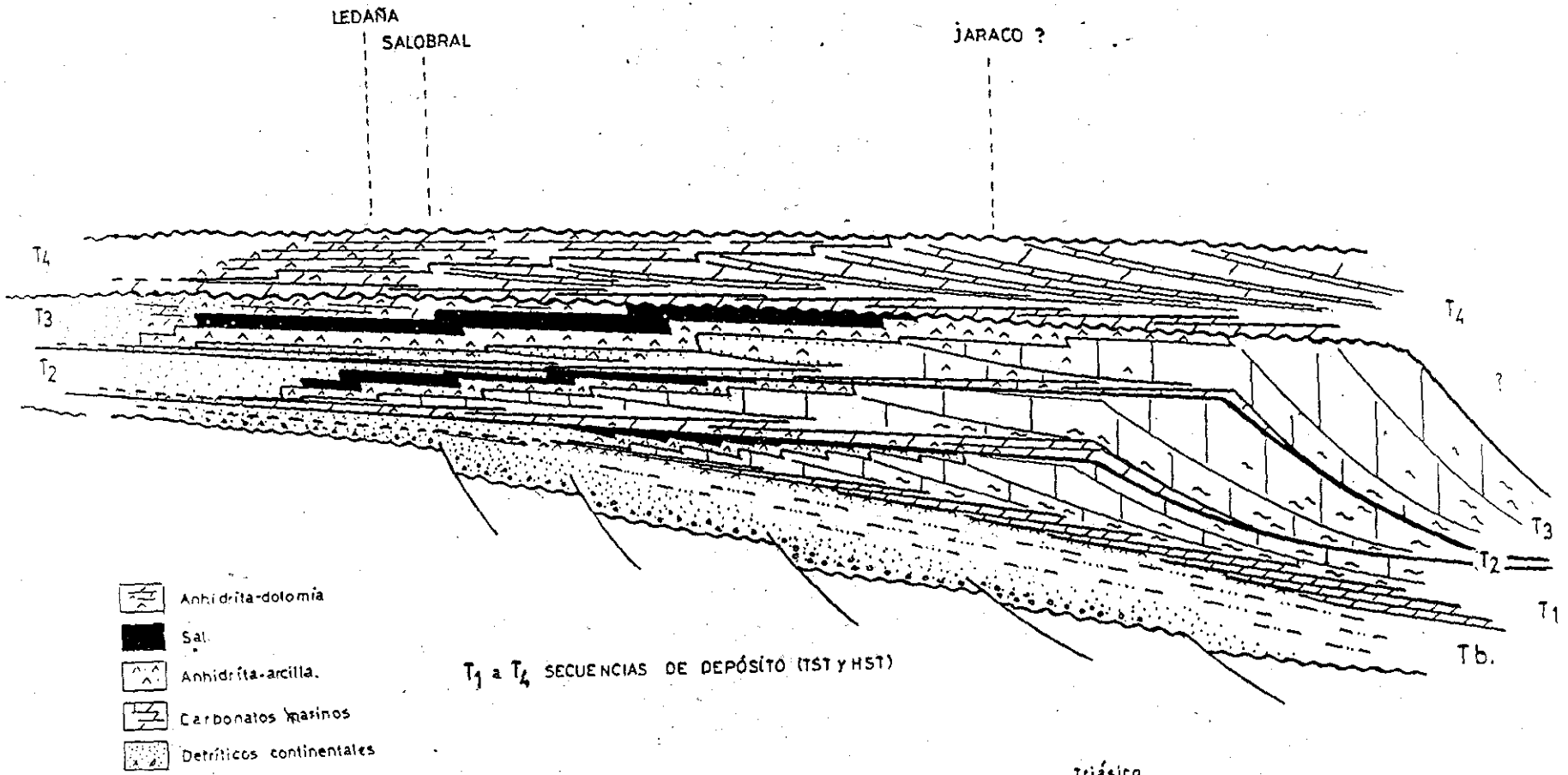
T_2 $mk_{3R}k_1$ (Muchesk3-Jarafuel)

T_1 mk_{1R} mk_{2R} (Muchesk.1-2)

Triásico

ȝ CARACTERÍZACIÓN ? DE EPISODIOS

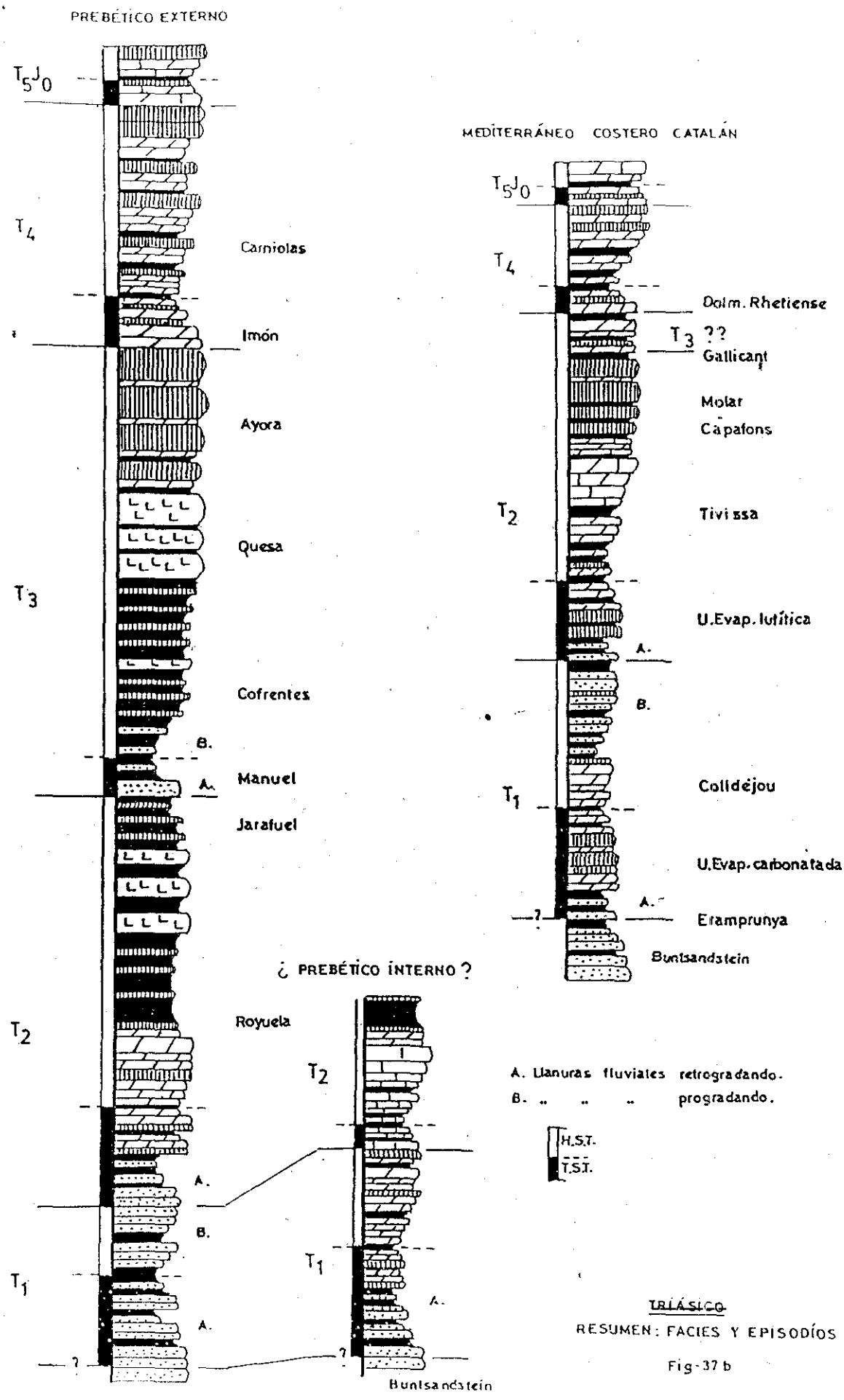
Fig-37



Triásico

Interpretación de Secuencias y facies

Fig - 36 bis



TRIÁSICO

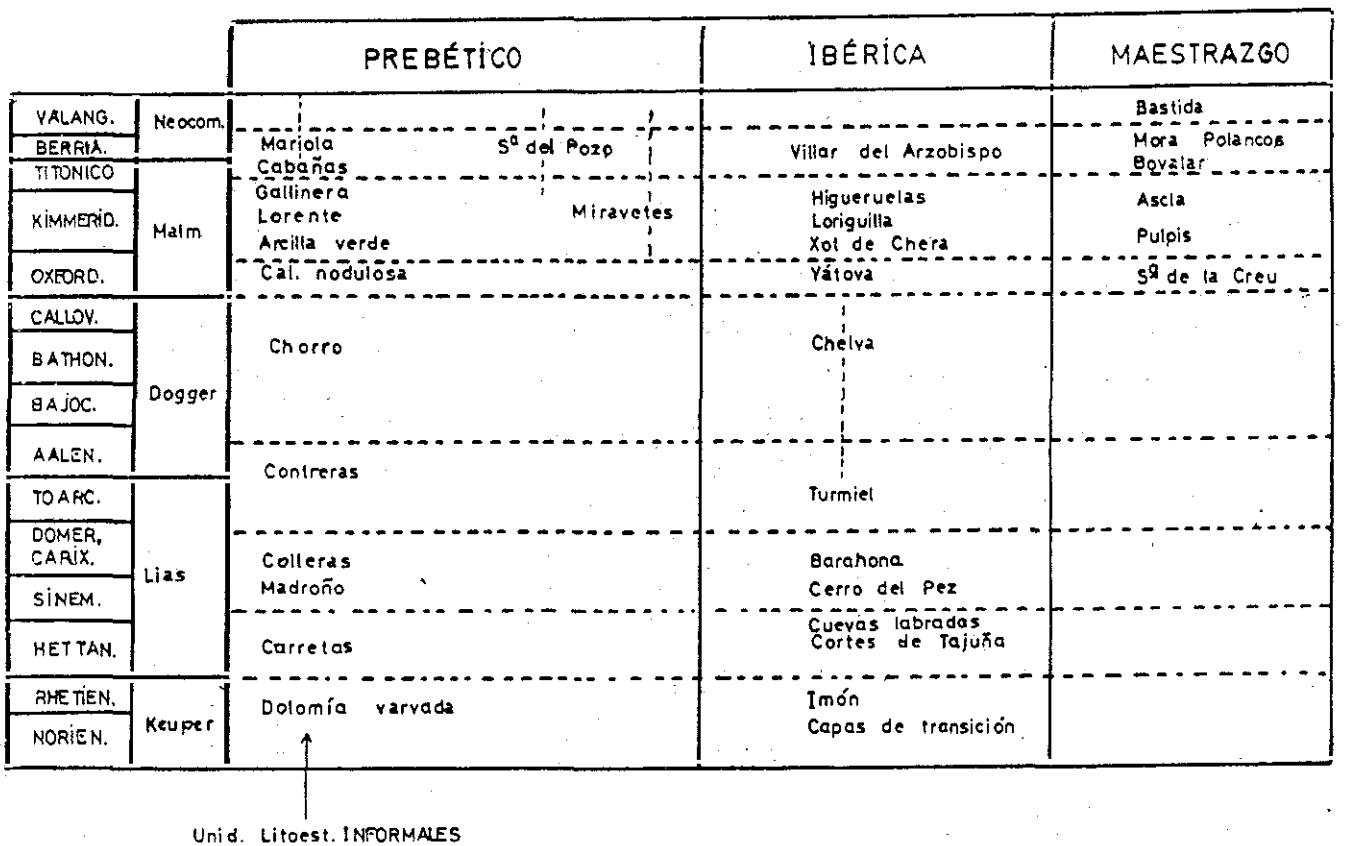
RESUMEN: FACIES Y EPISODIOS

Fig-37 b

JURÁSICO

- Secuencias de Depósito del Jurásico.
- Secuencias T_5-J_0, J_1, J_2, J_{3-1} a J_{3-4}, J_{4-1} a J_{4-3}, J_5, J_6, J_{7-1} a J_{7-2}, J_8 y J_9C_{0-1} a J_9C_{0-2}.
- Construcción de la plataforma y cuenca.
- Conclusiones iniciales.

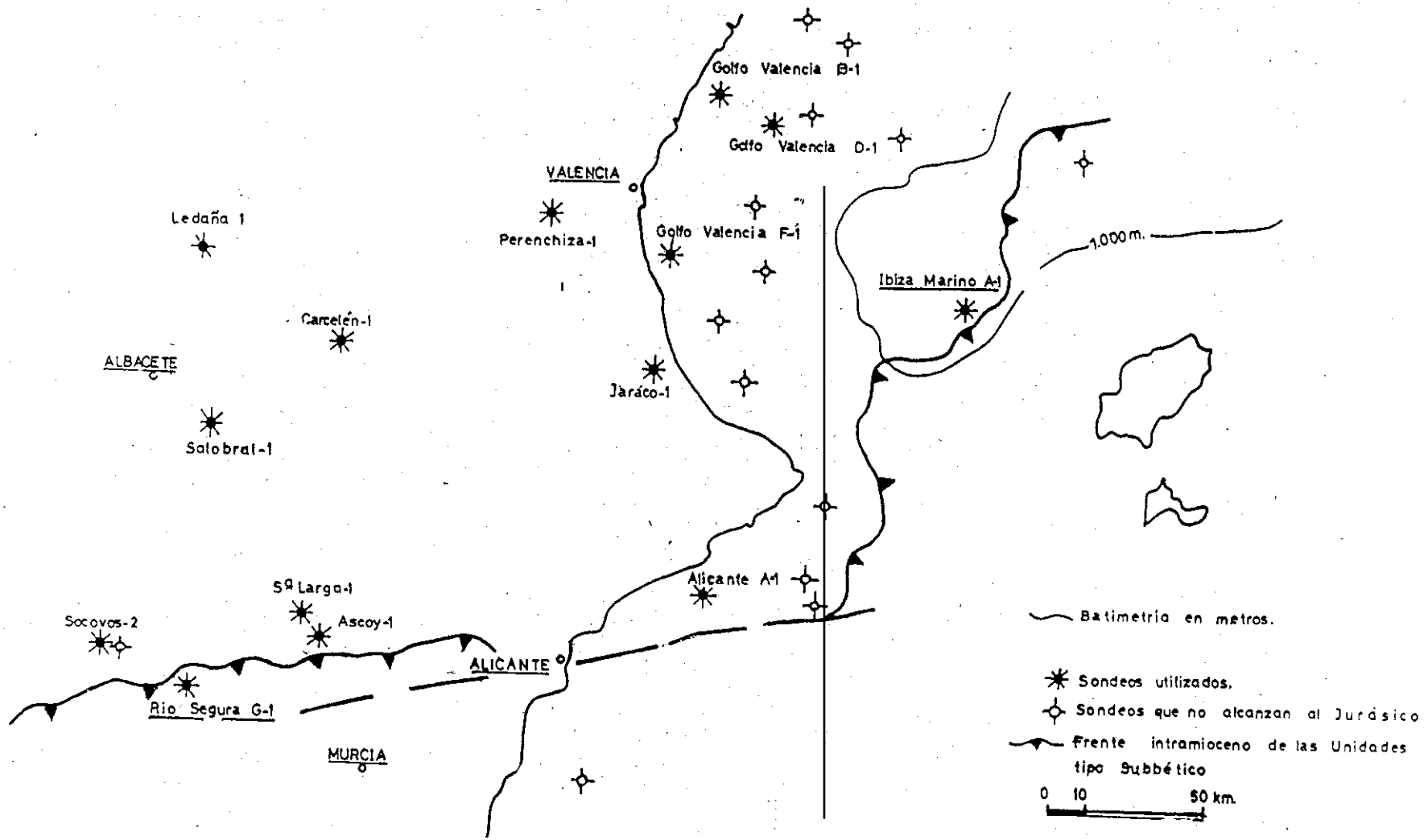
Figuras 38 a 67



JURÁSICO

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS
Y
DISCONTINUIDADES

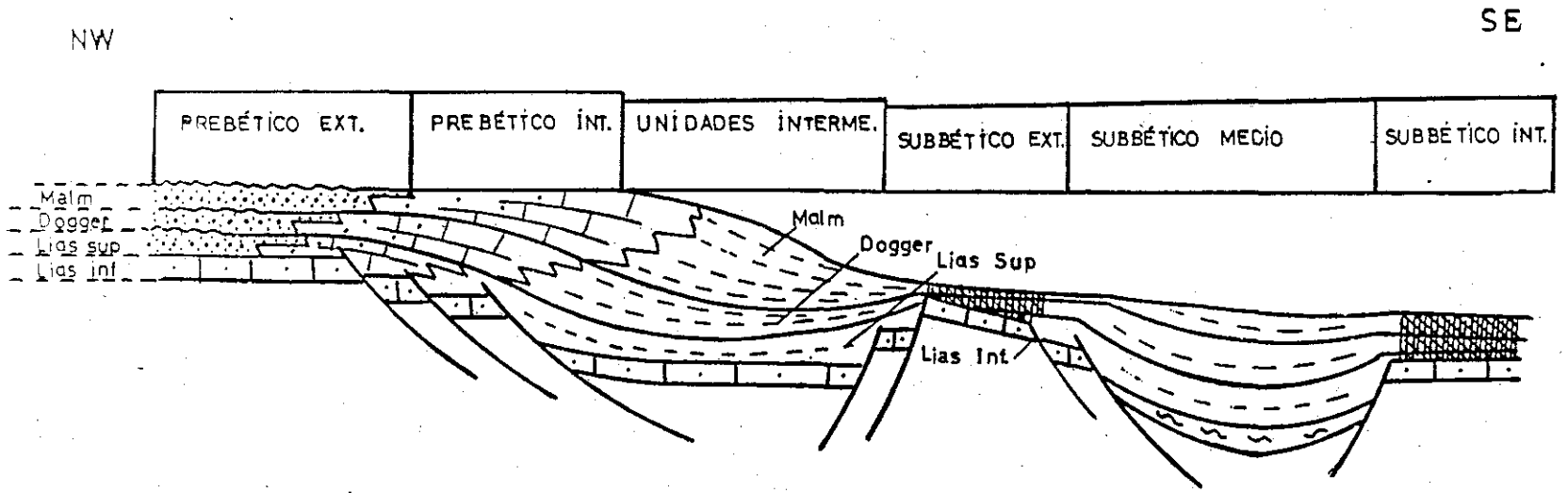
Fig - 38



Jurásico

BASE DE DATOS

Fig -39



Plataforma interna.

Plataforma externa-talud.

Taludes y turbiditas.

Fc. Pelágicas condensadas

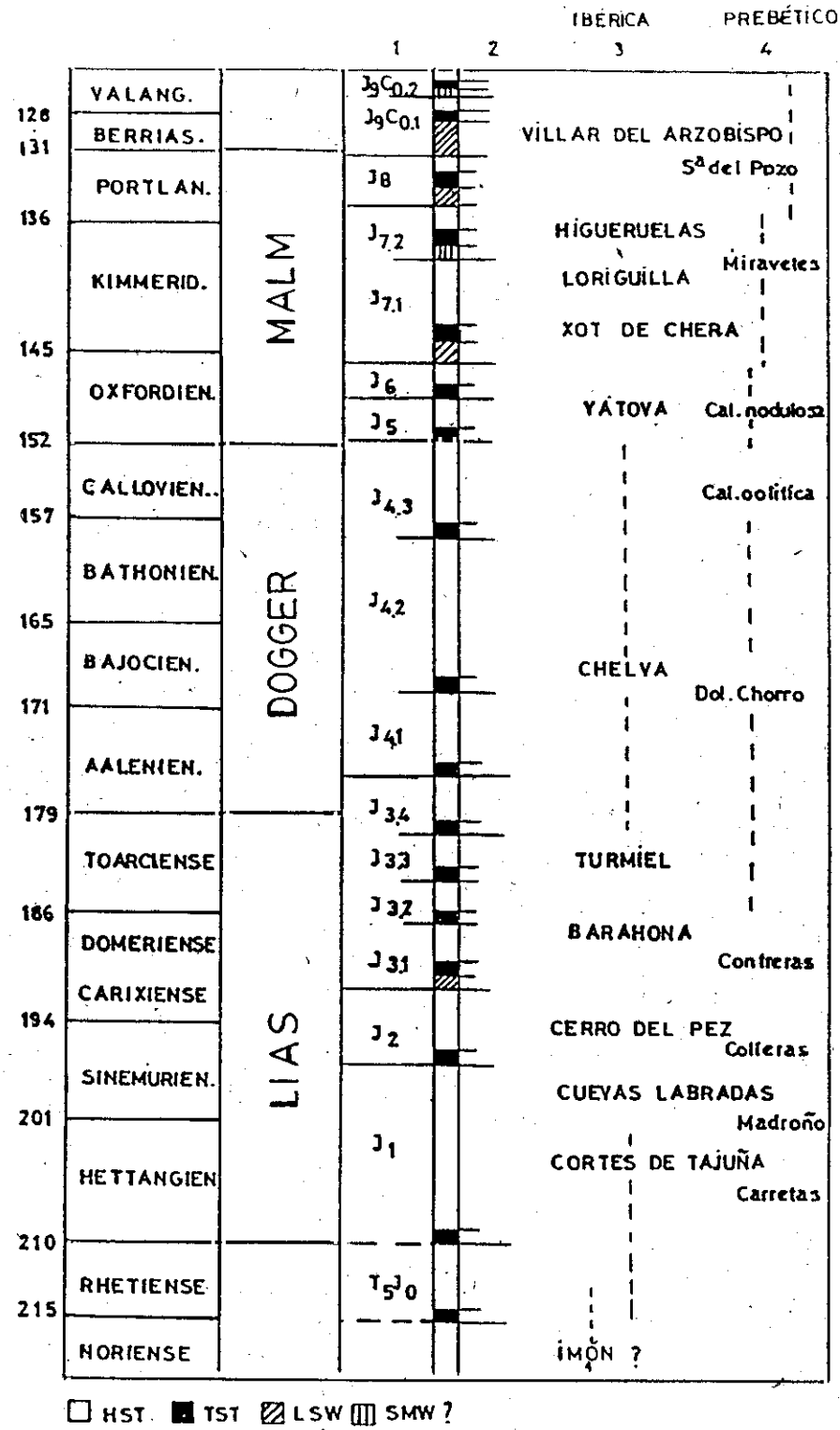
Fc. Hemipelágicas

JURÁSICO

Esquema del margen Bético

Fig-40

(modificado de Vera et al.)

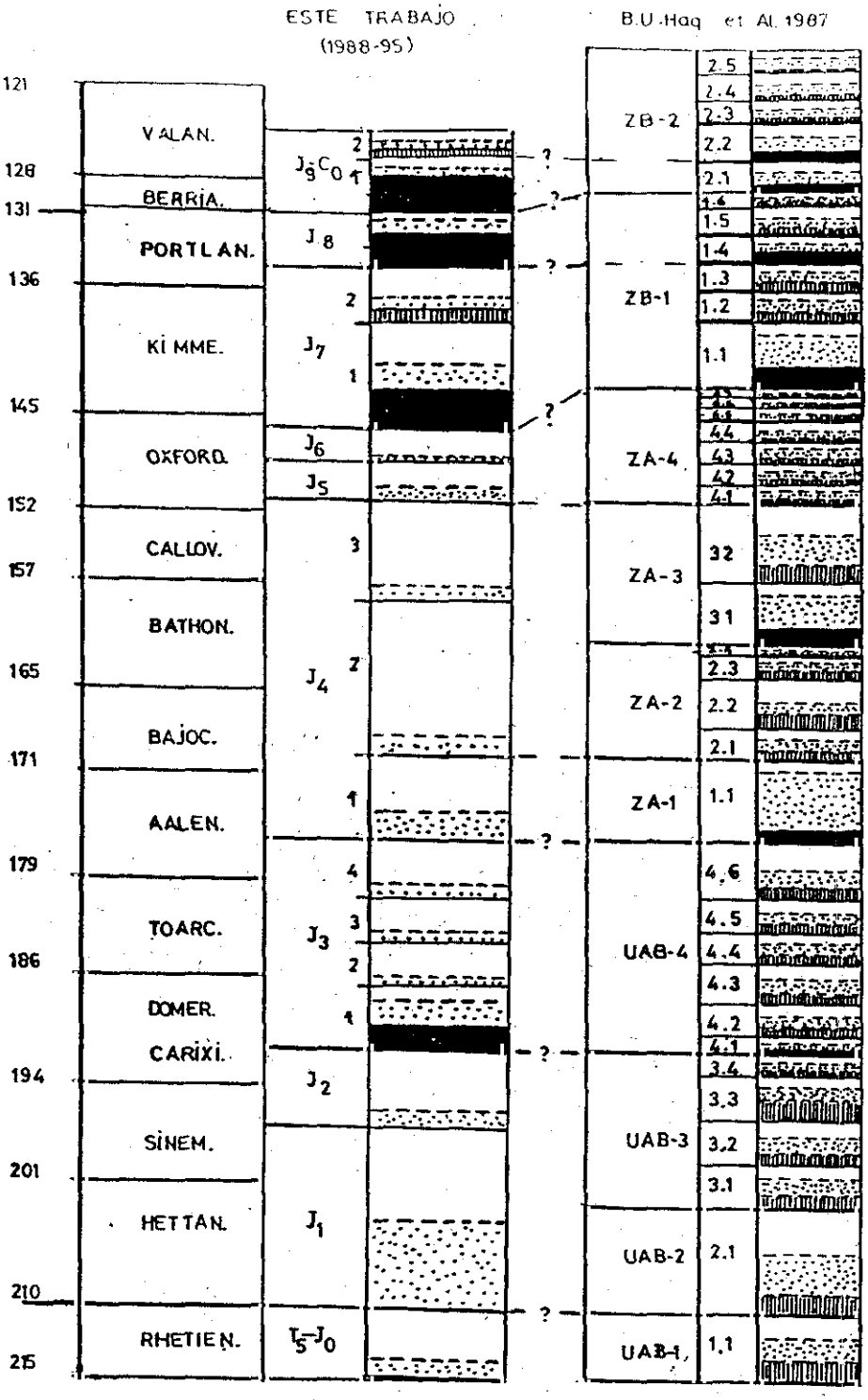


1. Secuencias de depósito
2. Discontinuidades sedimentarias
3 y 4. Formaciones

JURÁSICO

Secuencias y Episodios o Cortejos

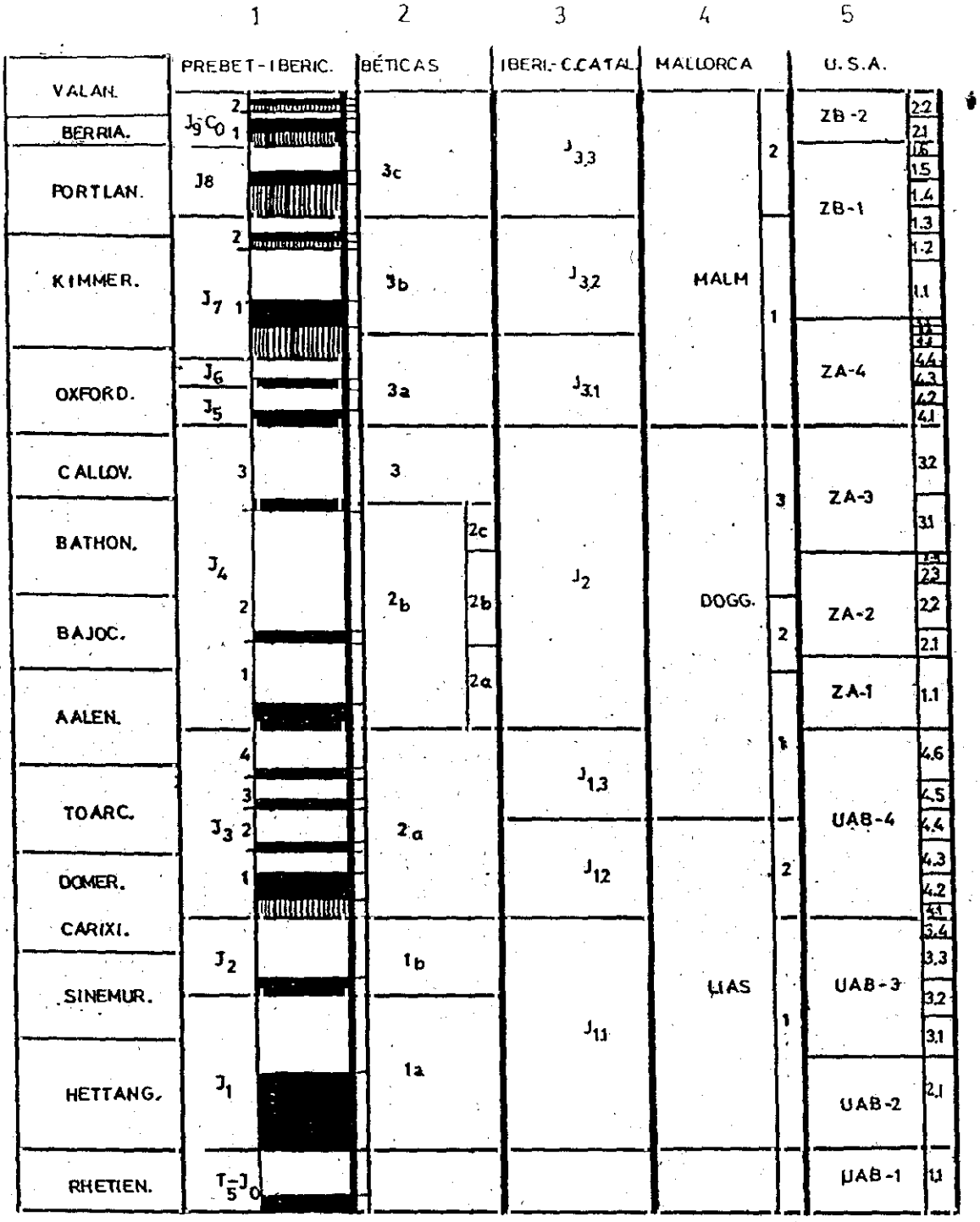
Fig-41



JURÁSICO

? Correlación Global ?

Fig - 42

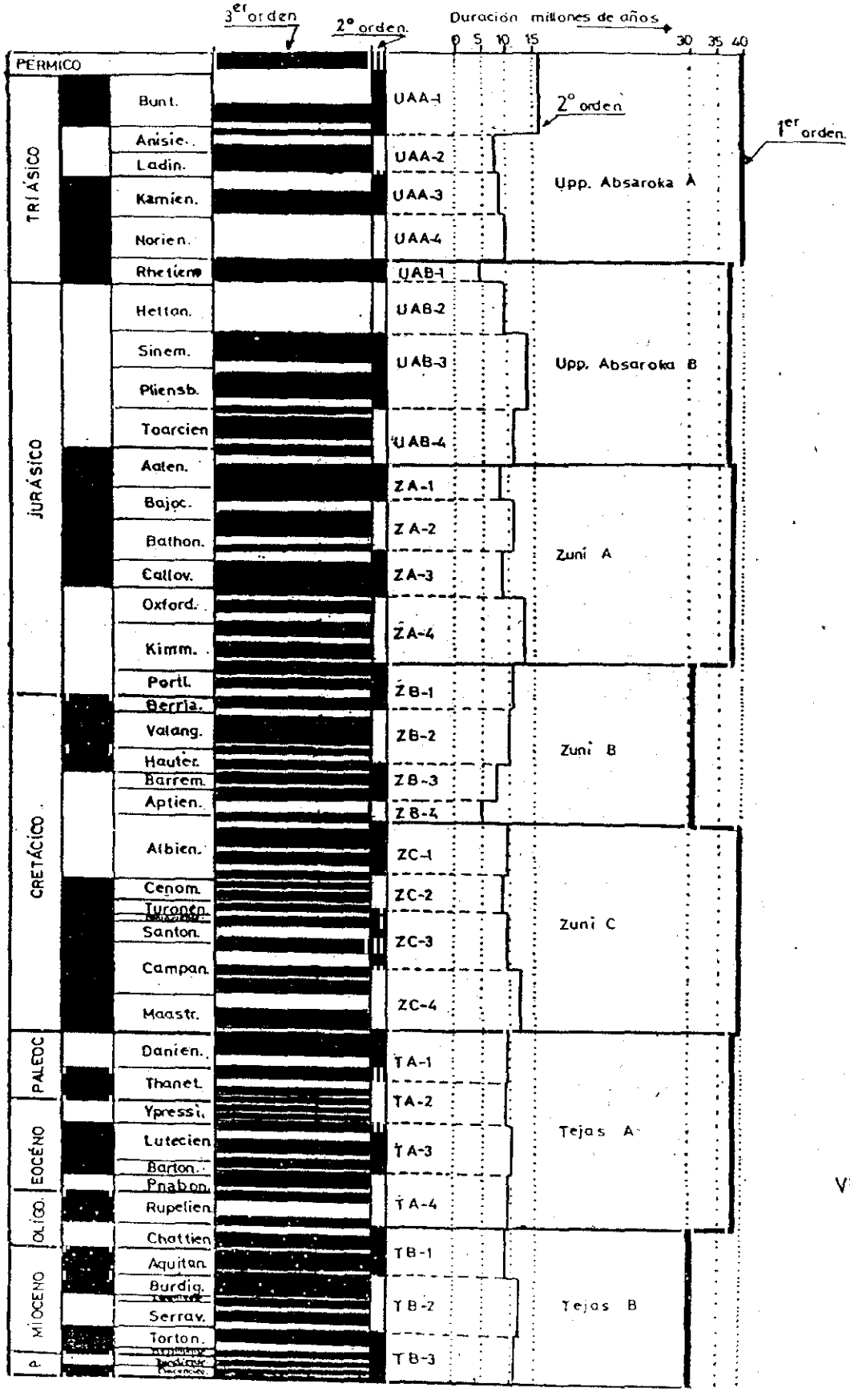


1. Este trabajo
2 Garcia Hernandez y Colaboradores 1989
3 Giner, J. y Salas, R. 1989
4. Alvaro, M. y Colab. 1989.
5. B.U. Haq y Colab. 1987.

JURÁSICO

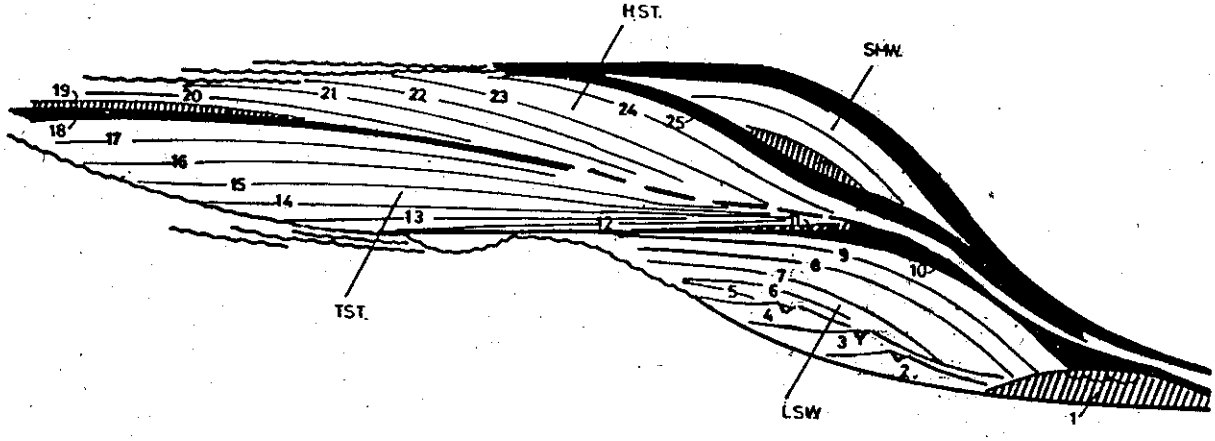
SECUENCIAS Y DISCONTINUIDADES

FIG-43



VERSIÓN 3.1B (1987)
B.U. Haq y Colab.

Fig 44



— Usual distancia de realización 100 a 500 Km.

EPISODIOS (S.-TRACTS)

Fin

Inicio

— Horizontes y posiciones paleogeográficas idoneas y necesarias para el control crono de los Episodios y Secuencias:

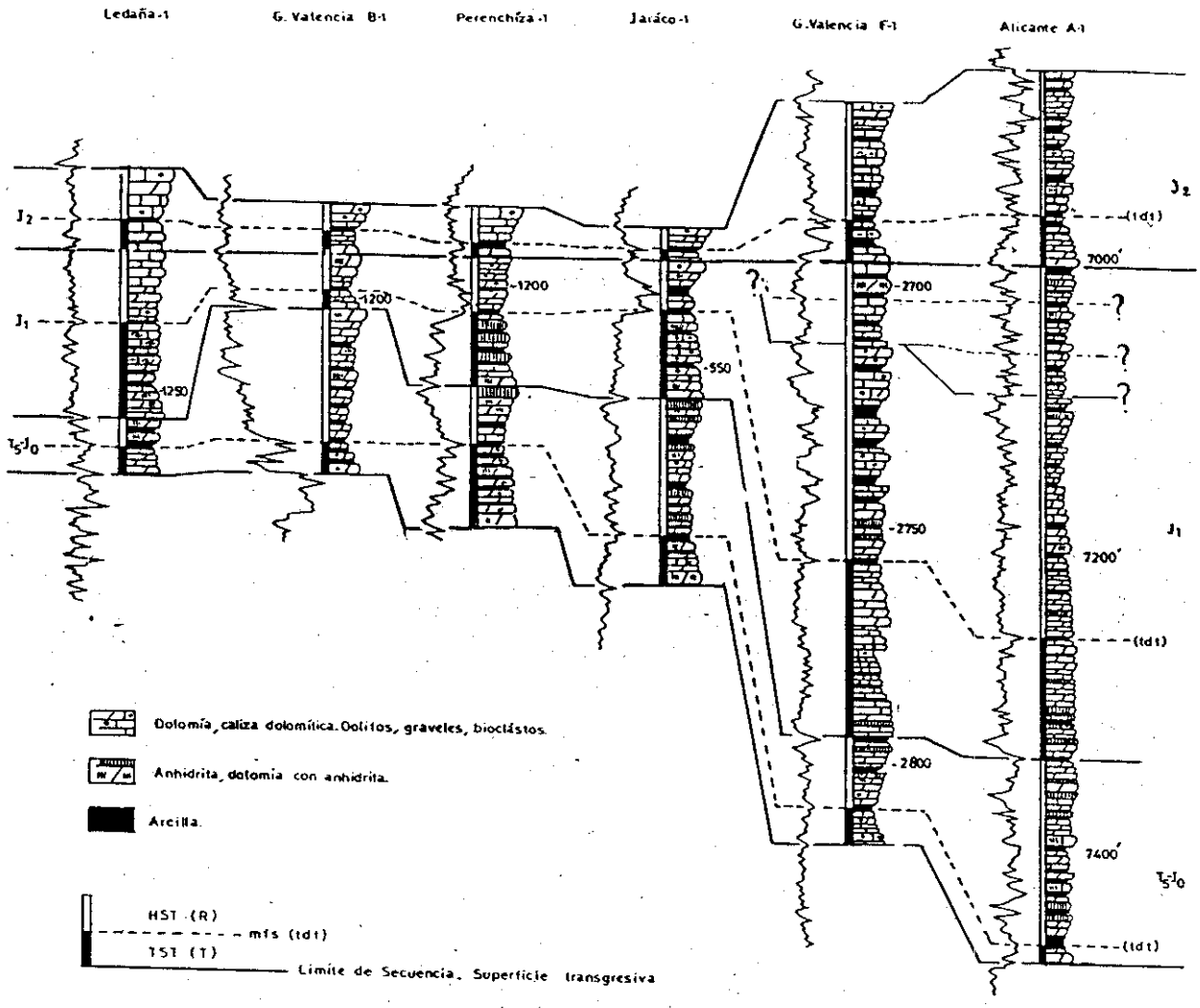
L.S.T. 1 y 10

T.S.T. 11 y 18

H.S.T. 19 y 25

LAS DIFICULTADES DE CONTROL
DE
SECUENCIAS Y EPISODIOS

Fig-45



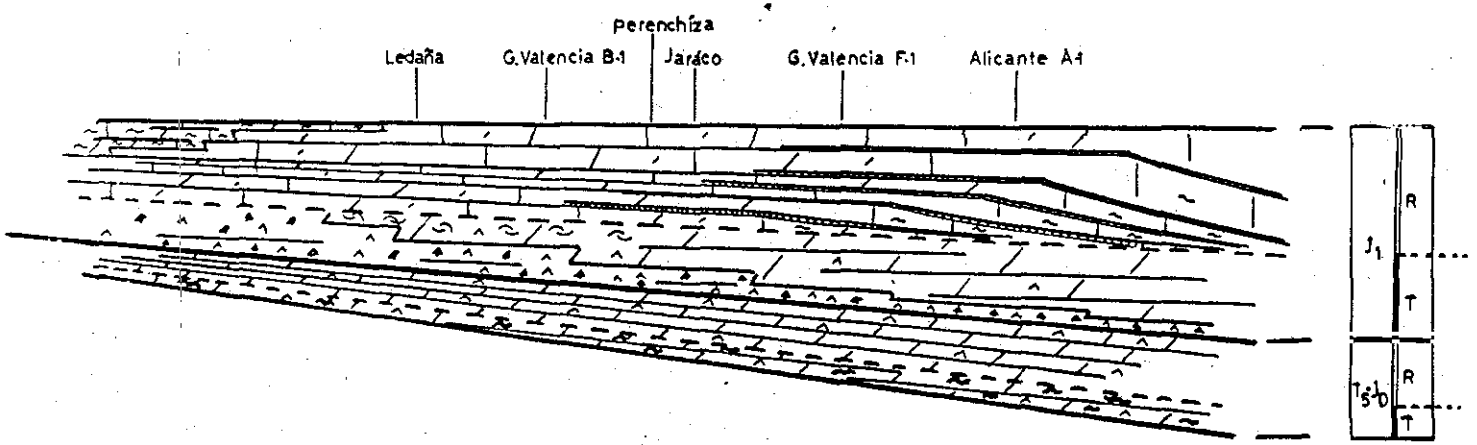
JURÁSICO

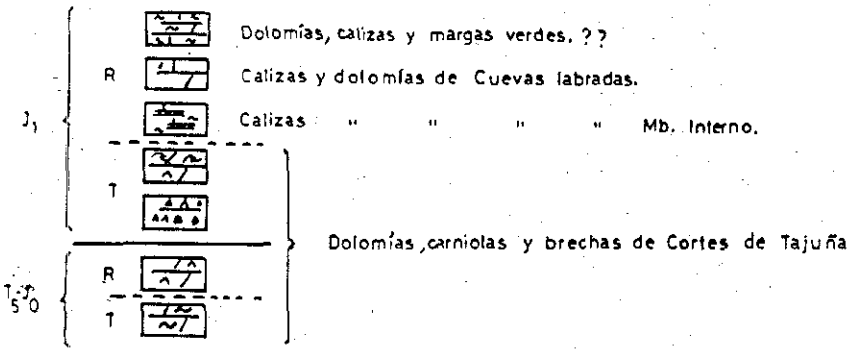
J_2 Sinemuriense-Pliensbachiense.

J_1 Hettangiense-Sinemuriense.

T_5J_0 ¿ Rhetiense ?

Fig. 46



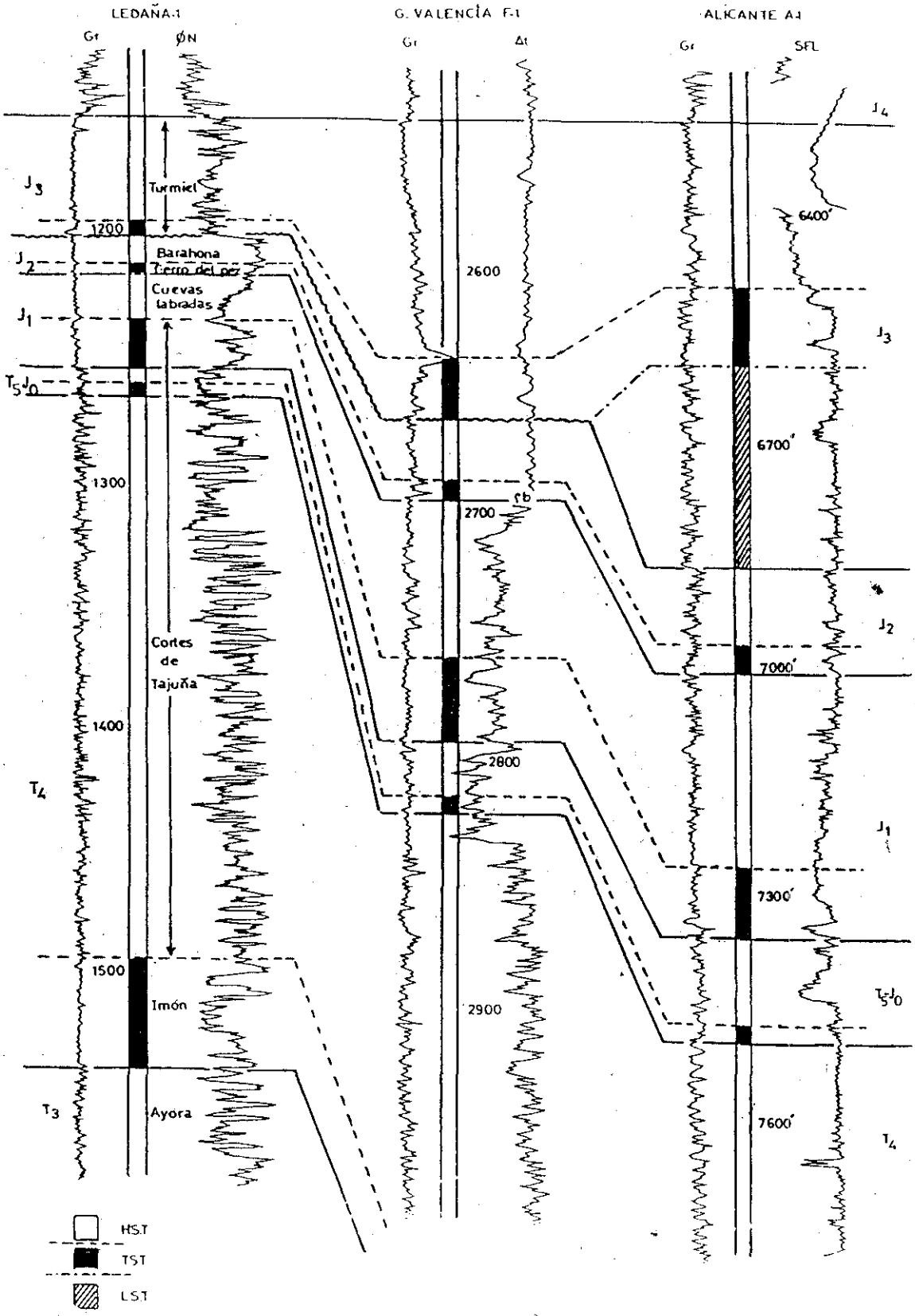


JURÁSICO

SECUENCIAS J_1. Hettangiense-Sinemuriense

T_5J_0. ¿ Rhetiense ?

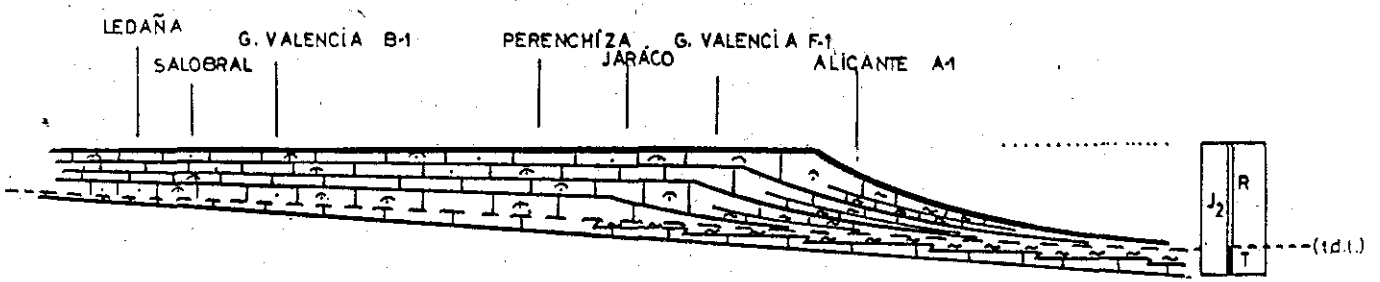
Fig. 47



TRIAS - JURÁSICO

Secuencias J_3, J_2, J_1, T_5-J_0 y T_4

FIG. 48

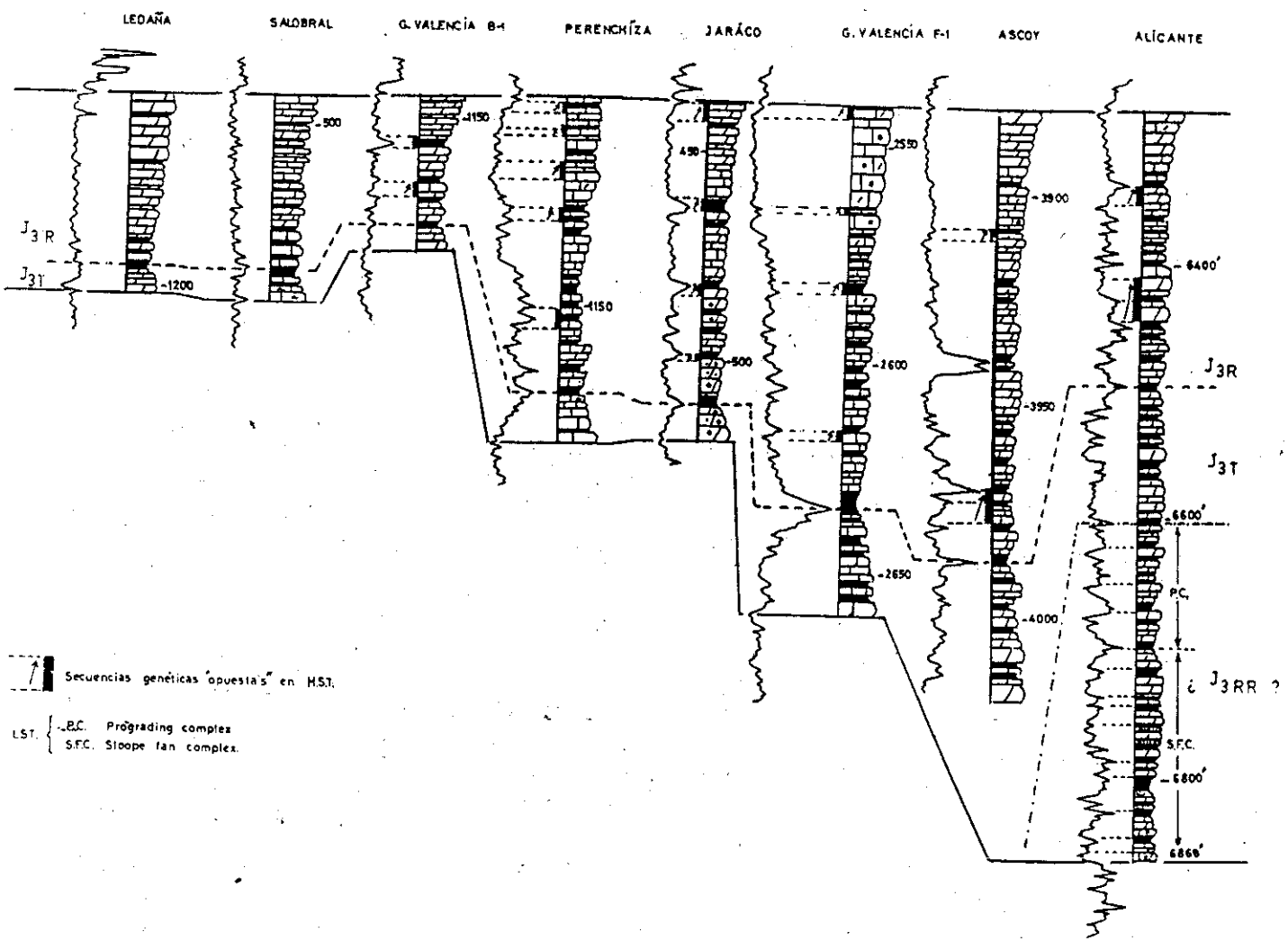


J_2 { R { ¿ Caliza bioclástica de BARAHONA / Cuevas Labradas ?
Mb. Calizo y margoso
(t.d.t.)
T ¿ Calizas y margas del Cerro del Pez ?

JURÁSICO

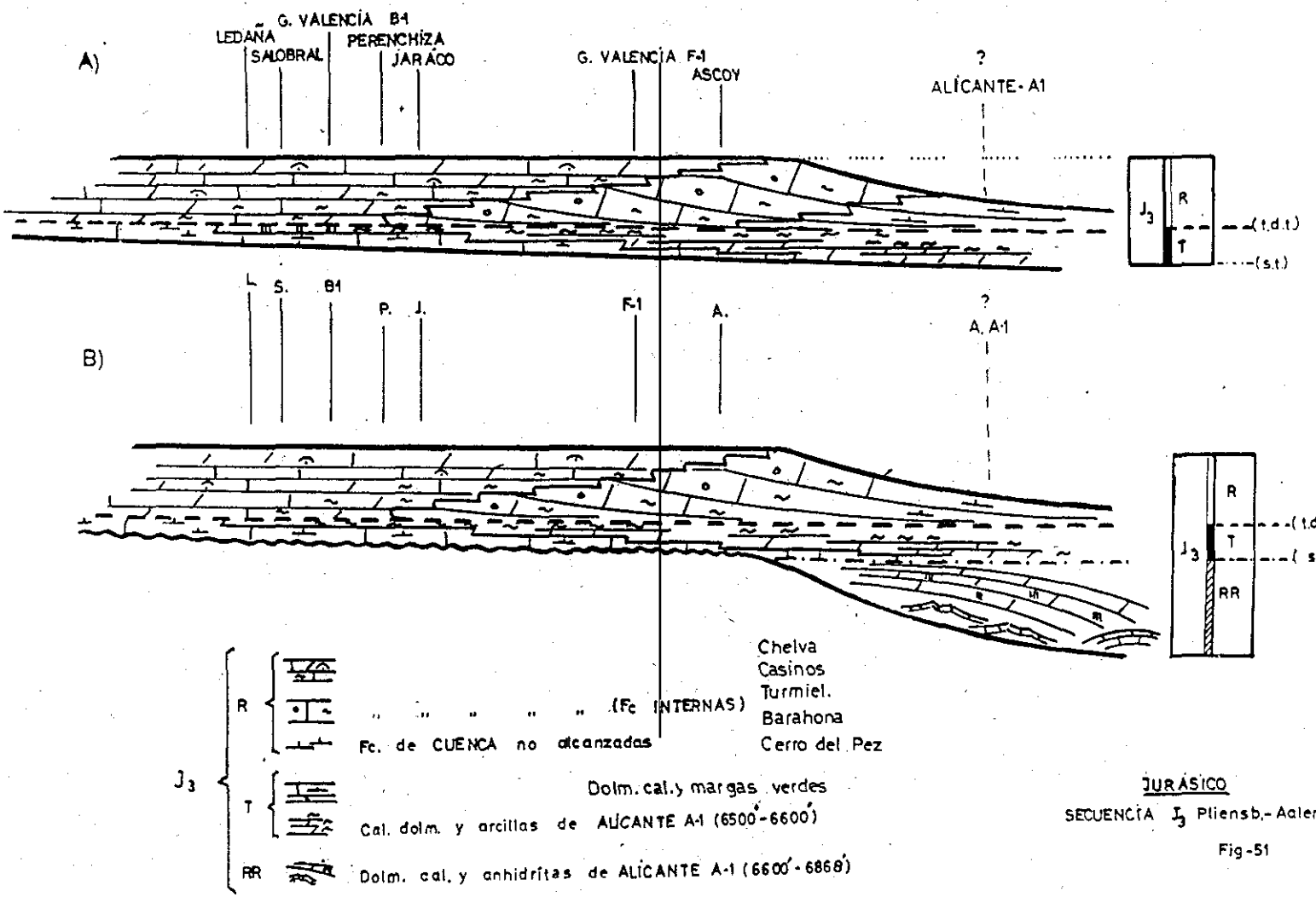
SECUENCIA j_2 Sinem.-Pliensbaquiense.

Fig - 49



JURÁSICO
SECUENCIA DE DEPÓSITO
J_3 Ptiensb - Aqueniense

Fig - 50



JURÁSICO

SECUENCIA J_3 Pliensb.- Aaleniense.

Fig-51

A. Plataforma. HST y TST

B. Plataforma y cuenca. LST en Alicante A-1

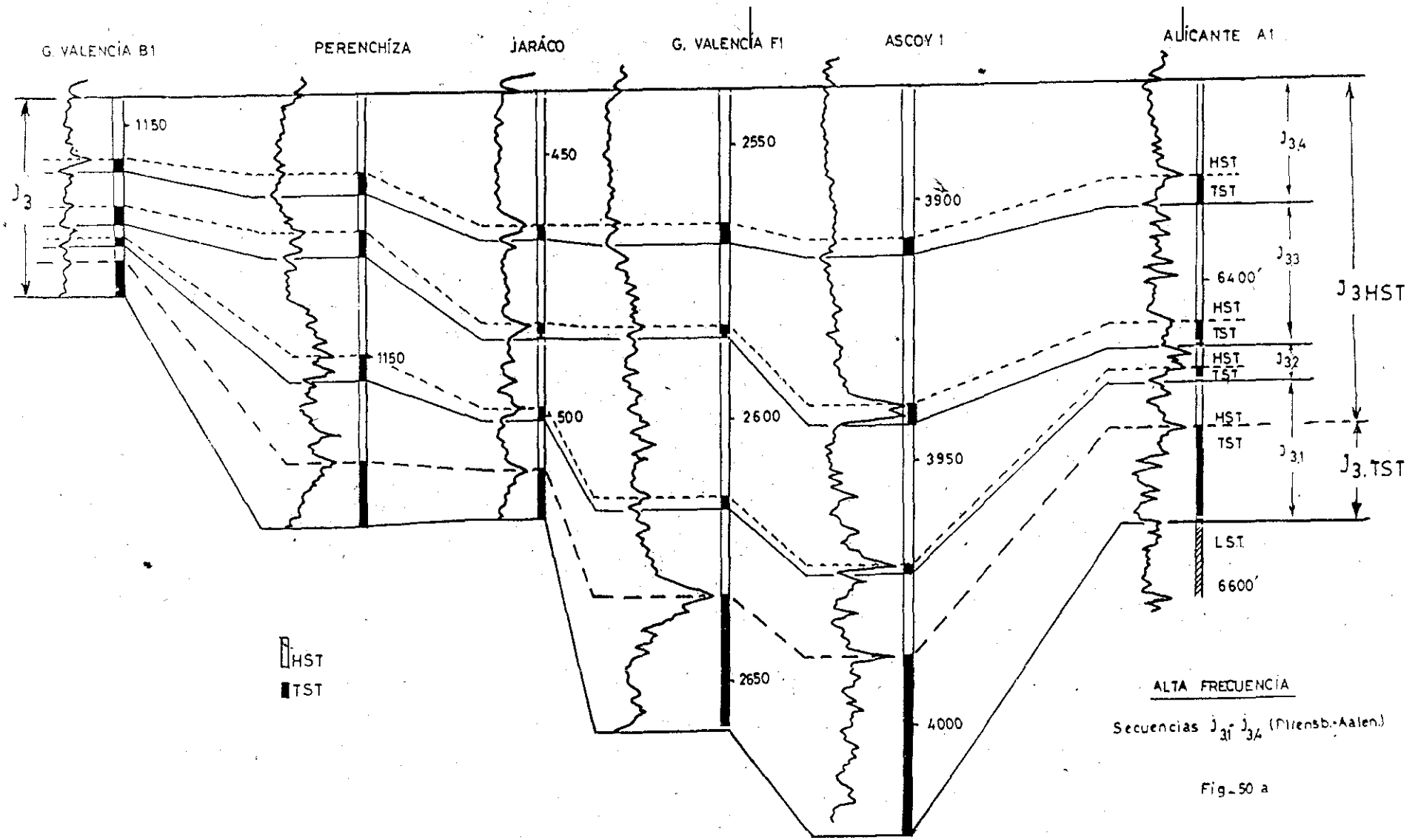
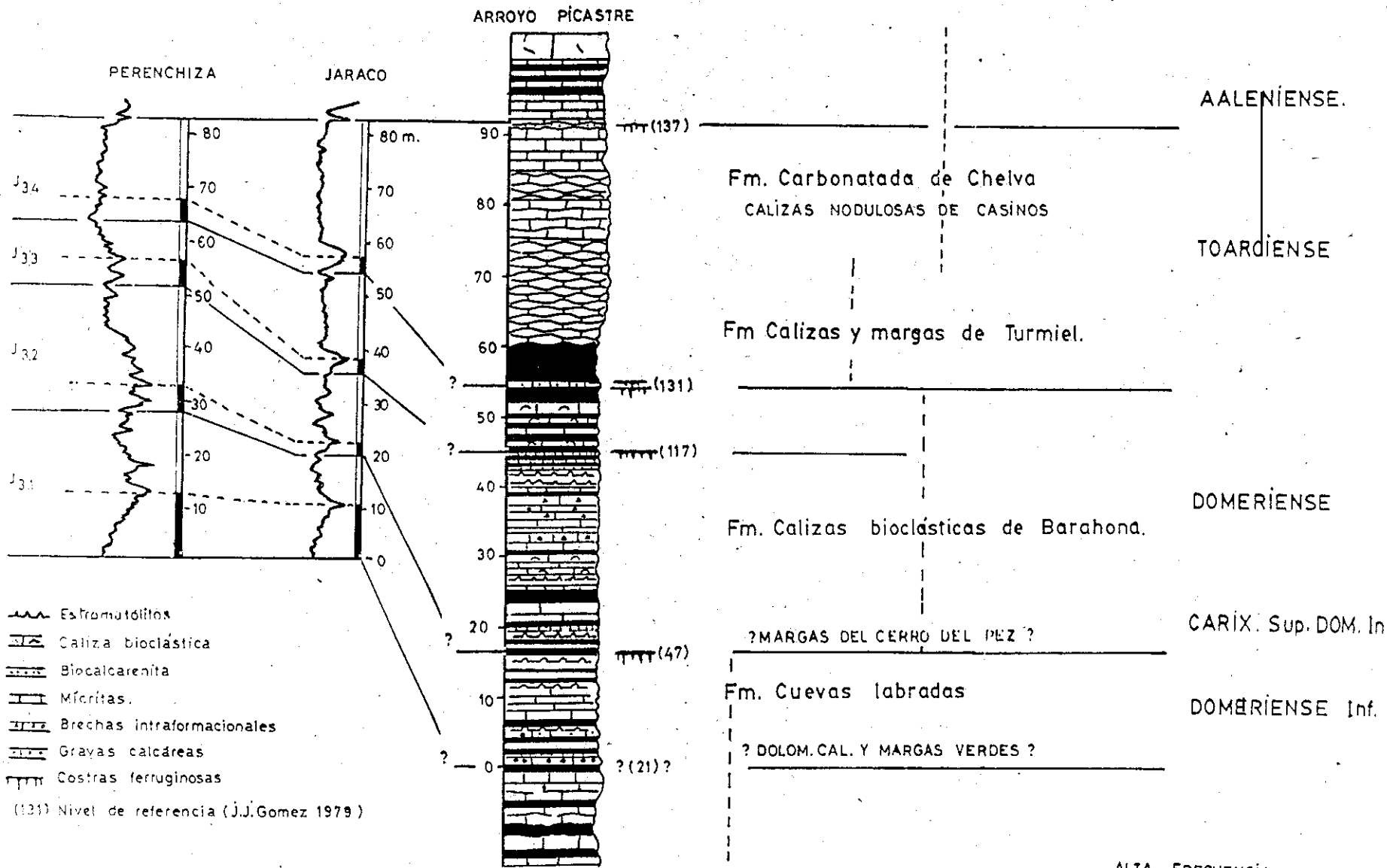

G. VALENCIA B1
PERENCHÍZA
JARÁCO
G. VALENCIA F1
ASCOY 1
ALICANTE A1
J3
1150
1150
450
500
2550
2600
2650
3900
3950
4000
HST
TST
J3,4
J33
6400'
J32
J31
J3 HST
J3 TST
LST
6600'
HST
TST
ALTA FRECUENCIA
Secuencias J31- J34 (Pliensb.-Aalen.)

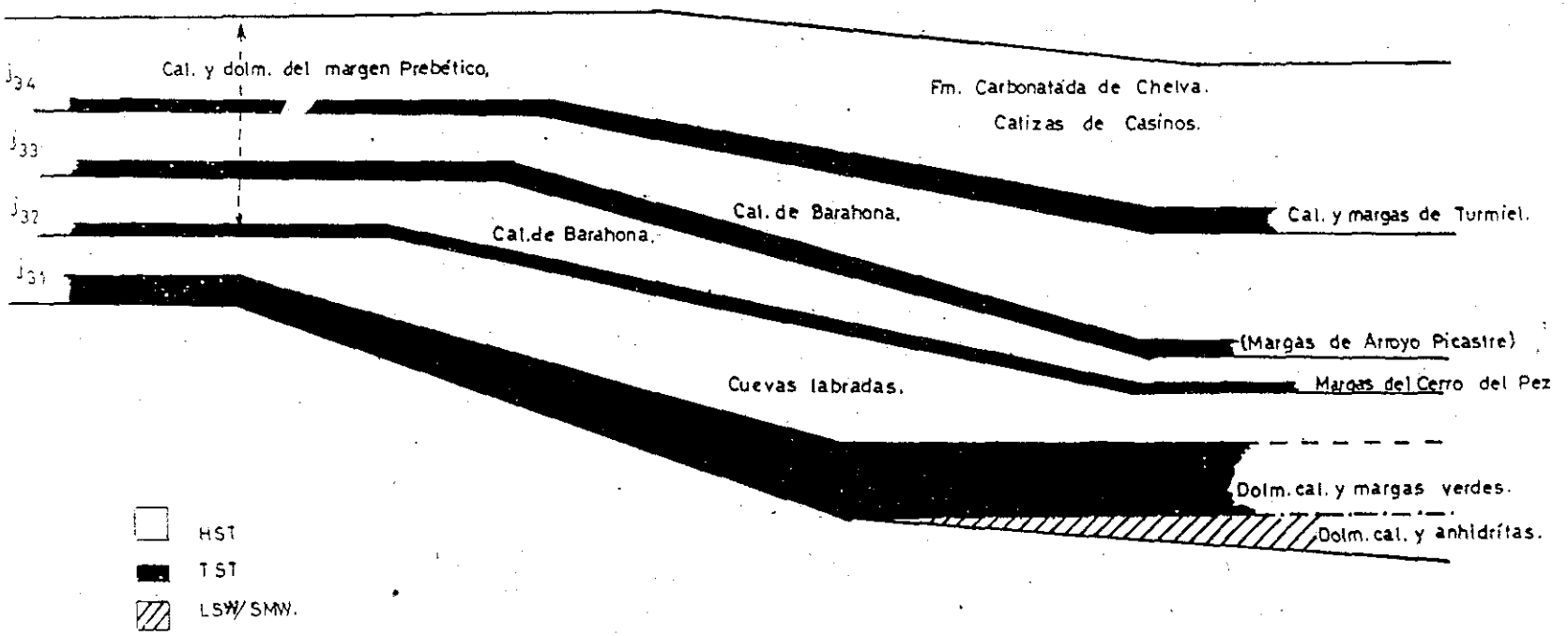
Fig. 50 a



ALTA FRECUENCIA

Correlación de las Secuencias $J_{3.1}$-$J_{3.4}$

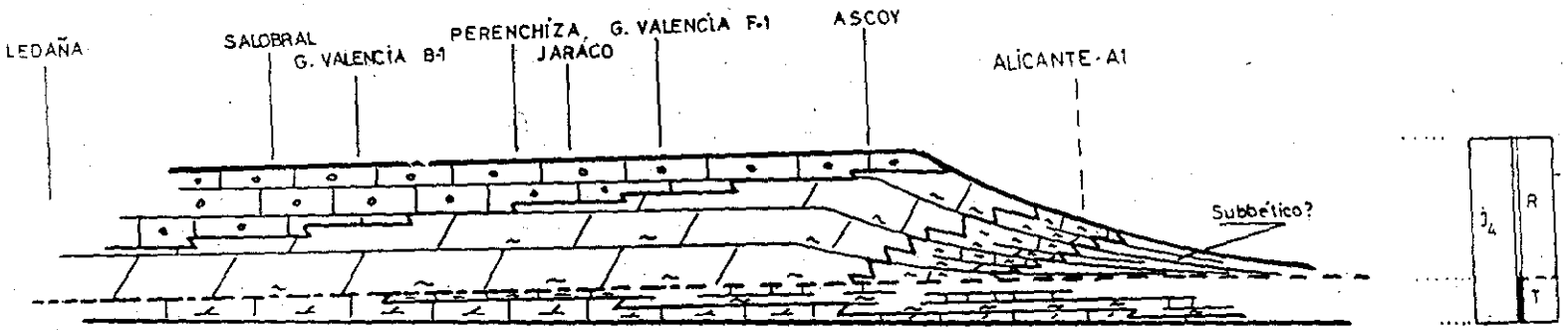
Fig - 50b



ALTA FRECUENCIA

Secuencias $J_{3.1}$ a $J_{3.4}$. Esquema litoestratigráfico

Fig. 51 a



j_4 { R { Cal. y dolm. oolíticas; Dolm. cal y margas; Ritmita interna de ALICANTE A1 } —(t.d.t.)— T { Fc. INTERNA; Fc. EXTERNA } Mb, Calizas nodulosas y lajosas

Mb Caliza oolítica

Fm. Carbonatada de CHELVA

Fm. CHORRO

JURÁSICO

SECUENCIA j_4 (Dogger)

Fig - 53

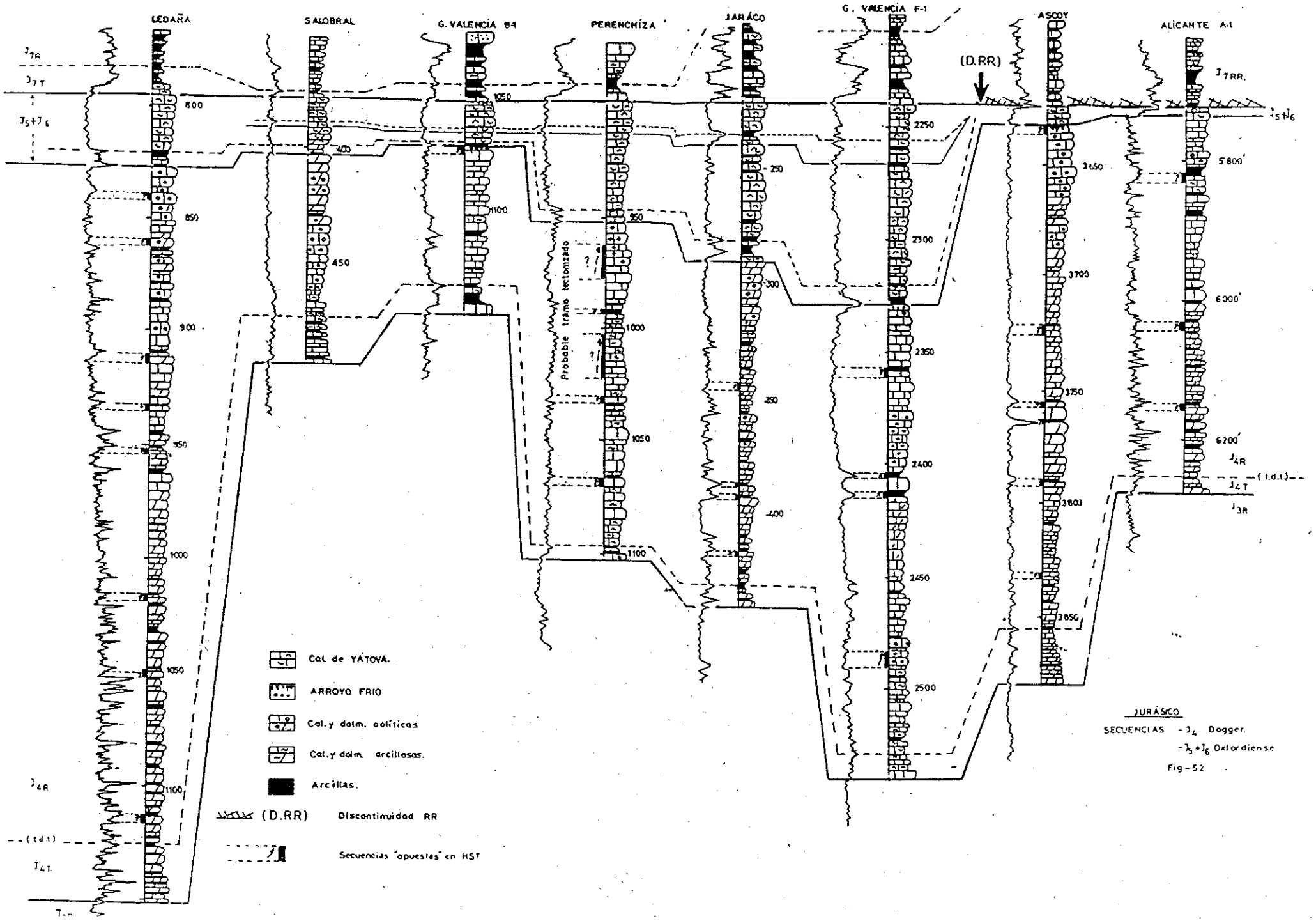
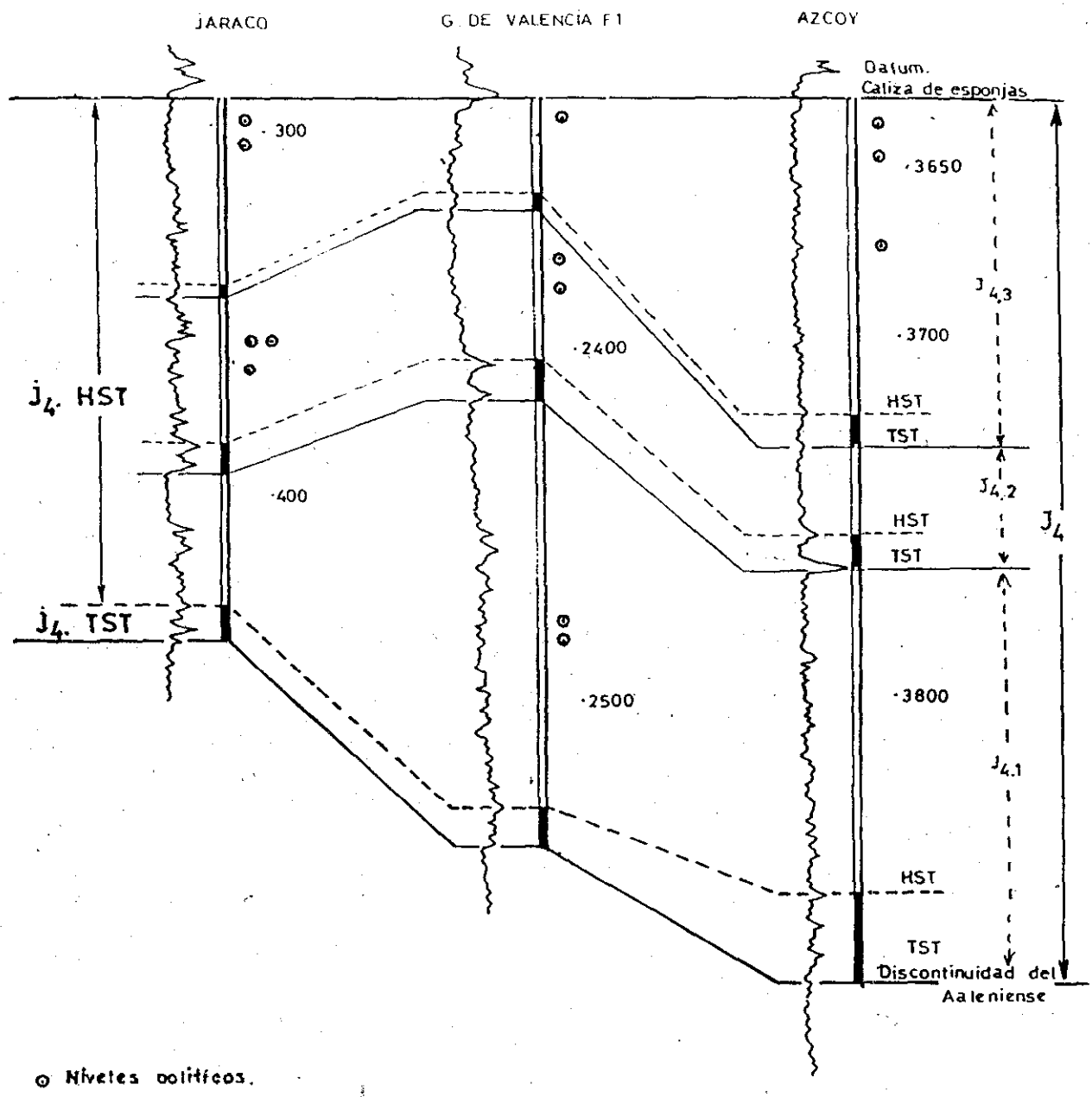

LEDAÑA
SALOBRAL
G. VALENCIA 84
PERENCHÍZA
JARÁCO
G. VALENCIA F-1
ASCOY
ALICANTE A-1
(D.RR)
Probable tramo tectonizado
Cal. de YÁTOVA.
ARROYO FRIO
Cal. y dolm. oolíticas
Cal. y dolm. arcillosas.
Arcillas.
(D.RR) Discontinuidad RR
Secuencias "apuestas" en HST
JURÁSICO
SECUENCIAS - J4 Dogger.
- J5+J6 Oxfordiense

Fig-52

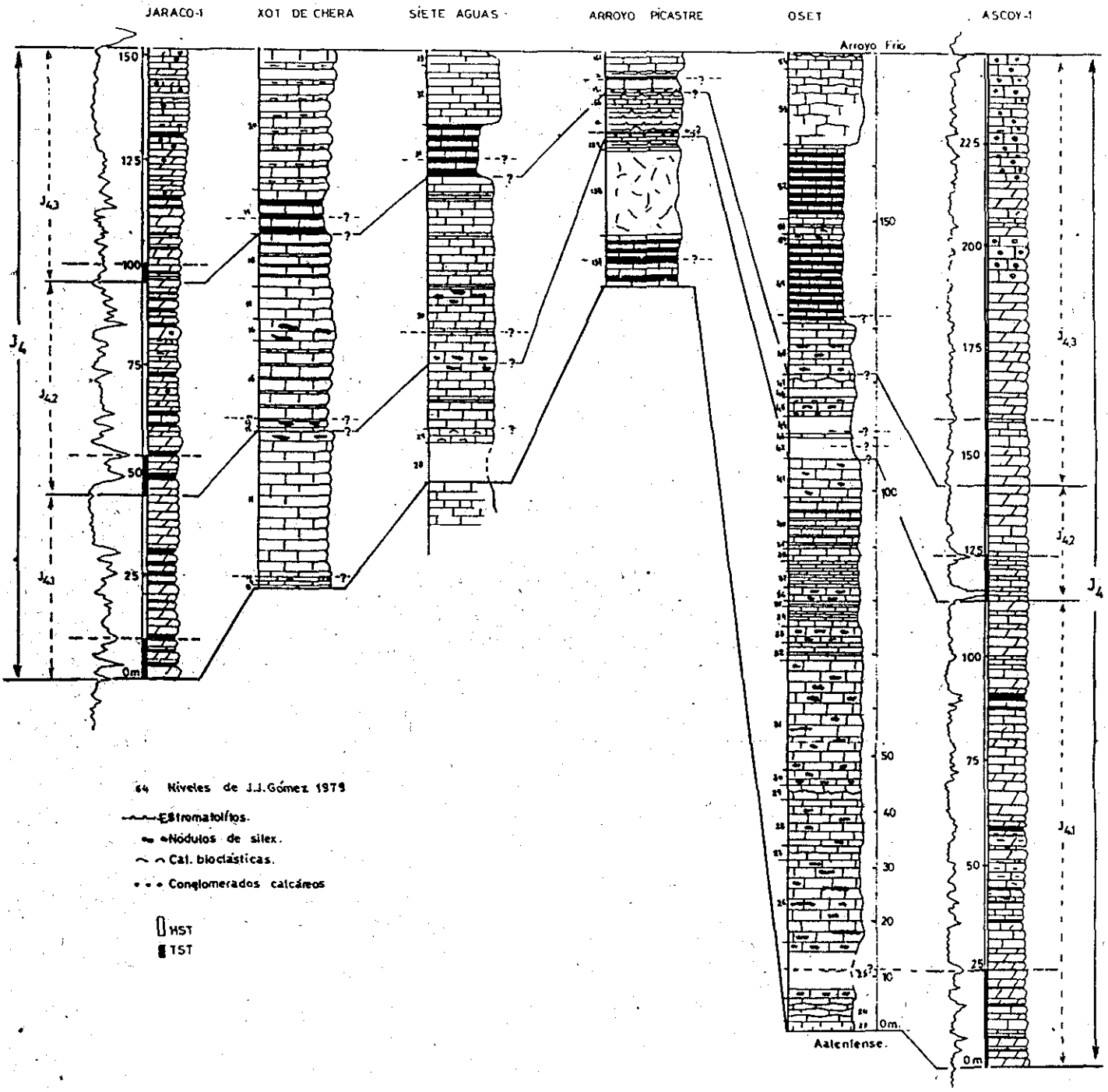


ALTA FRECUENCIA

Secuencias $J_{4.1}$ a $J_{4.3}$ (Aaleniense-Oxfordiense)

Formación Carbonatada de Chelva

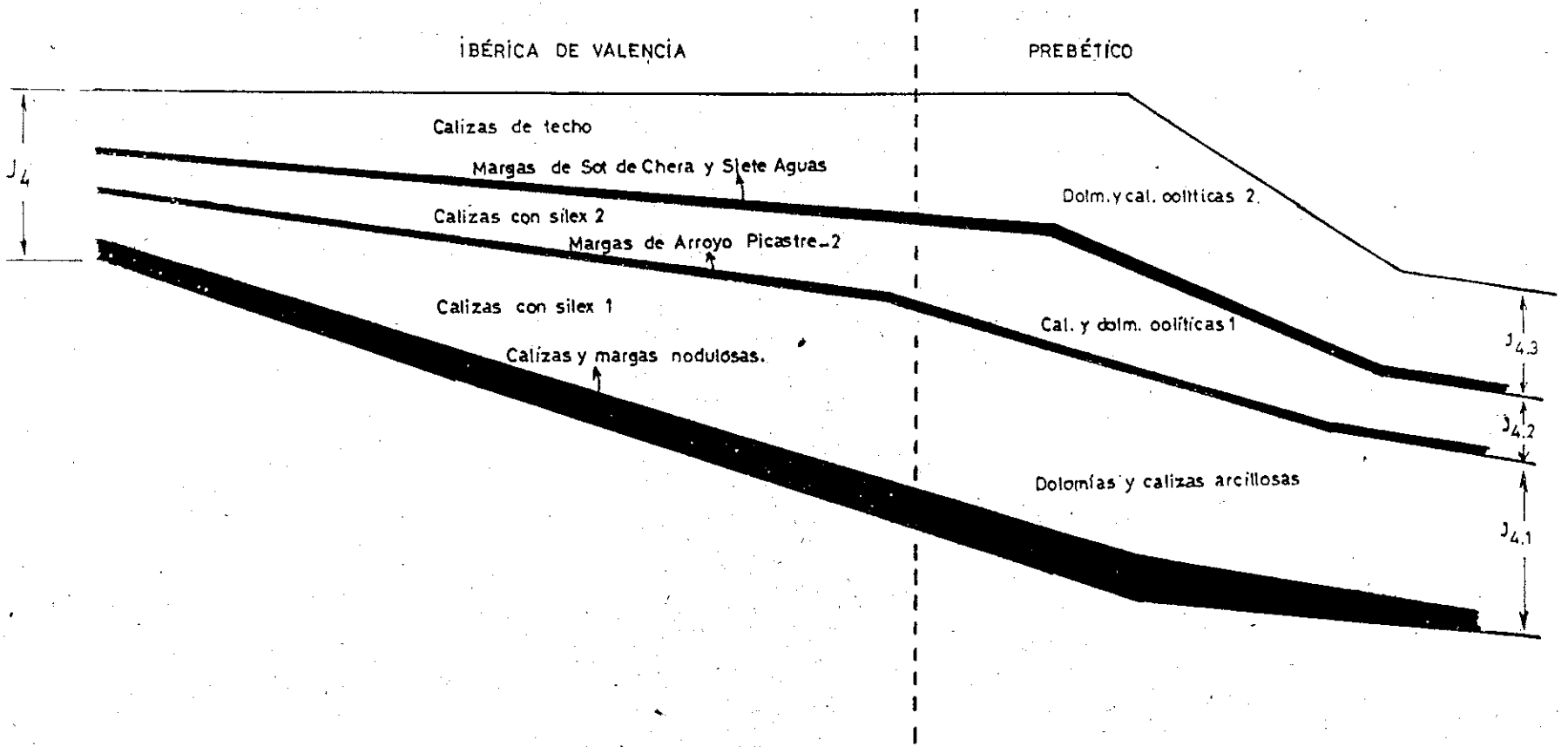
Fig – 52a



ALTA FRECUENCIA

Secuencias $J_{4.1}$ $J_{4.2}$ y $J_{4.3}$ (Intento de correlación)

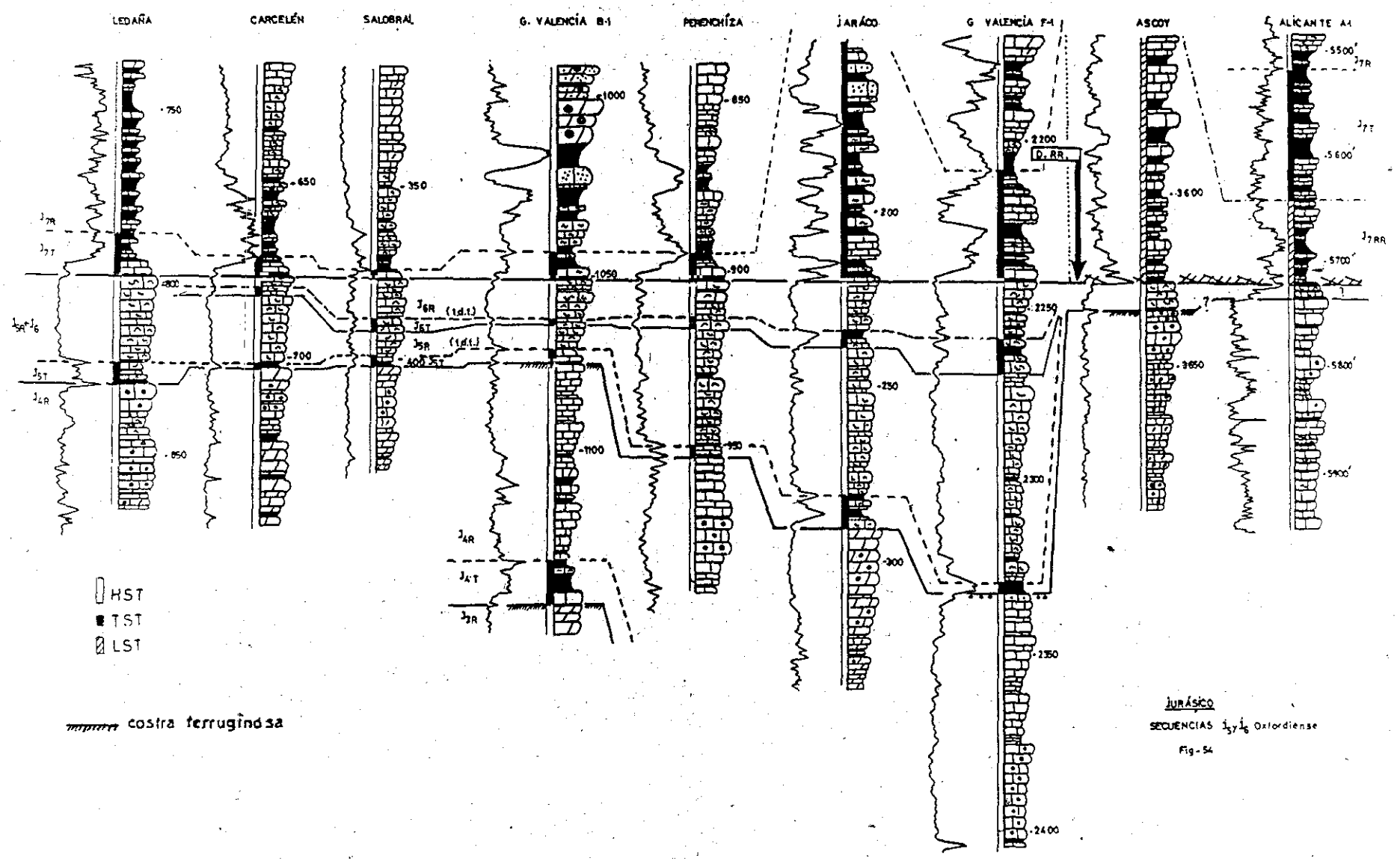
Fig- 52 b.



ALTA FRECUENCIA

Secuencias $J_{4.1}$ a $J_{4.3}$ (Dogger)

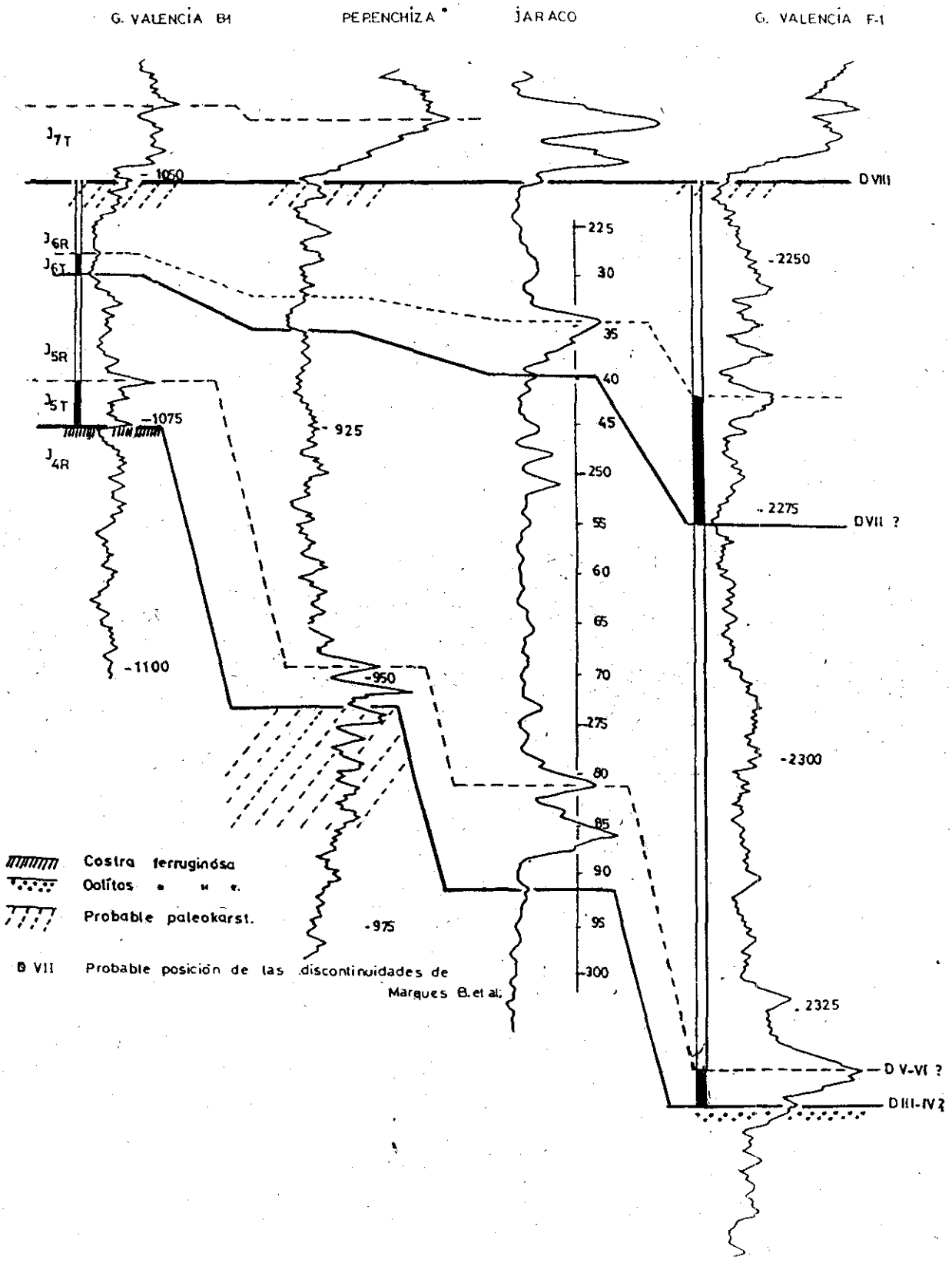
Fig – 53 a



JURÁSICO

SECUENCIAS j_5 y j_6 Oxfordiense

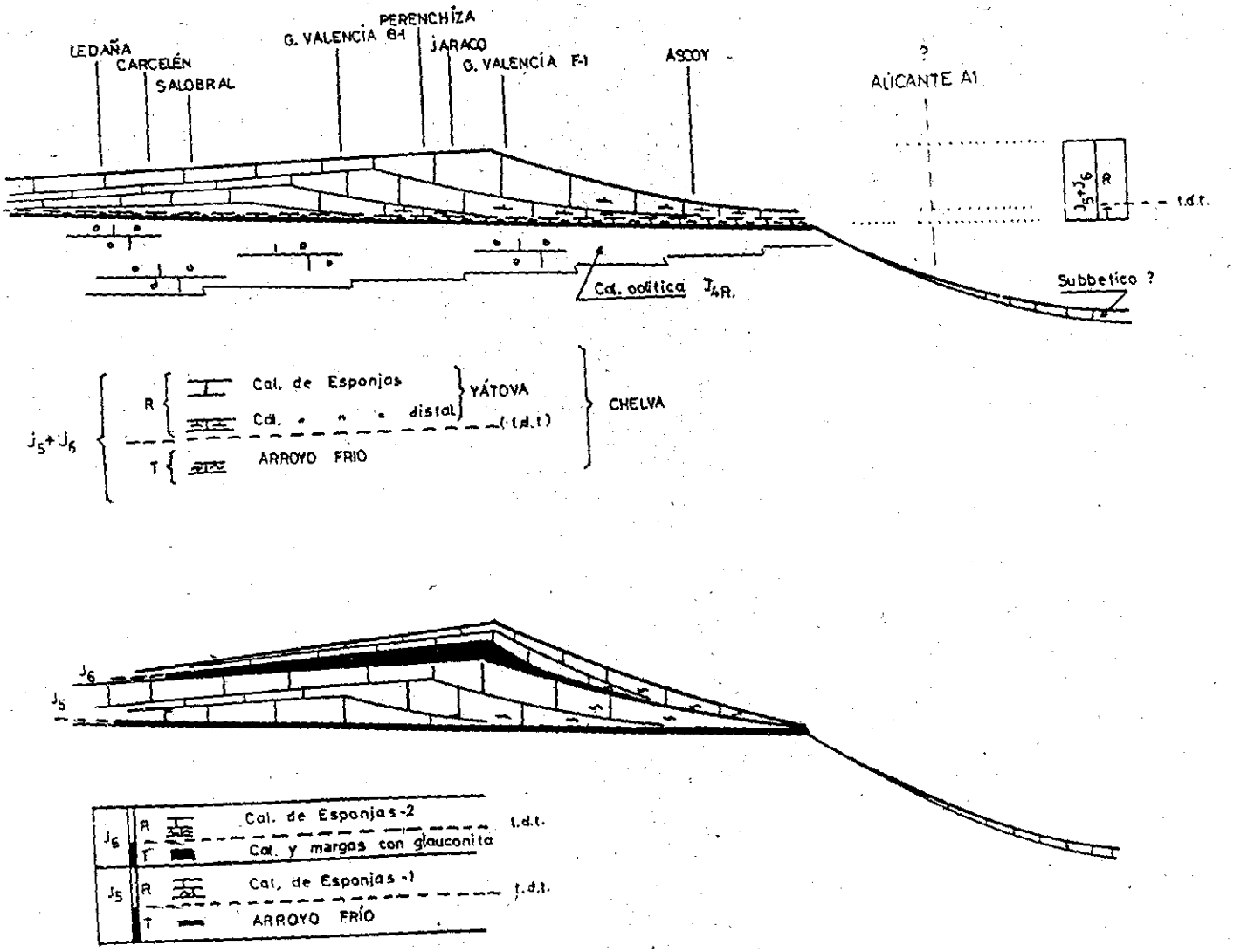
Fig - 54



JURÁSICO

SECUENCIAS J_5 y J_6 Oxfordiense.

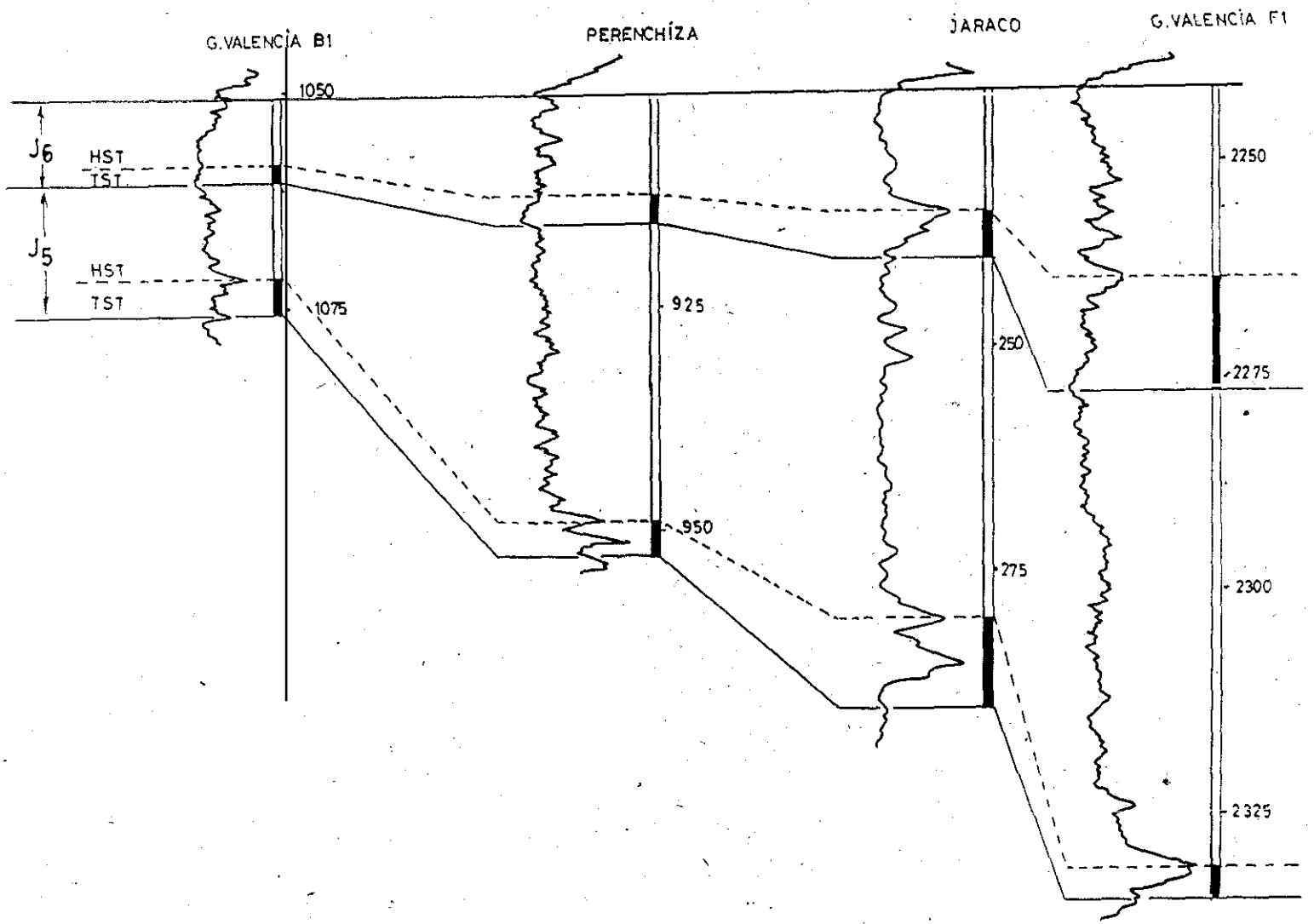
Fig - 55



JURÁSICO

SECUENCIAS J_5 y J_6

Fig - 56

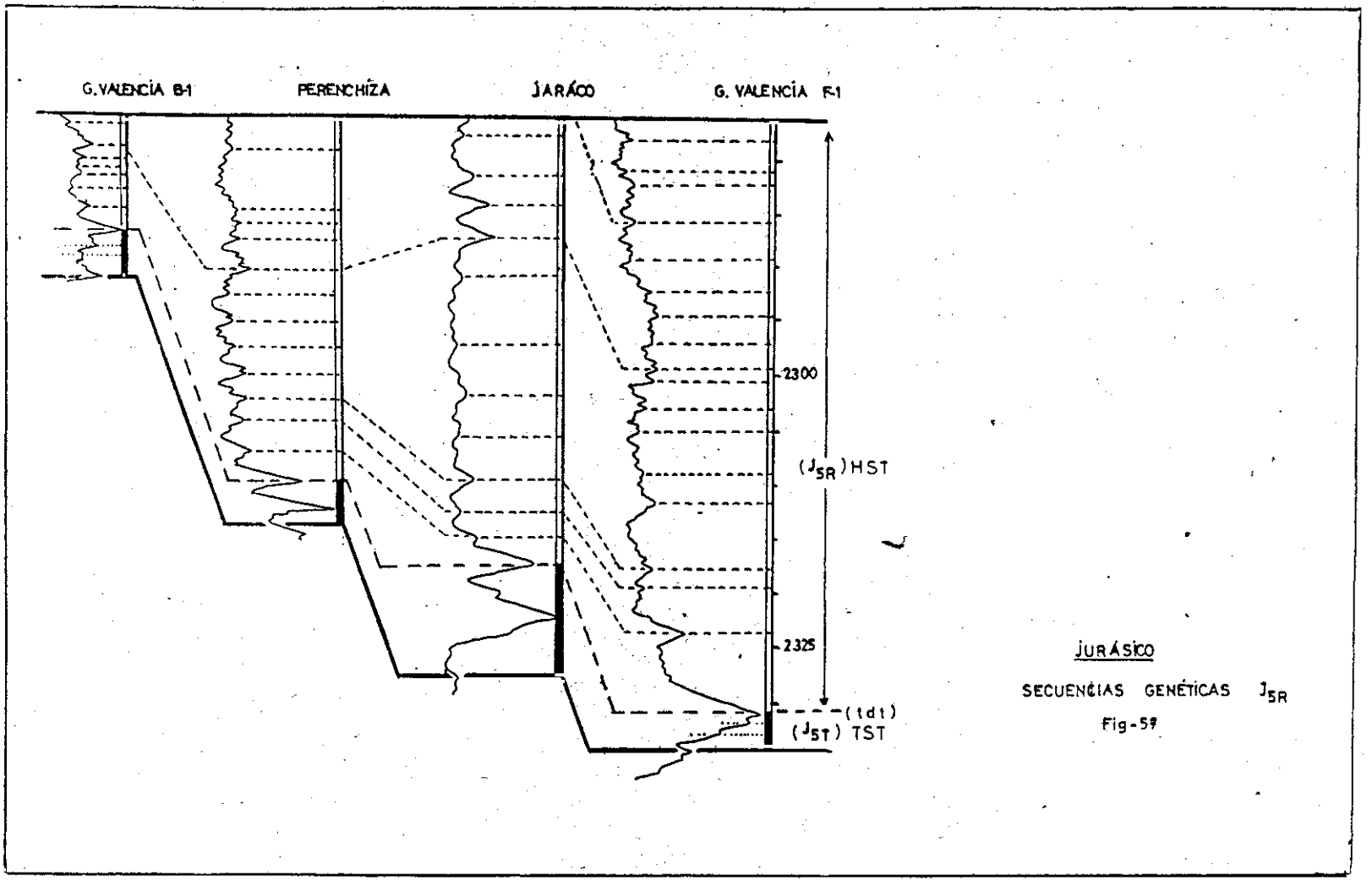


ALTA FRECUENCÍA

Secuencias J_5 y J_6 (Oxfordiense)

Calizas de Yátova

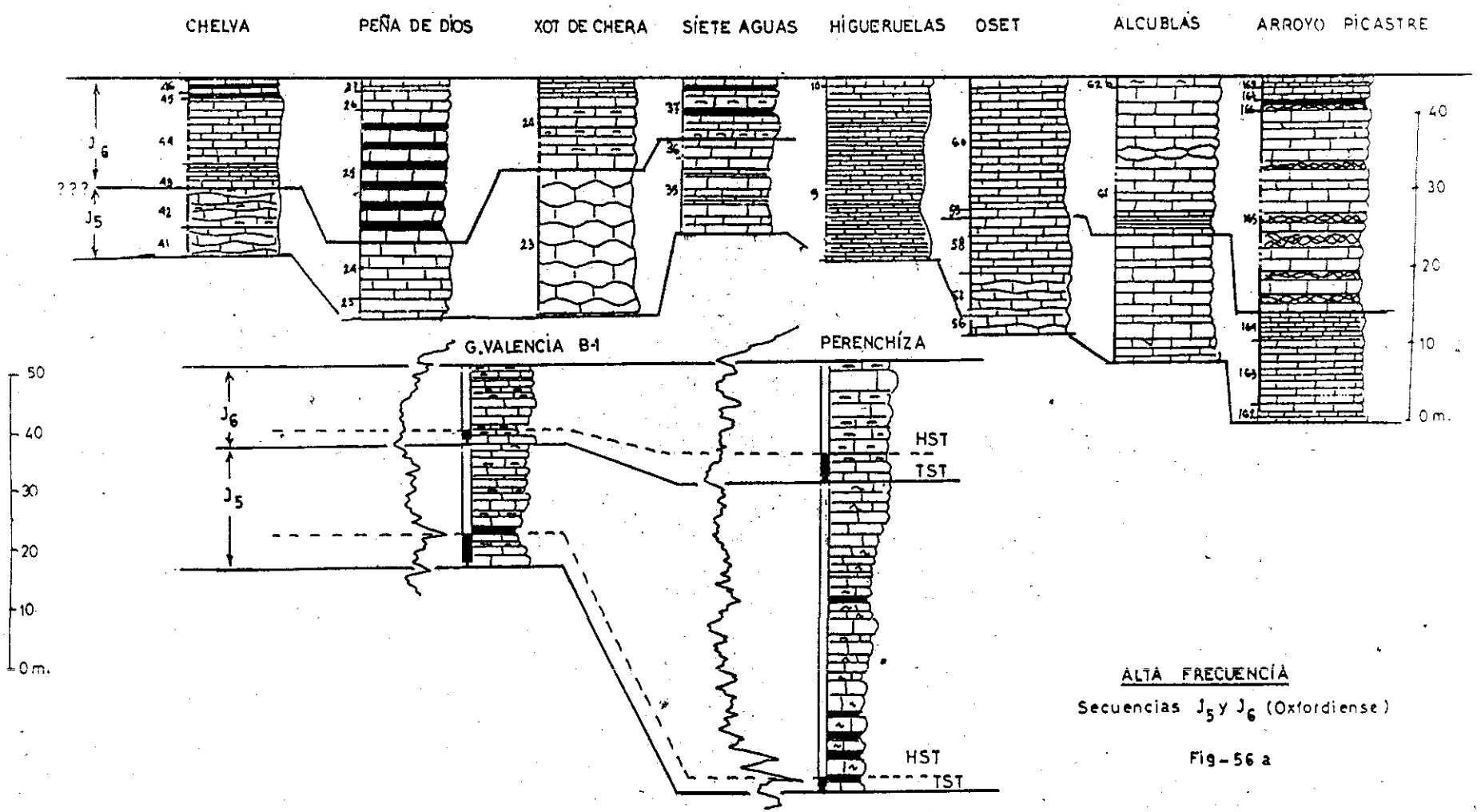
Fig - 55 a



JURÁSICO

SECUENCIAS GENÉTICAS J_{5R}

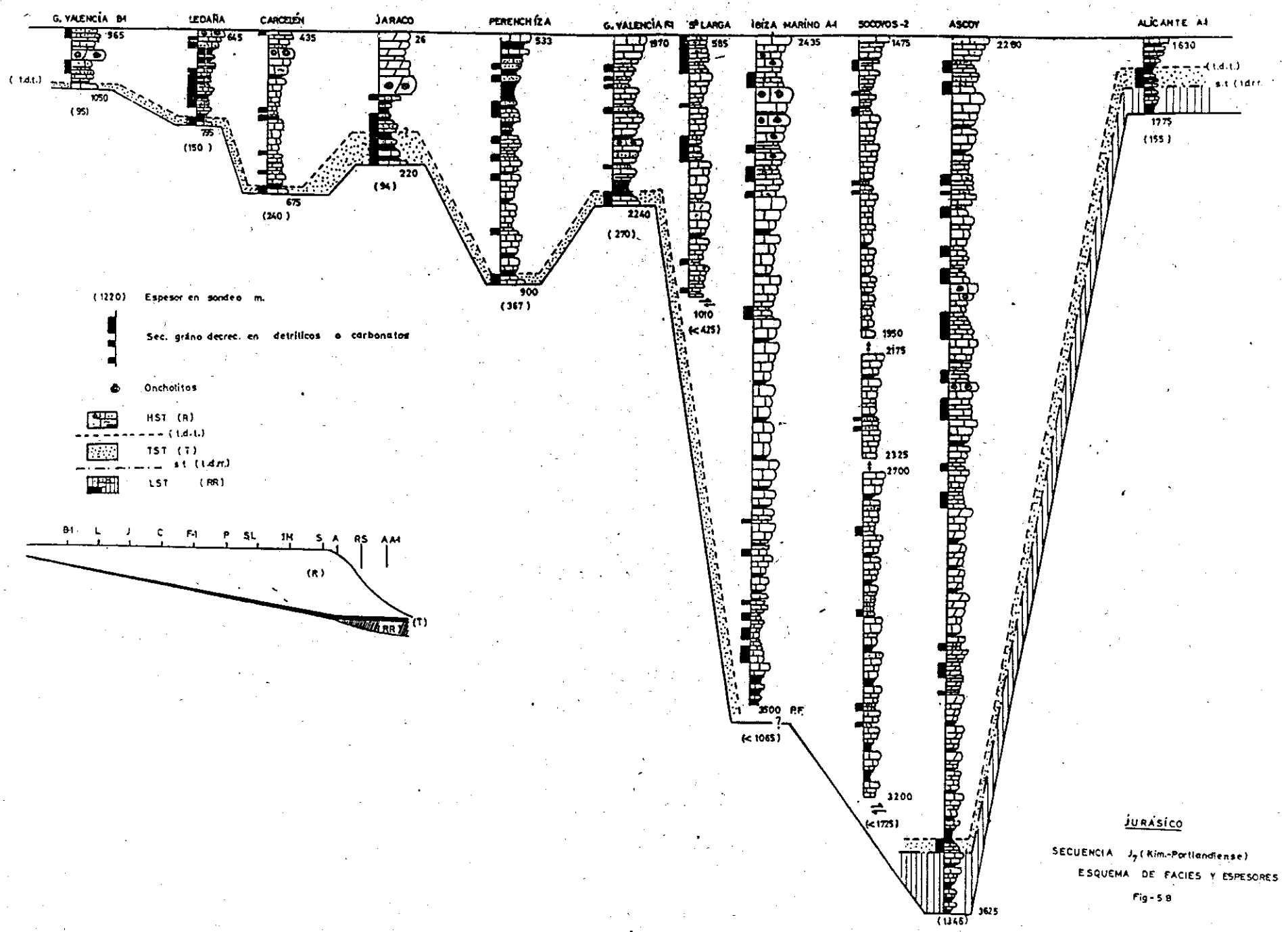
Fig-59

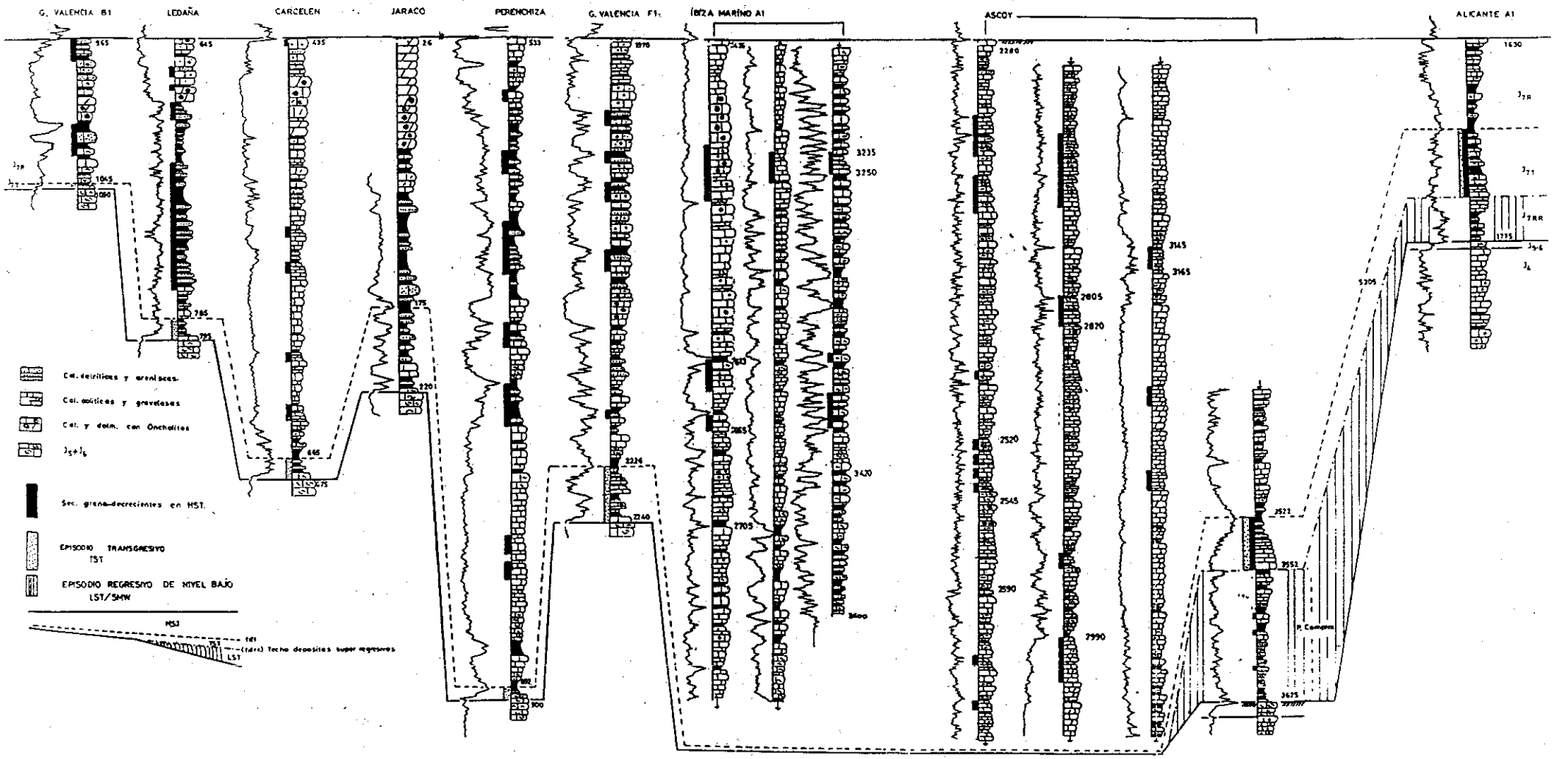


ALTA FRECUENCIA

Secuencias J_5 y J_6 (Oxfordiense)

Fig-56 a

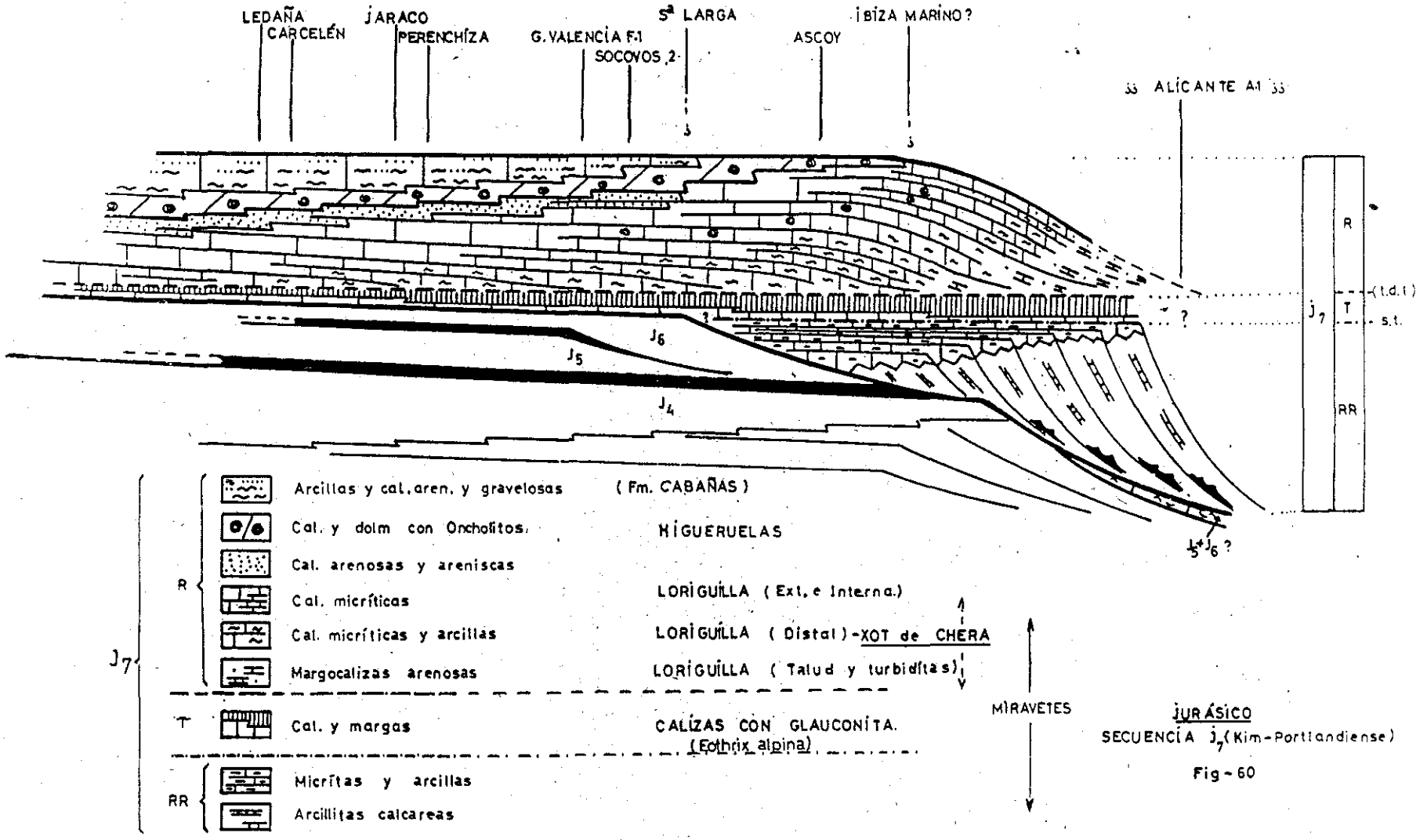

G. VALENCÍA B1
LEDAÑA
CARCELÉN
JARACO
PERENCHÍZA
G. VALENCÍA R1
Sª LARGA
IBIZA MARINO A1
SOCOVOS-2
ASCOY
ALICANTE A1
965
645
435
26
533
970
585
2435
1475
2280
1630
1050
(95)
755
(150)
675
(240)
220
(94)
900
(367)
2240
(270)
1010
(< 425)
2500 P.P.
(< 1065)
1950
2175
2325
2700
3200
(< 1725)
3625
(1348)
1775
(155)
(1220) Espesor en sondeo m.
Sec. gráno decrec. en detríticos o carbonatos
Oncholitos
HST (R)
(t.d.-t.)
TST (T)
s.t (t.d.m.)
LST (RR)
B1 L J C F-1 P SL 1M S A RS AA1
(R)
(T)
RR
Jurásico
SECUENCIA J7 (Kim.-Portlandiense)
ESQUEMA DE FACIES Y ESPESORES
Fig-58



JURÁSICO

Secuencia J_7 (Kimm.- Portl.)

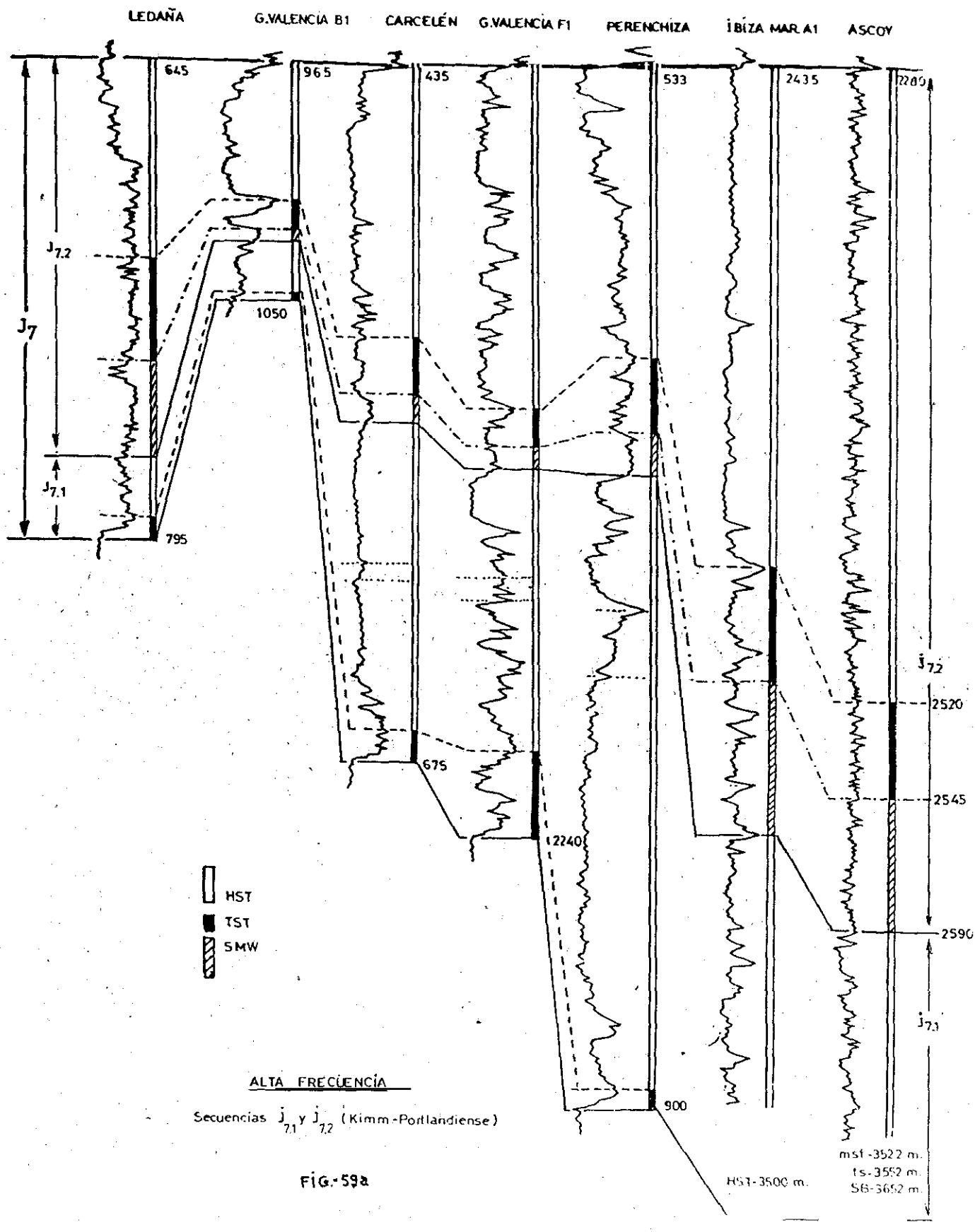
Fig - 59



JURÁSICO

SECUENCIA J_7 (Kim-Portlandiense)

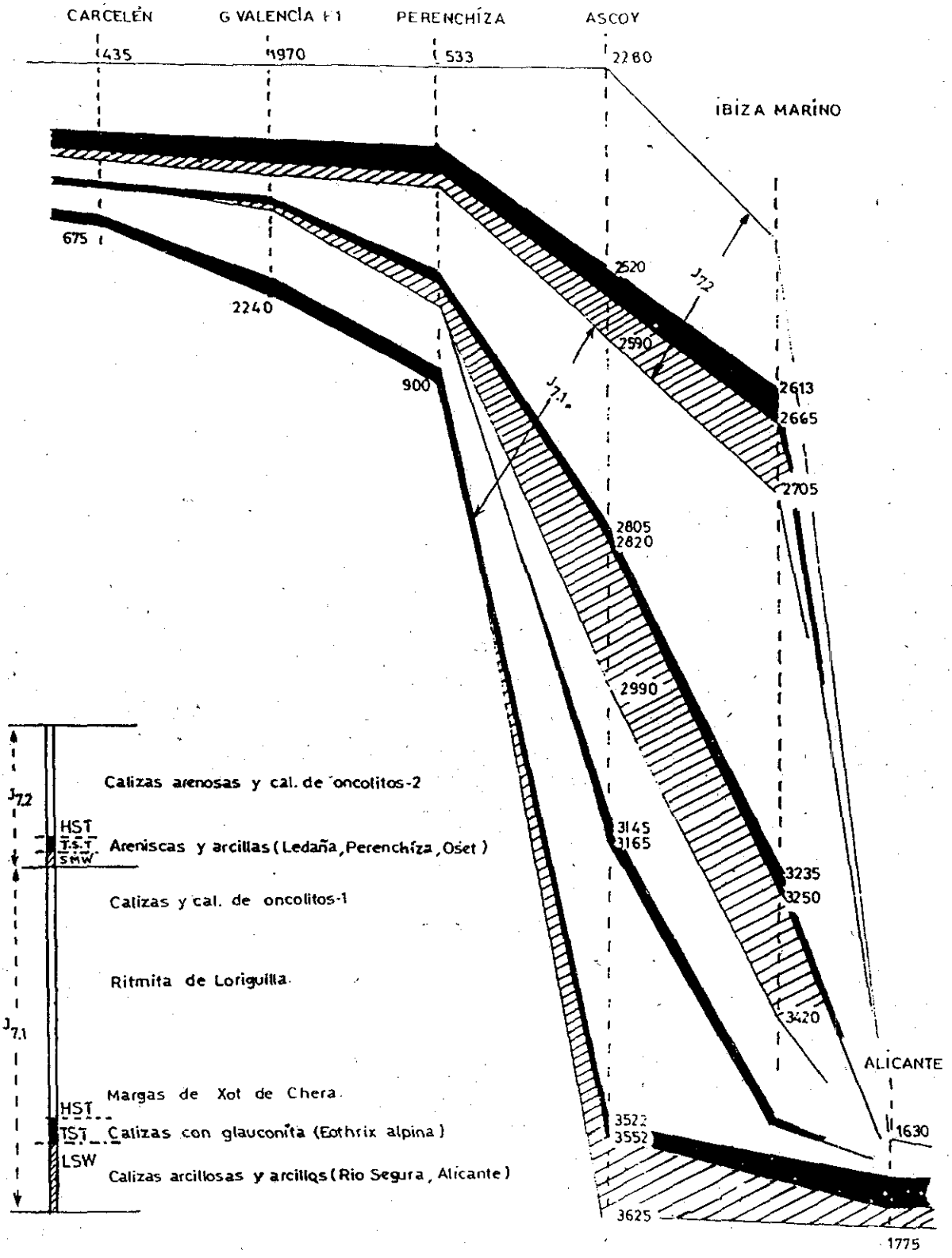
Fig-60



ALTA FRECUENCIA

Secuencias $j_{7.1}$ y $j_{7.2}$ (Kimm-Portlandiense)

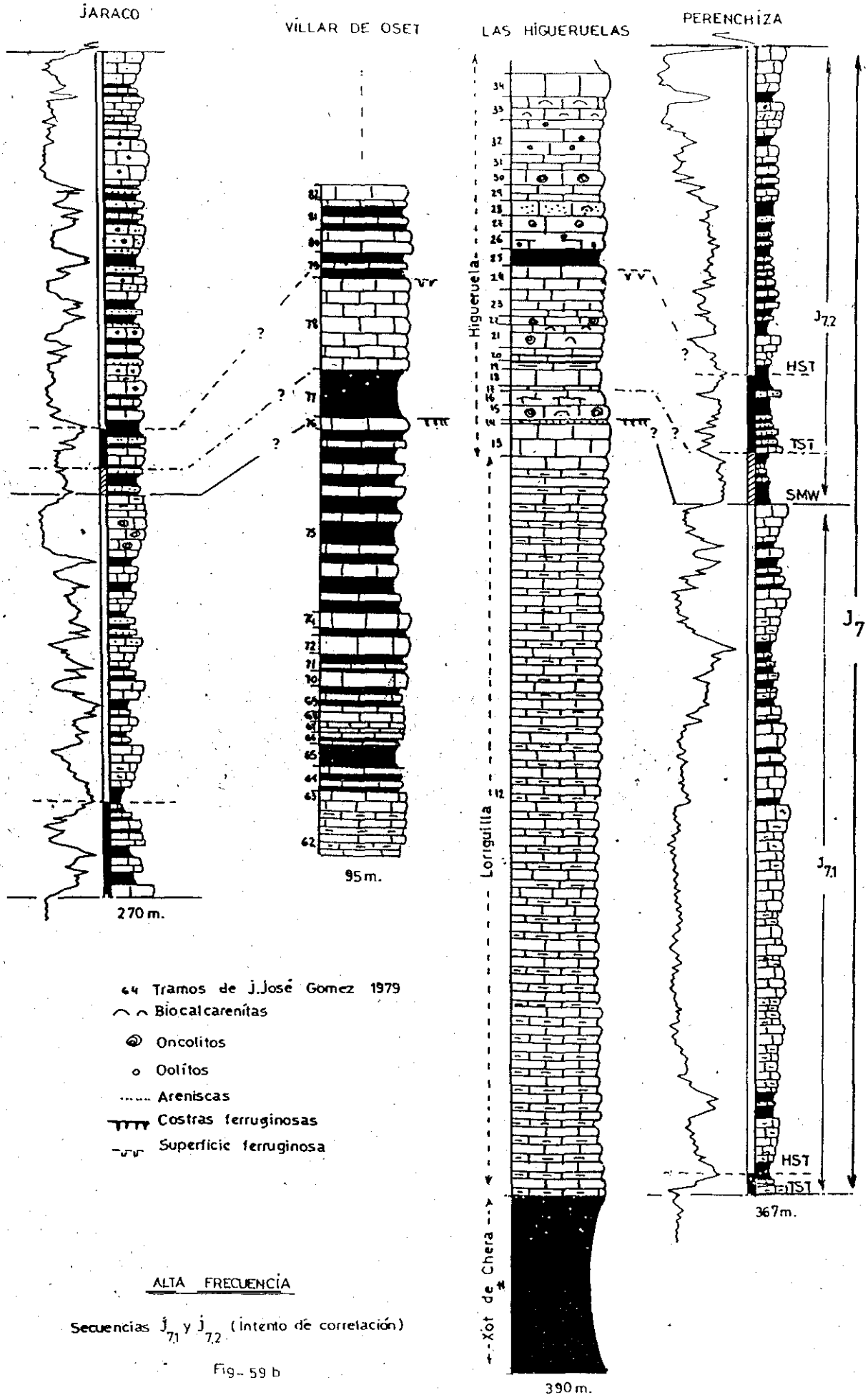
FIG.-59a



ALTA FRECUENCIA

Secuencias $j_{7.1}$ y $j_{7.2}$ ($j_{7.3}$ y $j_{7.4}$??)

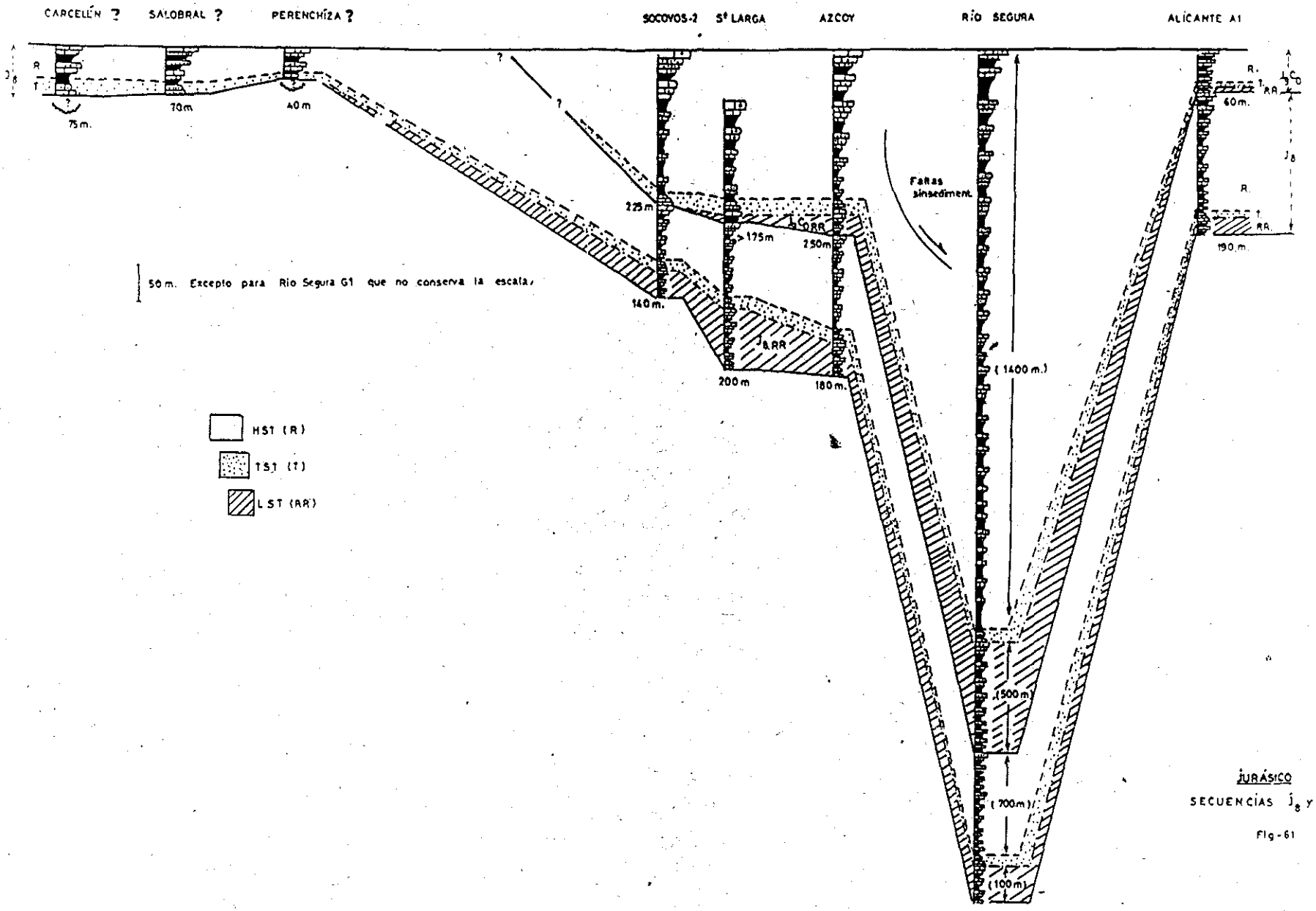
Fig-60a



ALTA FRECUENCIA

Secuencias $j_{7.1}$ y $j_{7.2}$ (intento de correlación)

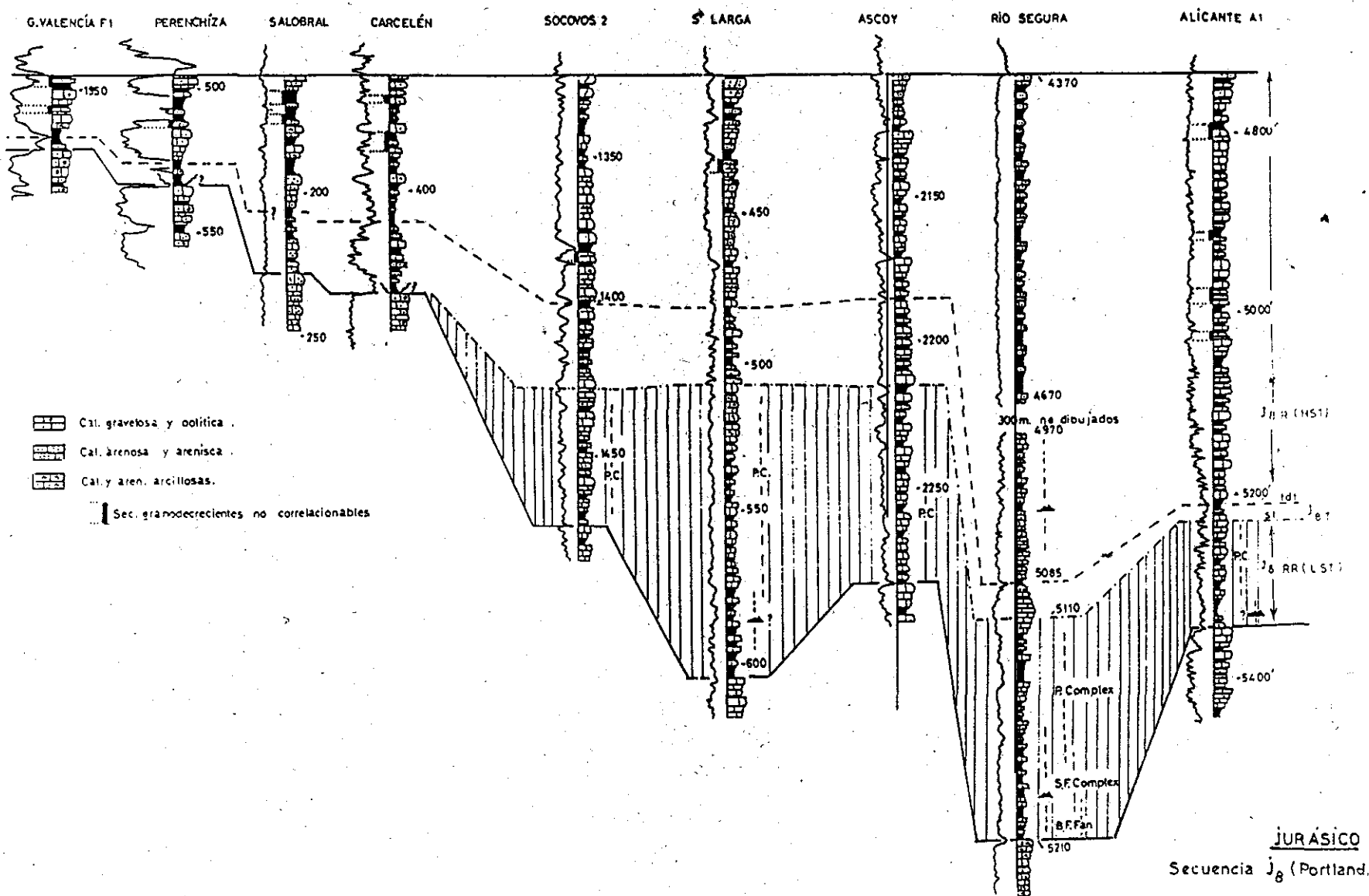
Fig- 59 b



JURÁSICO

SECUENCIAS j_8 Y j_5c_0

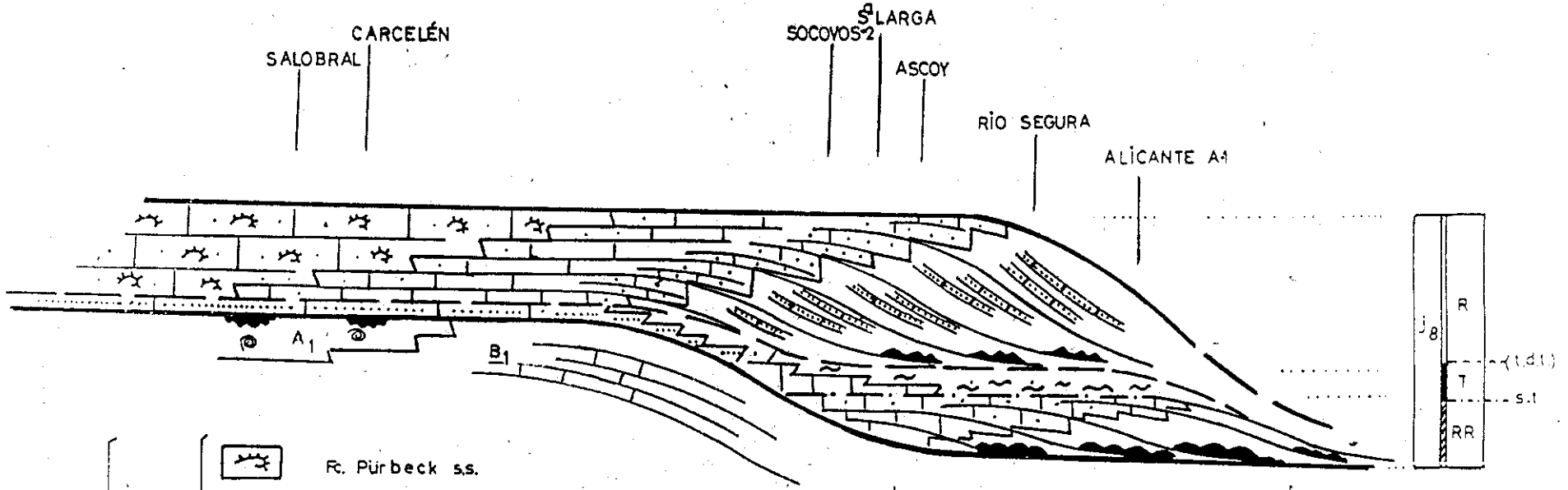
Fig-61

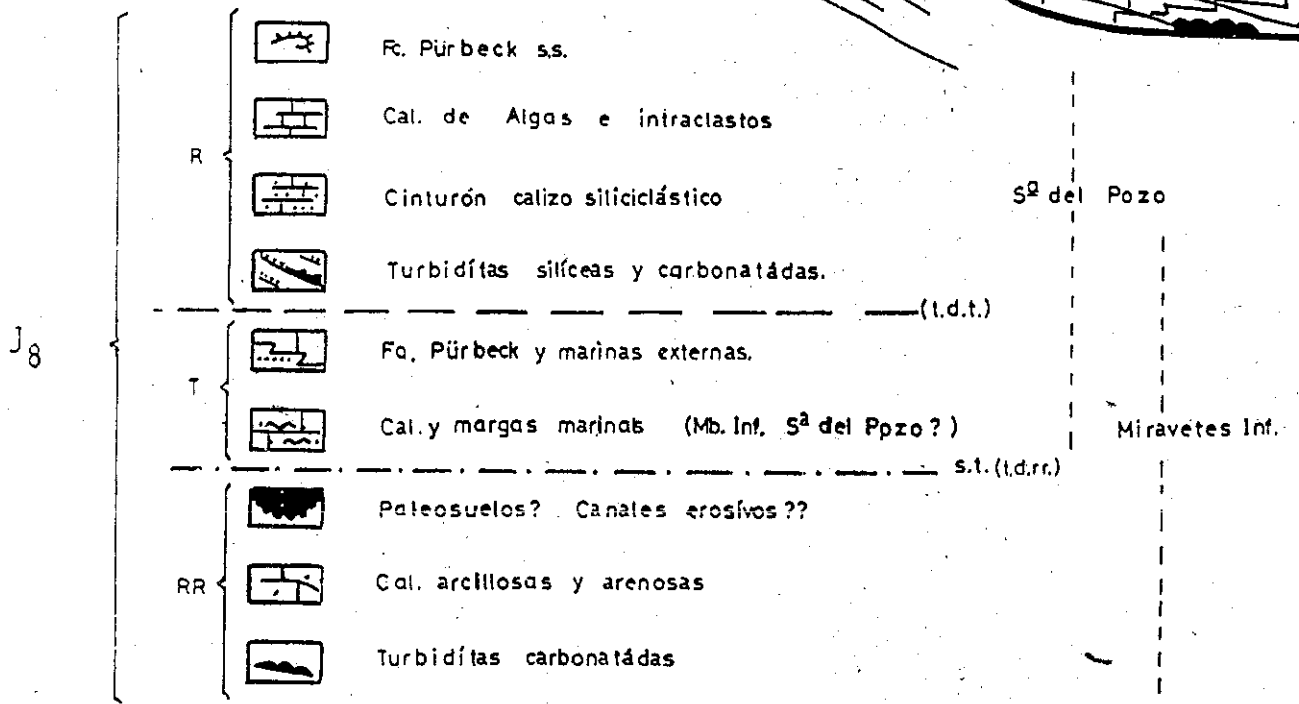


JURÁSICO

Secuencia J_8 (Portland.- Berriasiense ?)

Fig.-62





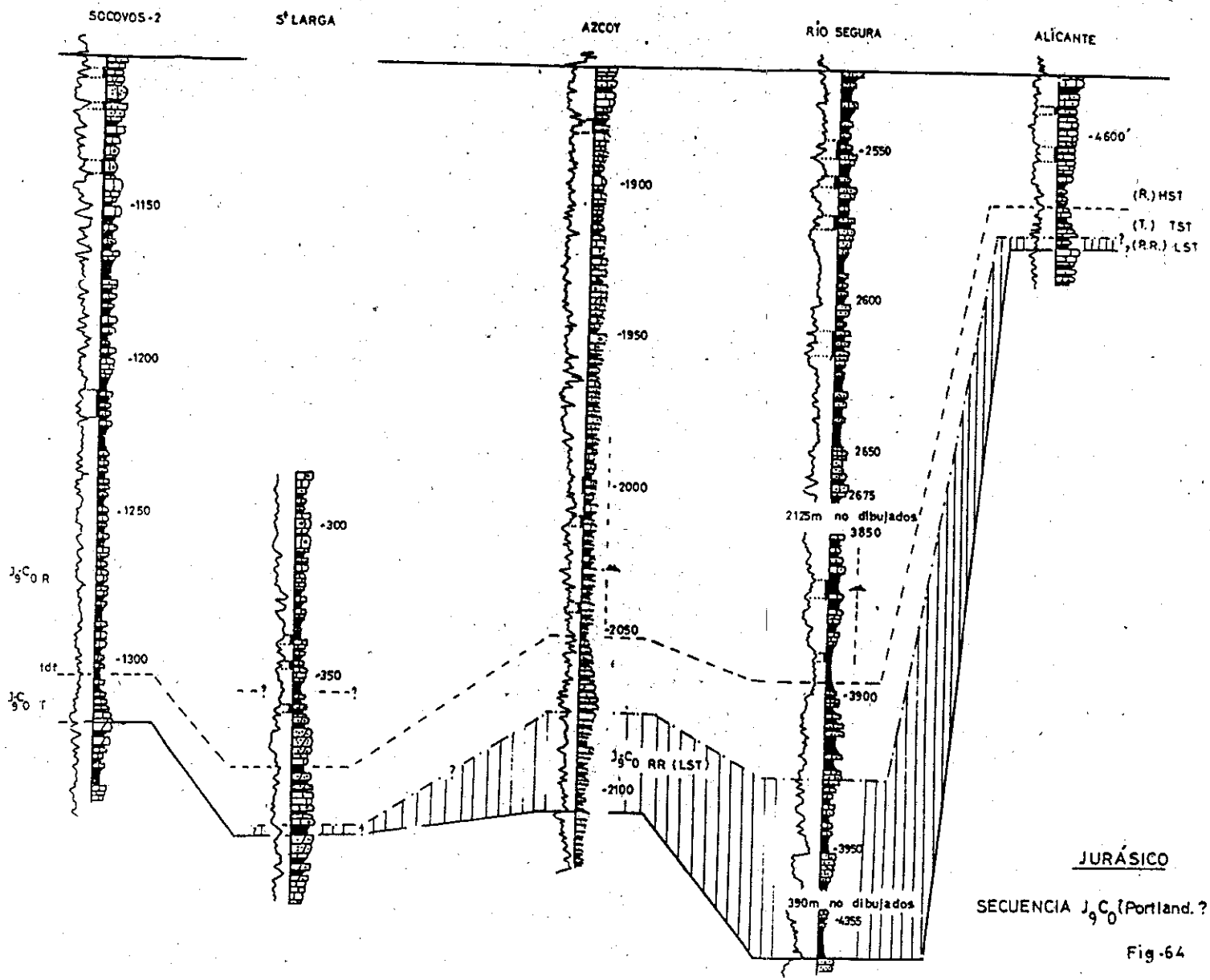
S^a del Pozo

Miravetes Inf.

JURÁSICO

SECUENCIA j$_8$ (Portland.-Berriasiense ?)

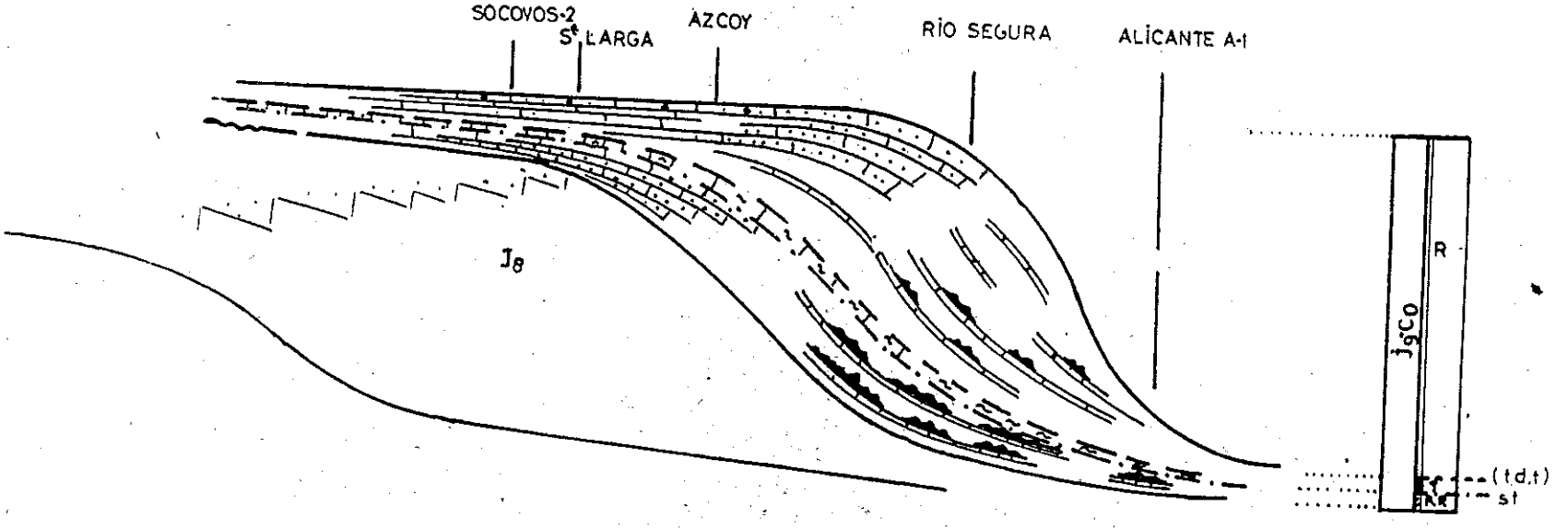
Fig-63



JURÁSICO

SECUENCIA J_9C_0 (Portland. ? Valanginiense)

Fig-64



j_9C_0

R — Cal. arenosas y areniscas con Nannoconus y Calpionella.

Margo calizas glauconíticas

(t.d.t.)

T — Calizas arcillosas con cantos

Arcillas y micritas

(s.t.)

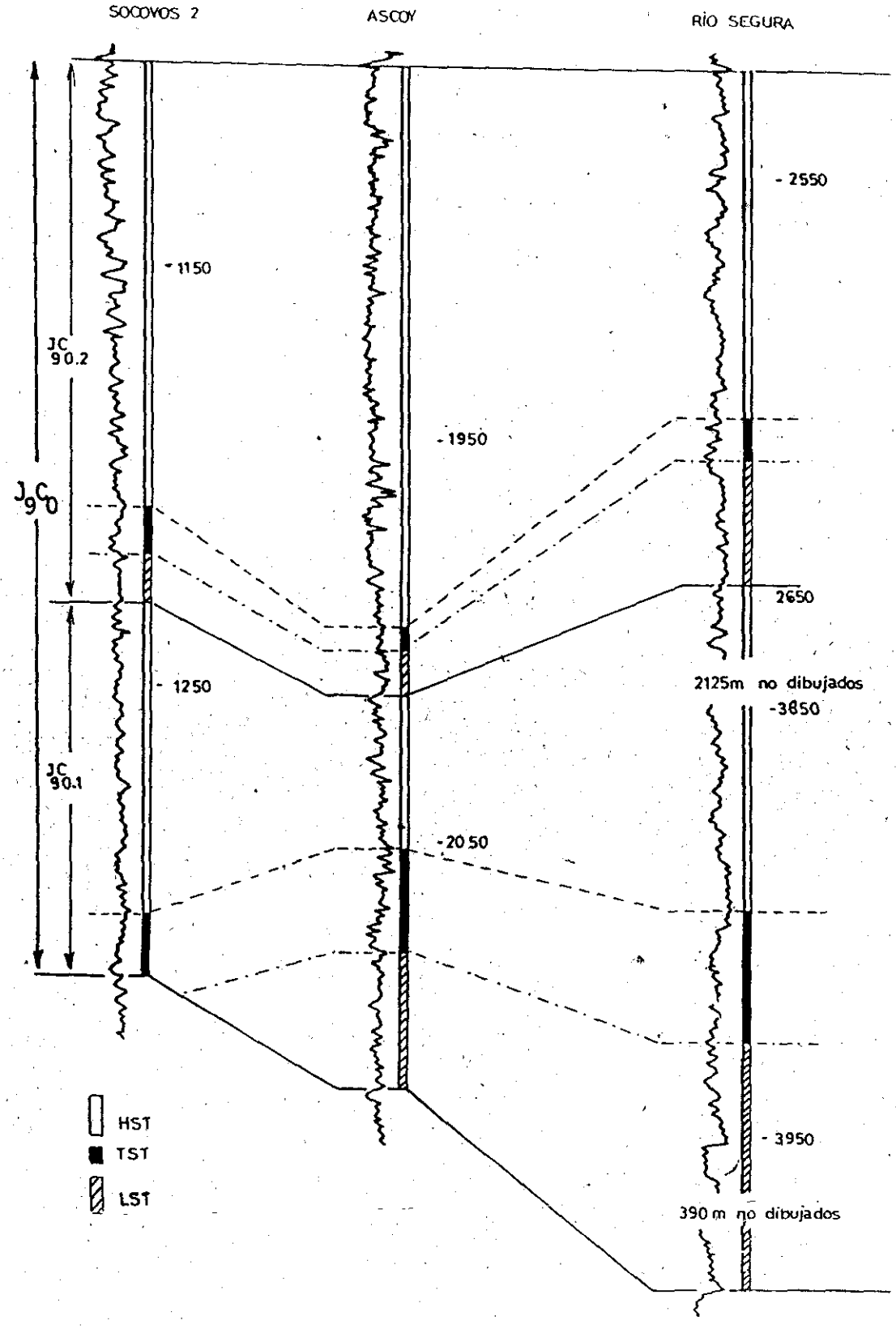
RR — Calizas y margocalizas

Sierra del Pozo

JURÁSICO

SECUENCIA j_9C_0 (Portland.-Valang.)

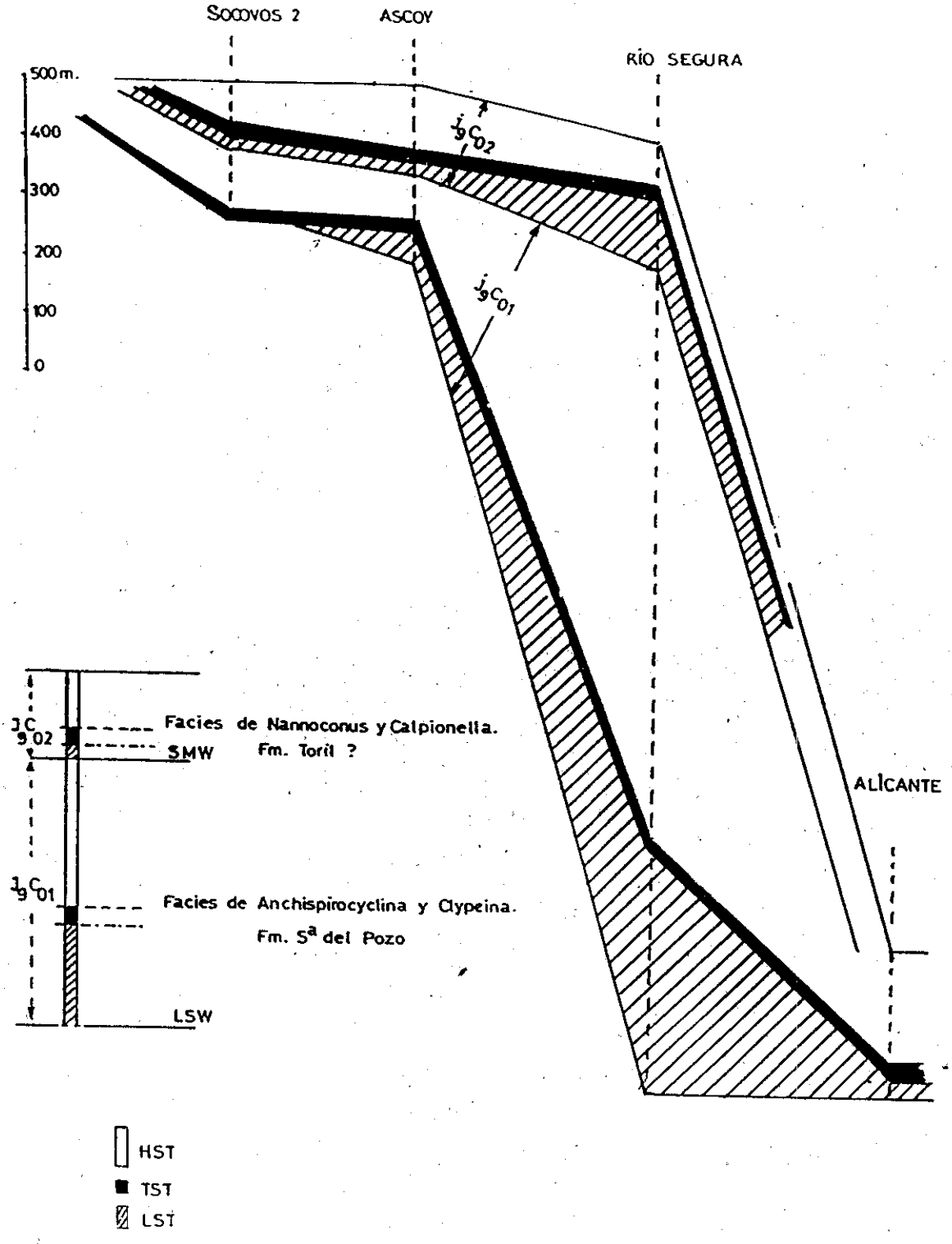
Fig-65



ALTA FRECUENCIA

Secuencias $J_{9}C_{0.1}$ y $J_{9}C_{0.2}$ (Portlandiense - Valanginiense)

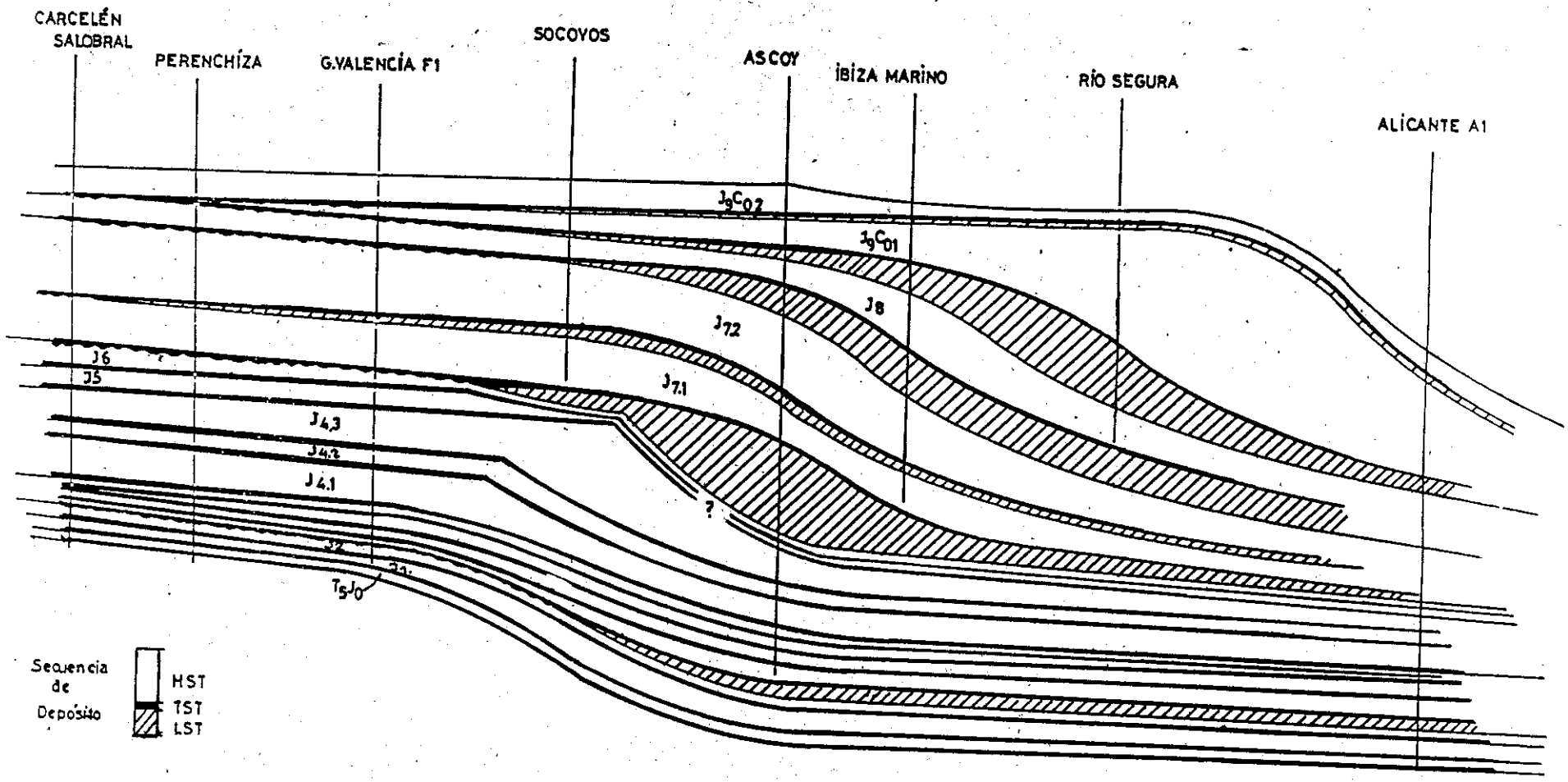
Fig - 64 a



ALTA FRECUENCIA

Secuencias j_9C_{01} y j_9C_{02}

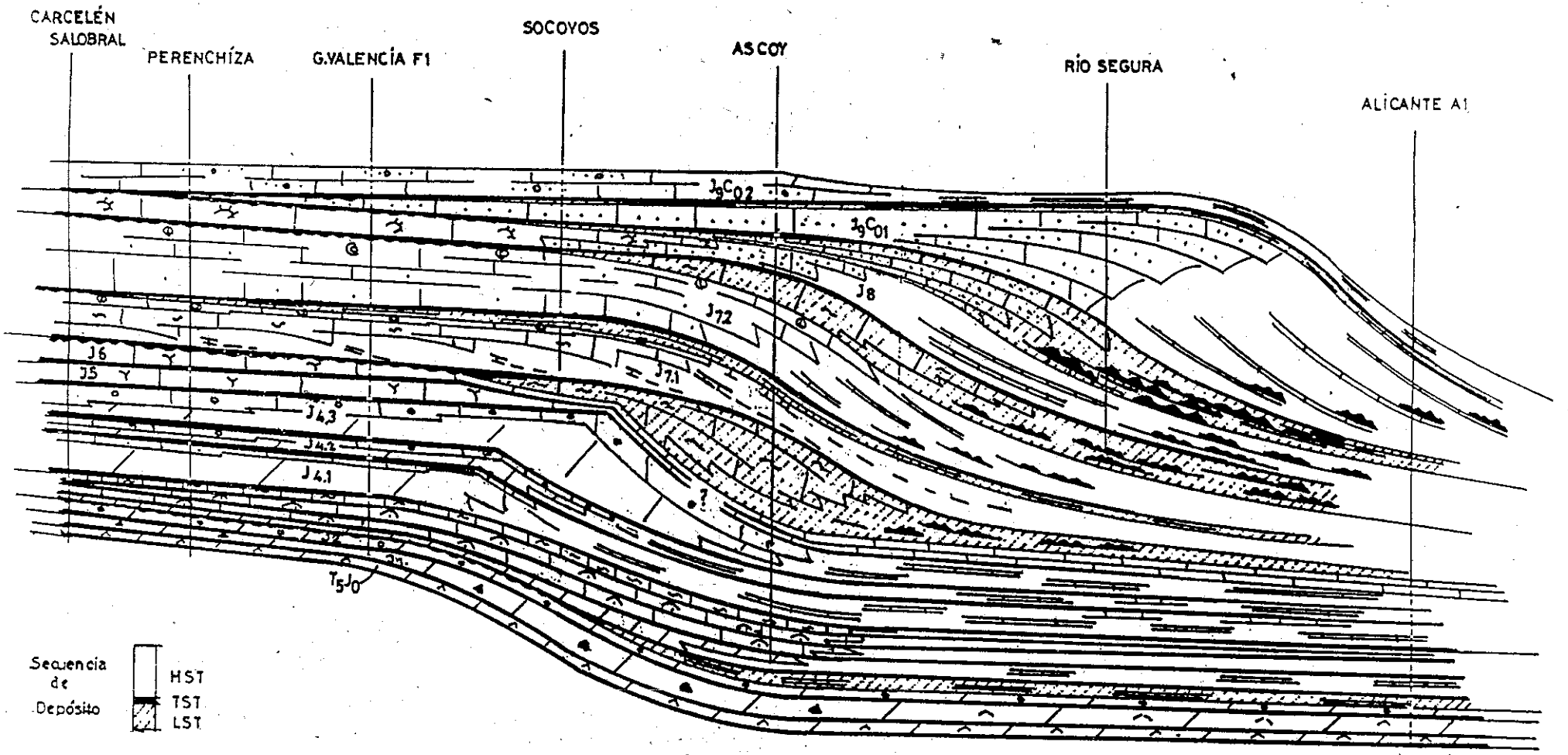
Fig - 65 a



Jurásico

Arquitectúra del margen

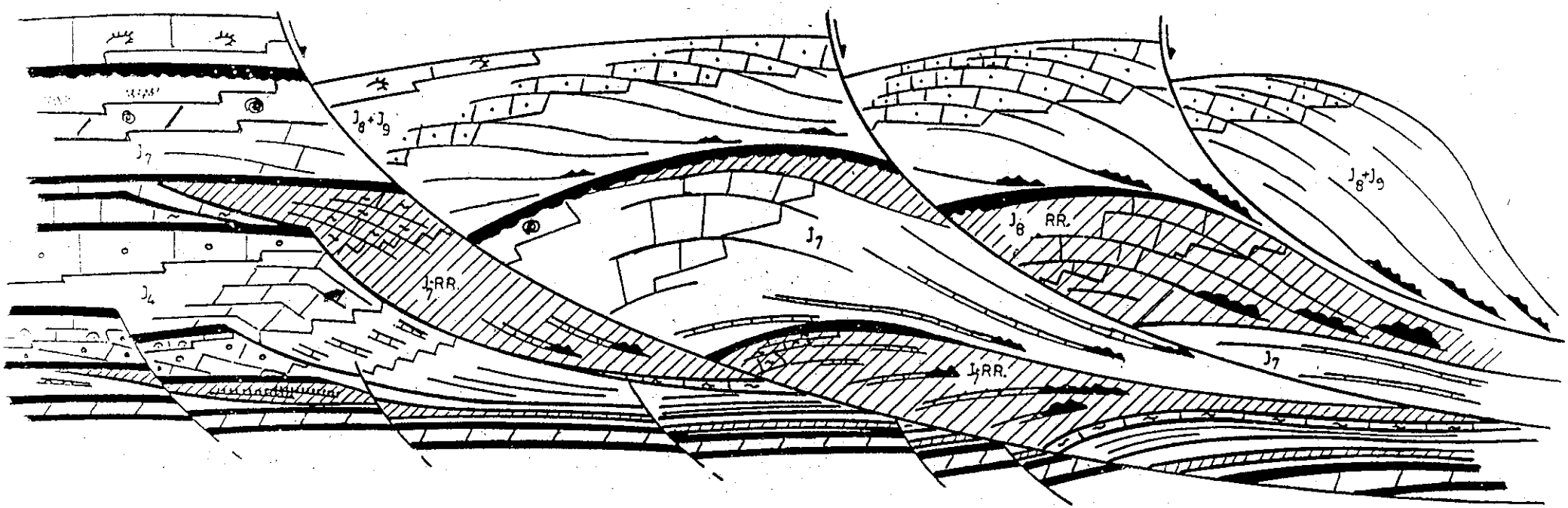
Fig 66a



Jurásico

DISTRIBUCIÓN DE FACIES

Fig 66 b



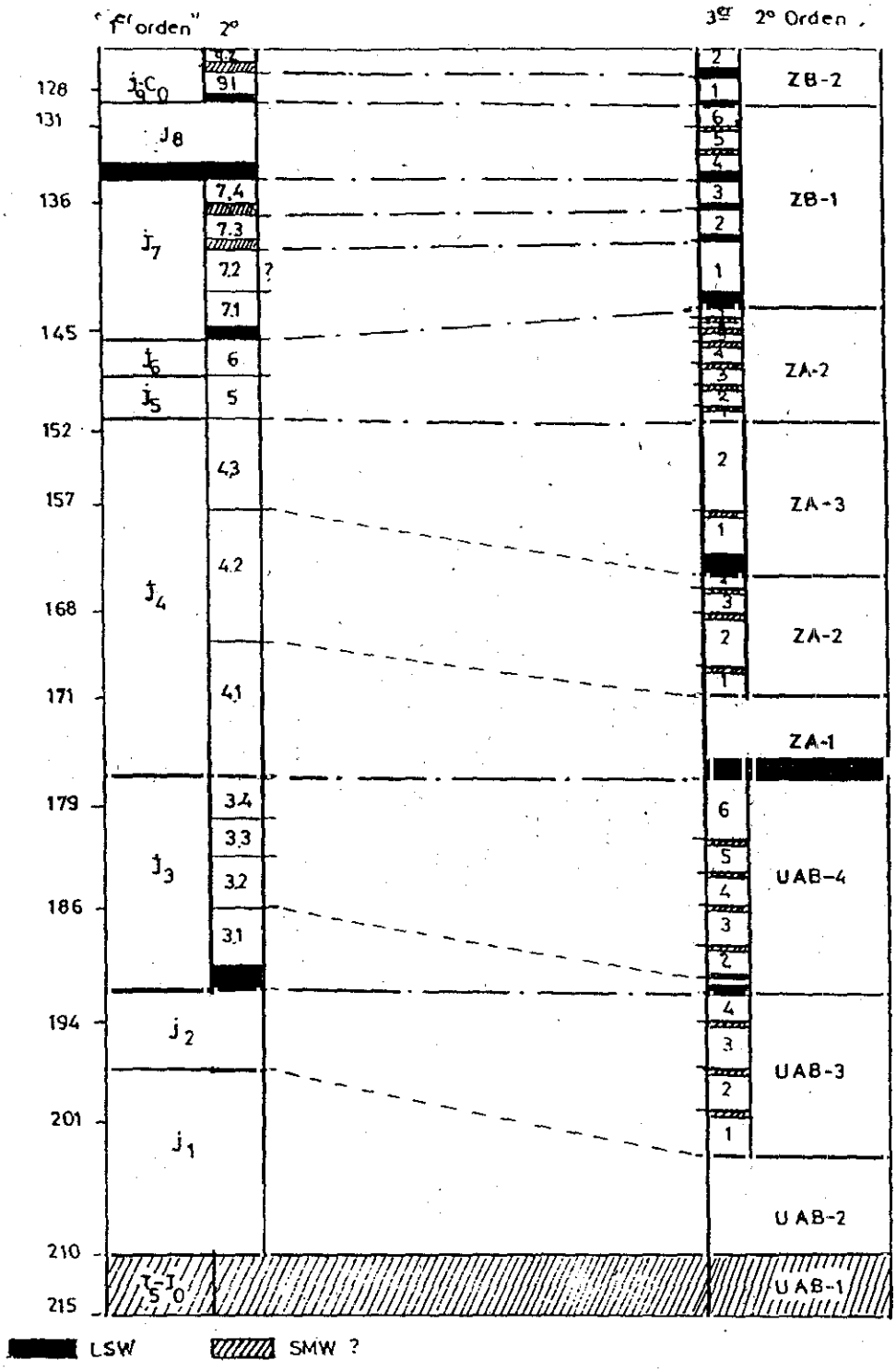
JURÁSICO

DEFORMACIÓN SINSEDIMENTARIA

(Esquema)

Fig-66c

Carta 3.18 1987



JURÁSICO

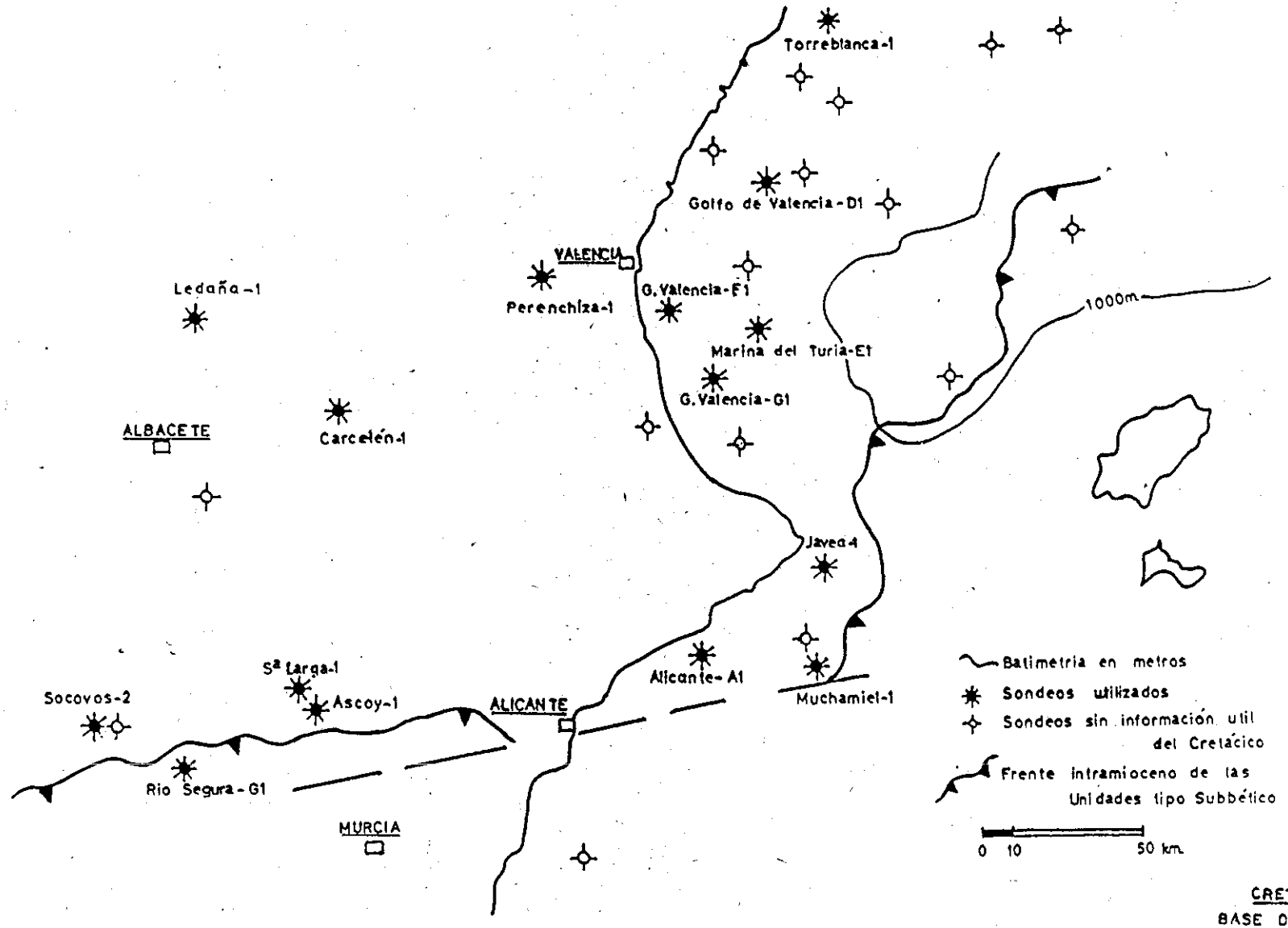
Dificultades de correlación con Absaroka-Zuni

Fig.-67

CRETÁCICO

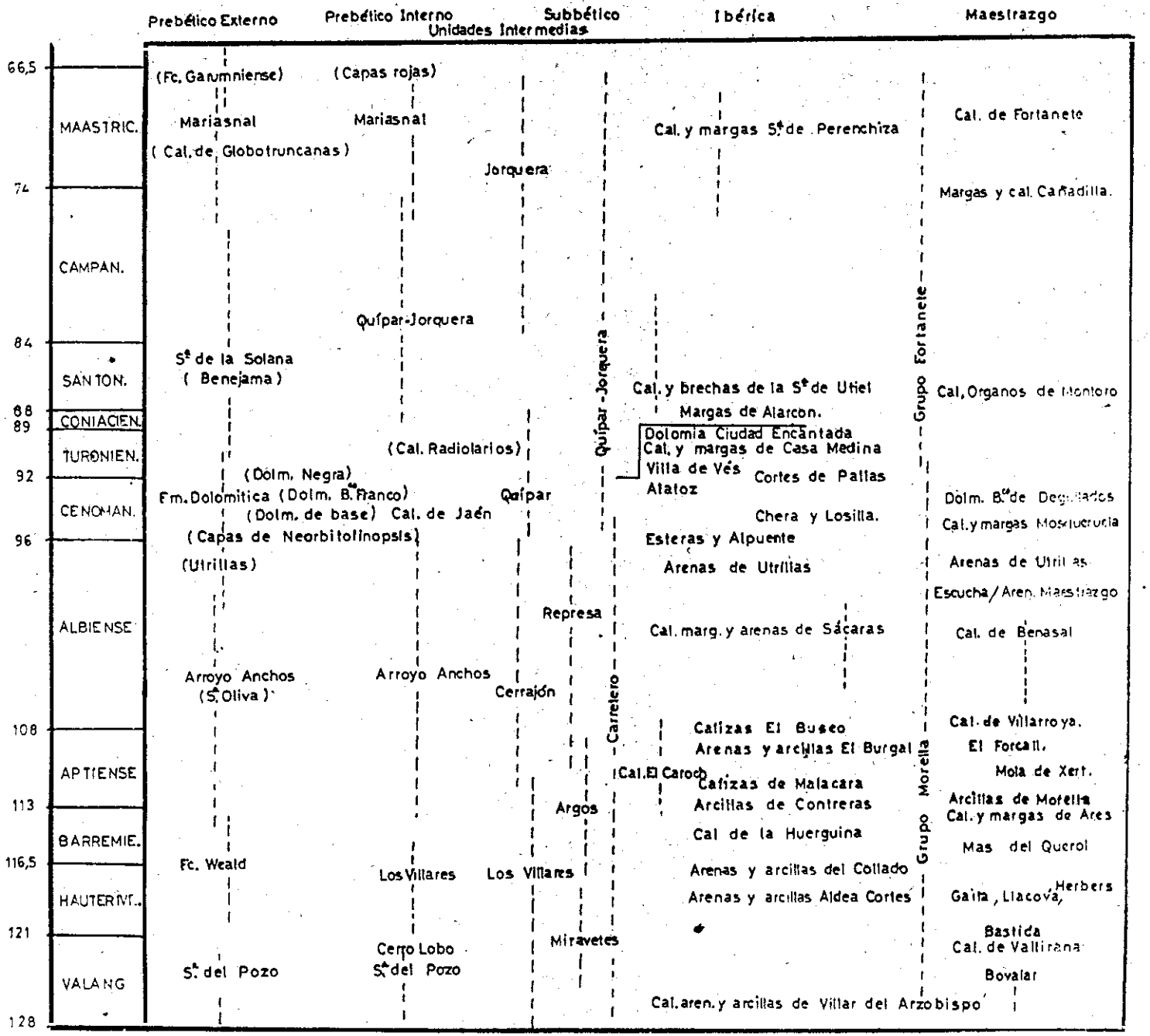
- Secuencias de Depósito del Cretácico
- Secuencias C_{1-1} a C_{1-3}, C_2, C_{3-1} a C_{3-4}, C_{4-1} a C_{4-3}, C_5, C_6, C_{7-1} a C_{7-3}, C_{8-1} a C_{8-2} y C_9Pal.
- La plataforma y márgenes del Cretácico.
- Conclusiones iniciales.

Figuras 68 a 90



CRETÁCICO
BASE DE DATOS

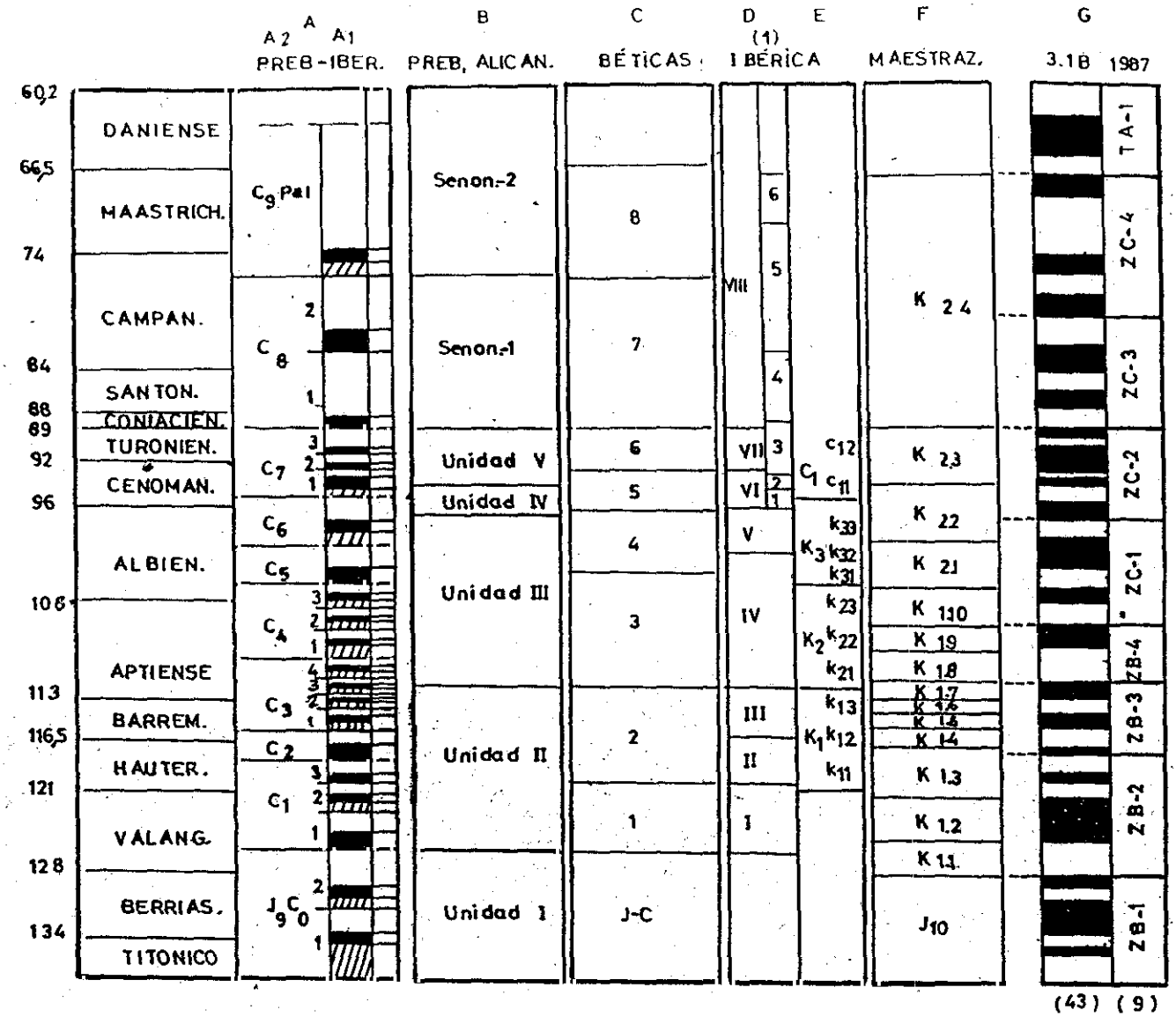
Fig-68



CRETÁCICO

Unid. Lito. y Formaciones

Fig - 69



A) Este trabajo

B) Leret, G. et al. Martinez, W. et al. 1982

C) Garcia Hernandez, M. et al 1982

D) Mas, R. 1982 y Martín Chivelet J 1992 (1) Prebético Jumilla-Yecla.

E) Garcia Quintana, A. 1977

F) Salas, R. et al. 1987

G) B.U. Haq et al. 1967

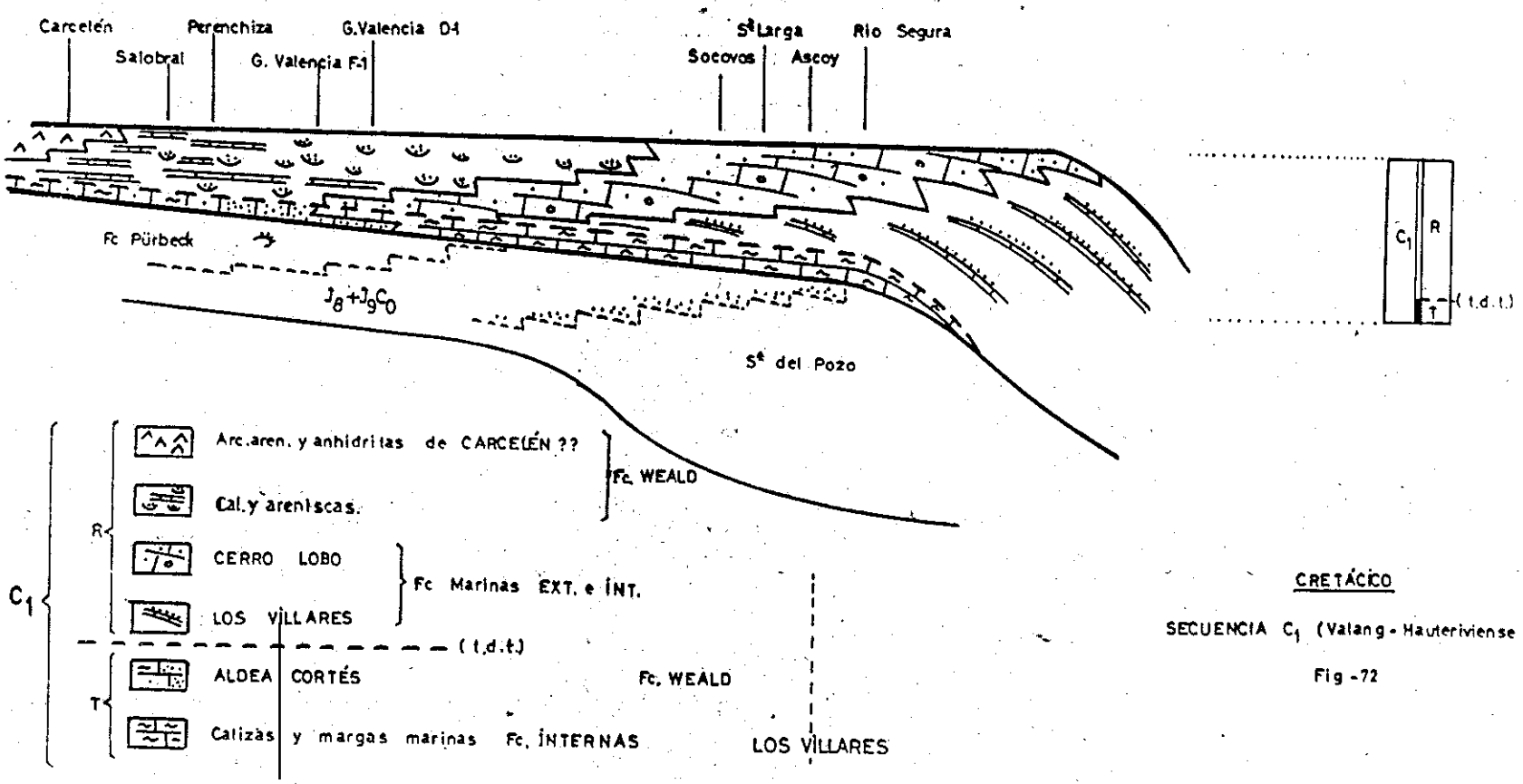
A_2. Secuencias de Depósito con dos o tres "System Tracts", únicas o agrupando dos o mas Secuencias de Depósito de orden o eficacia sedimentaria menor. (Baja frecuencia)

A_1. Secuencias de Depósito independientes de orden o eficacia menor (Alta frecuencia)

CRETÁCICO

SECUENCIAS Y DISCONTINUIDADES

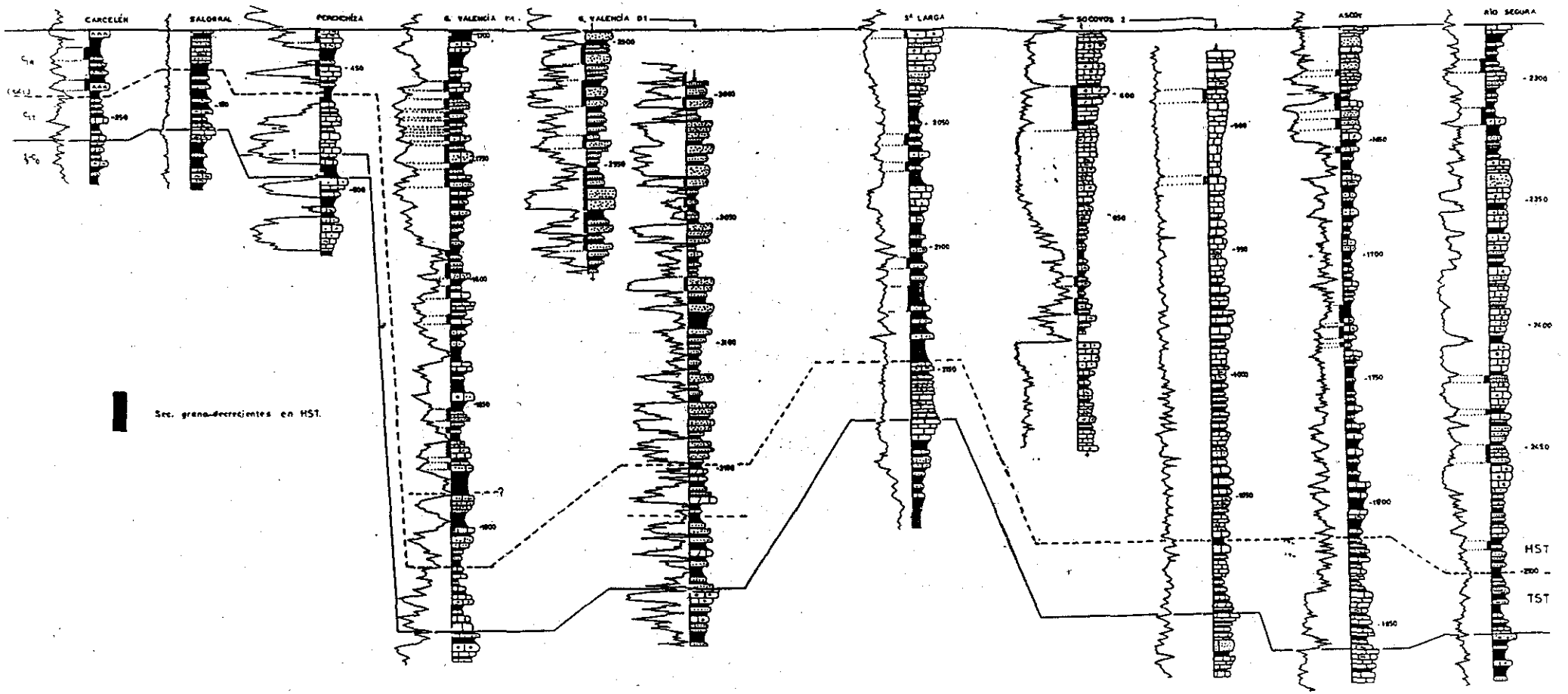
Fig-70



CRETÁCICO

SECUENCIA C_1 (Valang - Hauteriviense

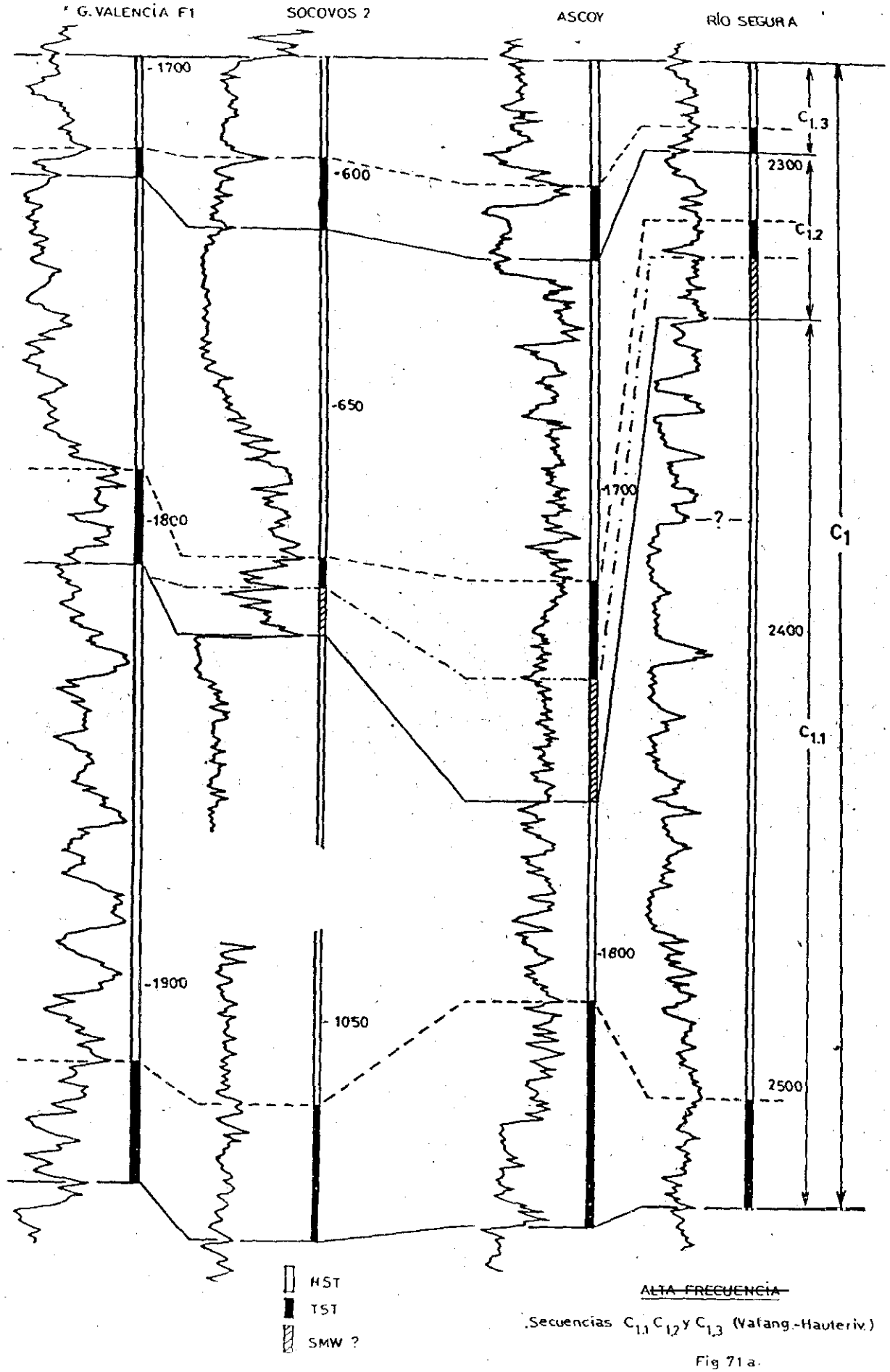
Fig -72



CRETÁCICO

Secuencia C_1 (Valangin.- Hauteriviense ??)

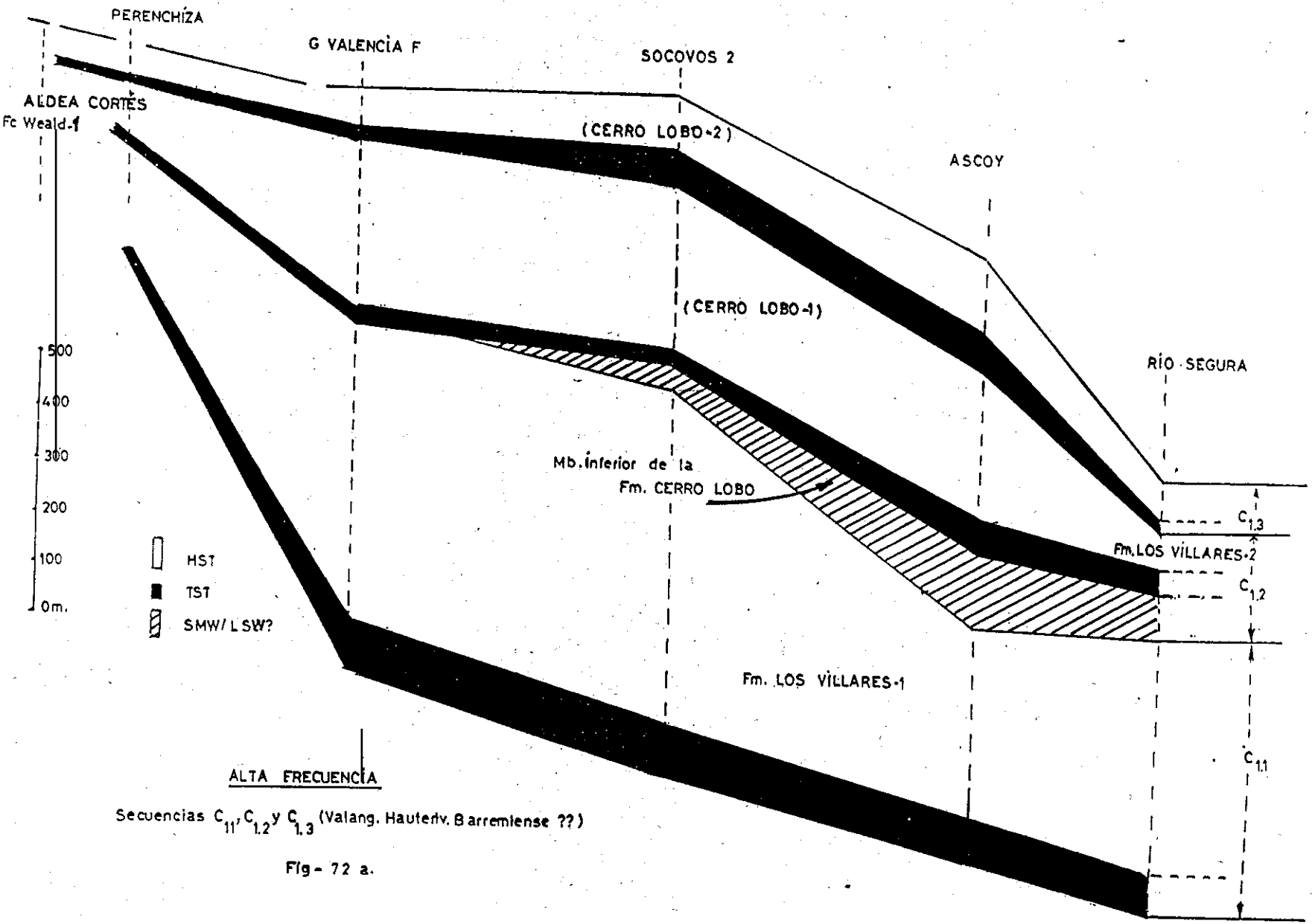
Fig.-71



ALTA FRECUENCIA

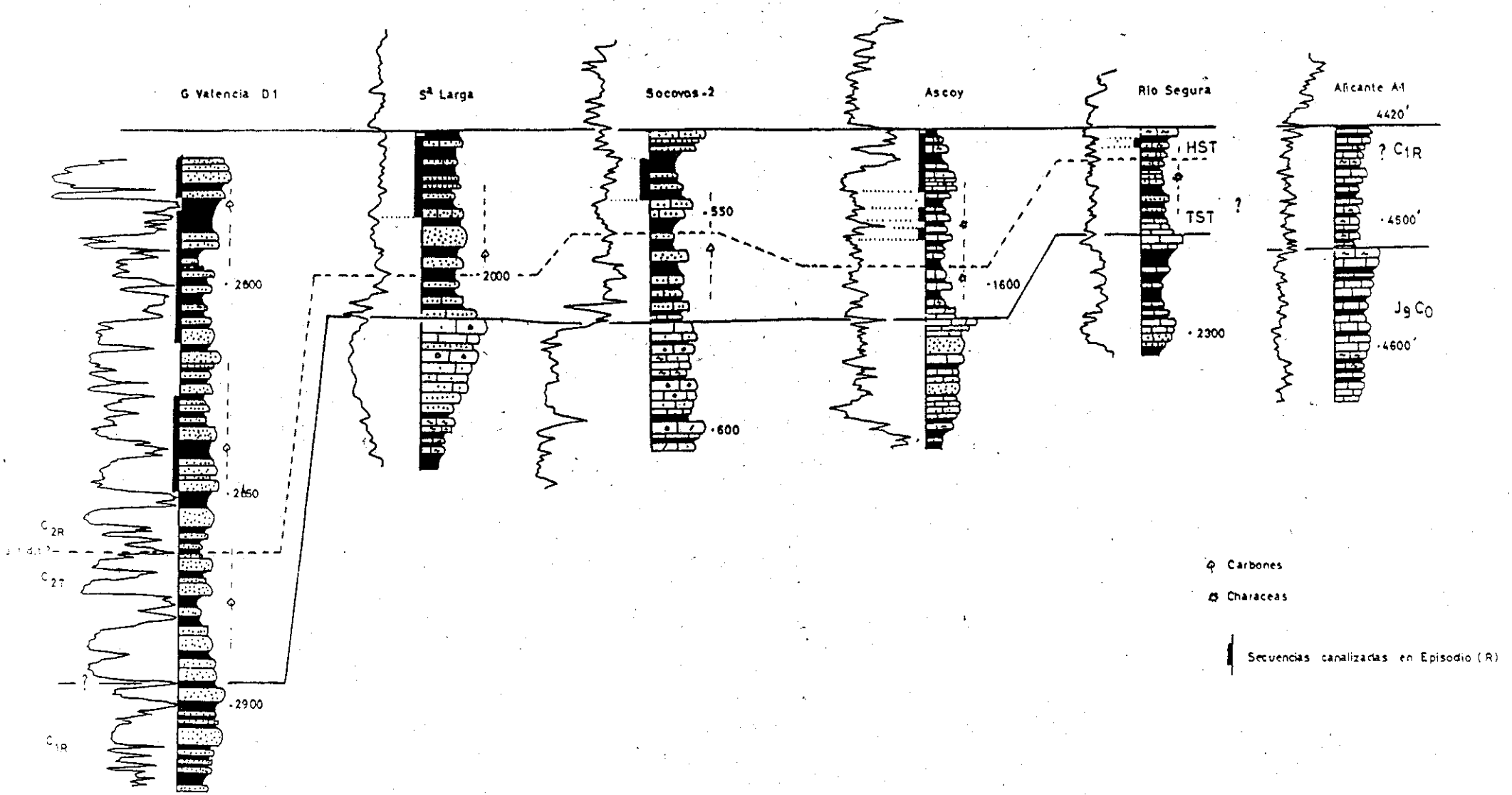
.Secuencias $C_{1.1}$ $C_{1.2}$ y $C_{1.3}$ (Valang.-Hauteriv.)

Fig 71.a



Secuencias $C_{1.1}$, $C_{1.2}$ y $C_{1.3}$ (Valang. Hauterv. Barremiense ??)

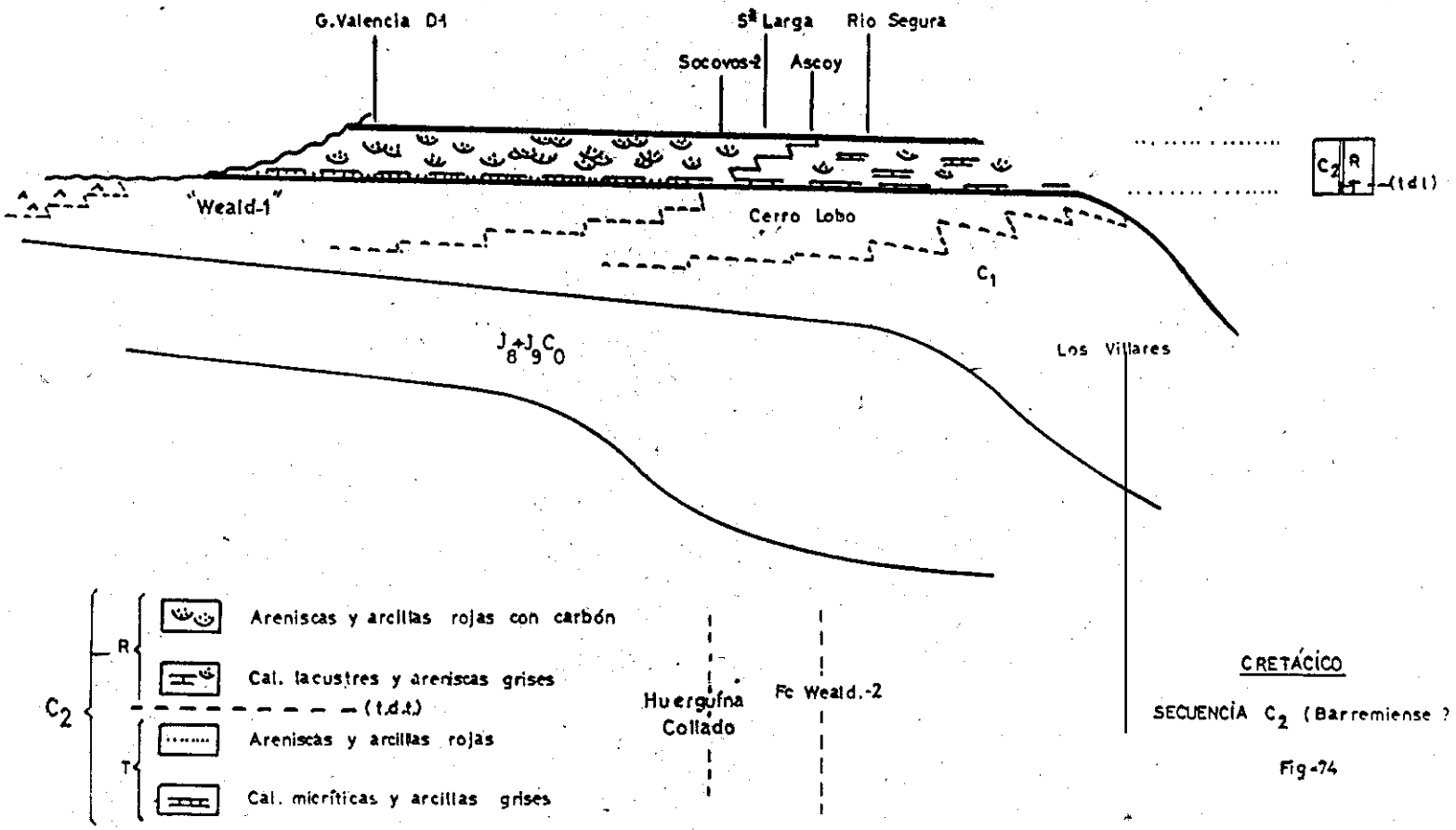
Fig - 72 a.



CRETÁCICO

SECUENCIA C_2 (Barremiense)

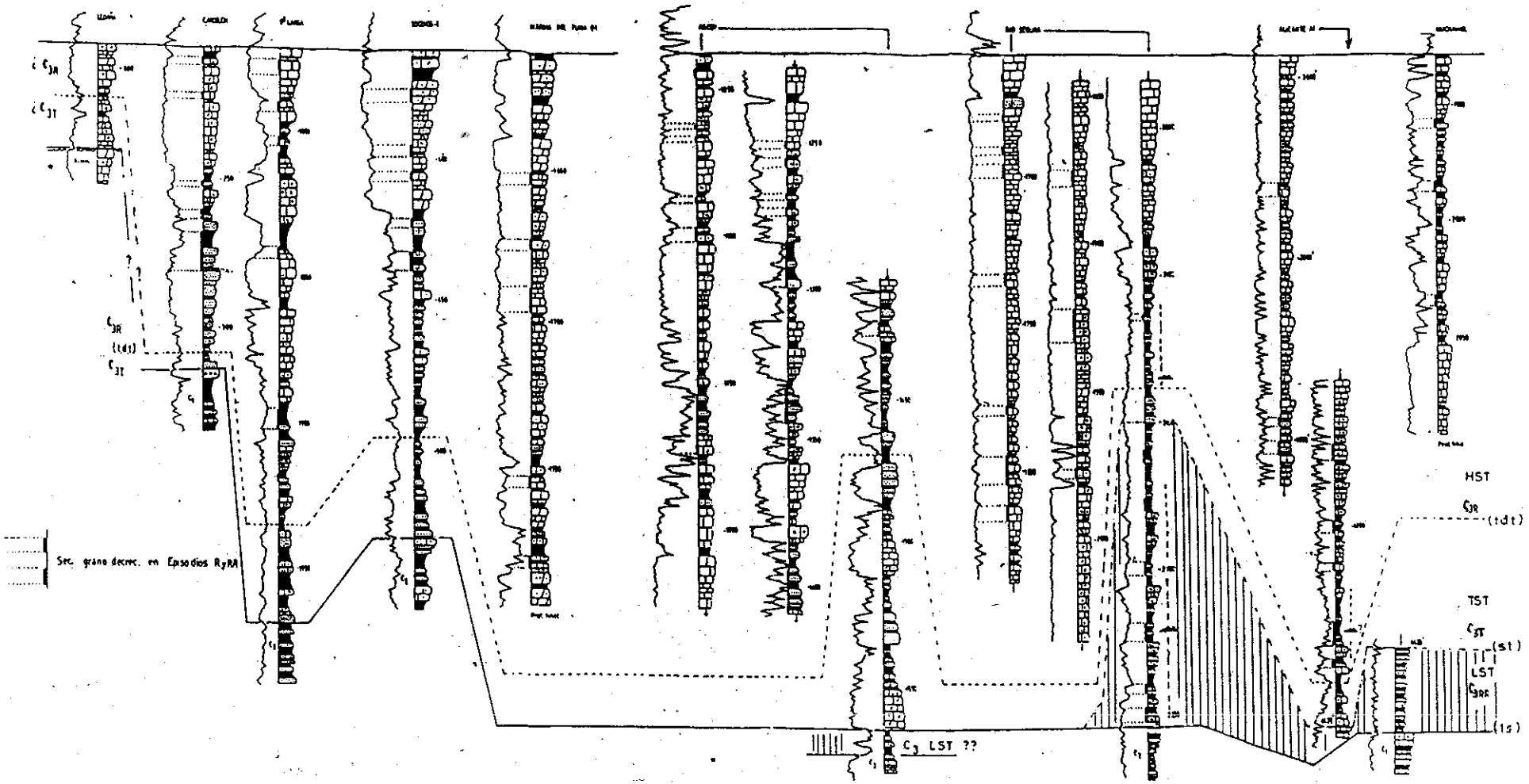
Fig-73



CRETÁCICO

SECUENCIA C_2 (Barremiense ?)

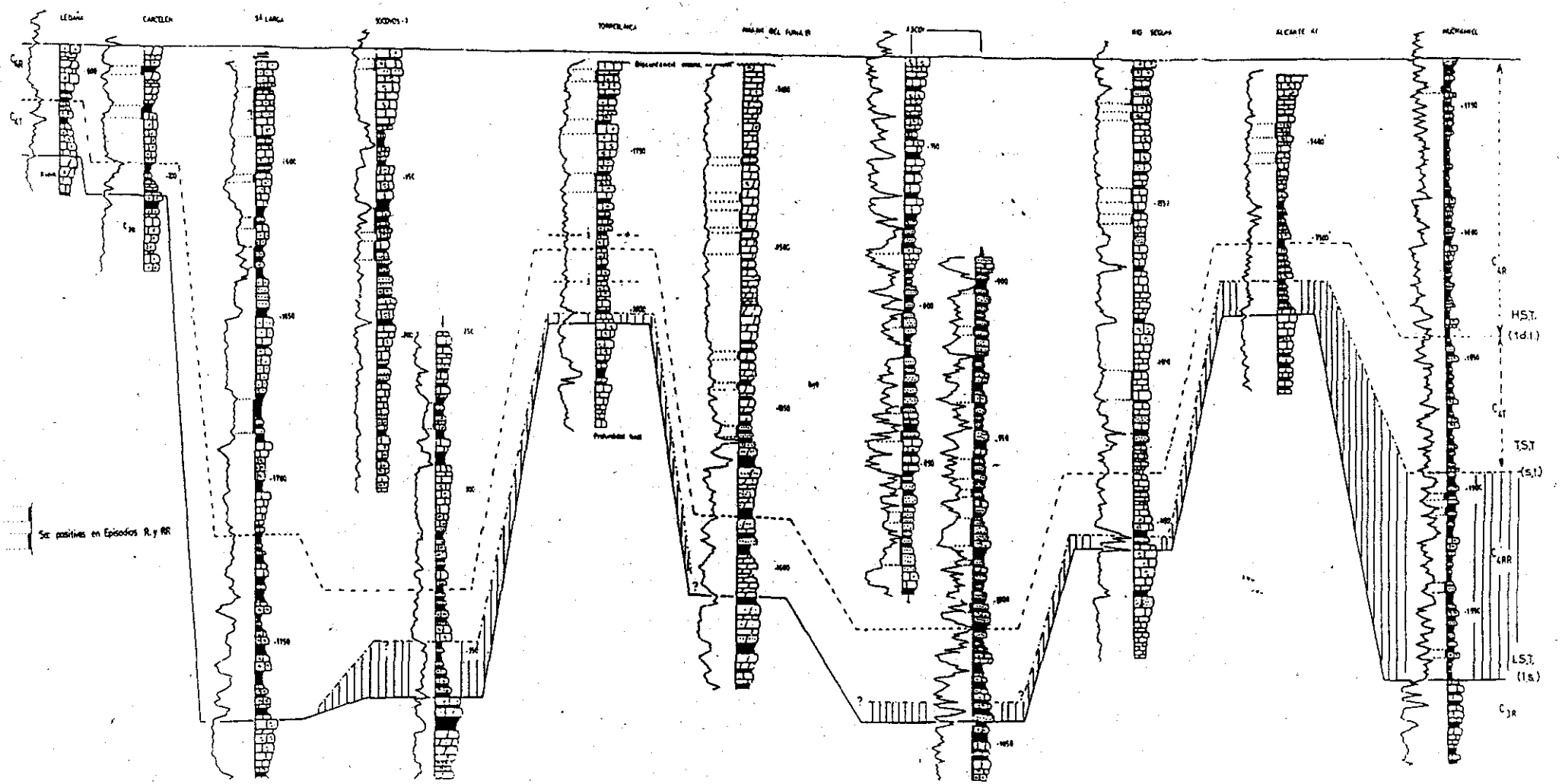
Fig-74



CRETÁCICO

Secuencia C_3 Barremiense - Aptiense

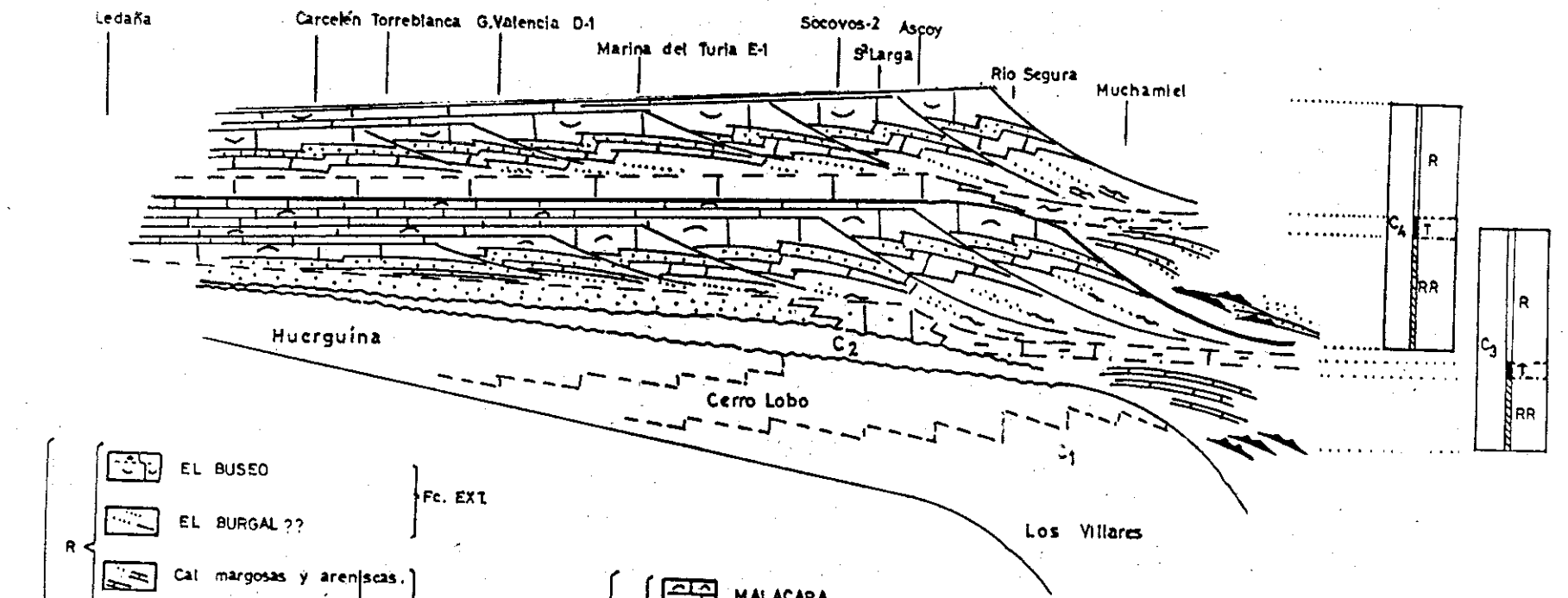
Fig - 75

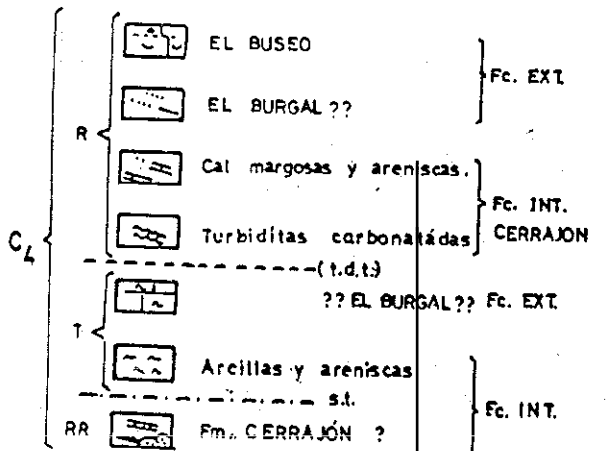


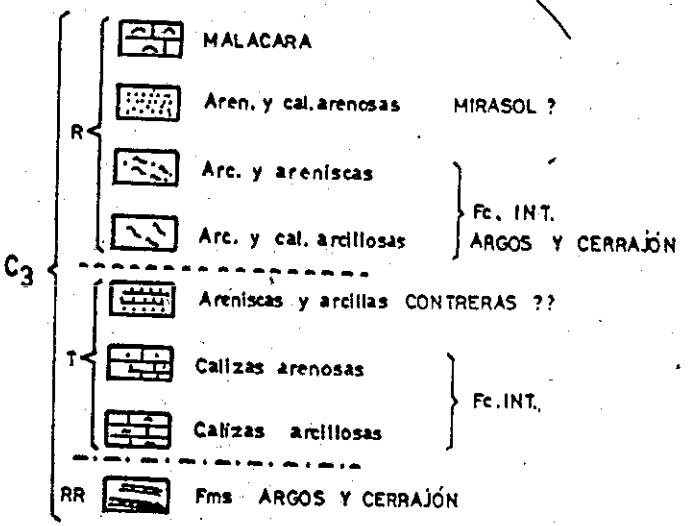
CRETÁCICO

Secuencia C_4 (Apiense-Albiense)

Fig-76







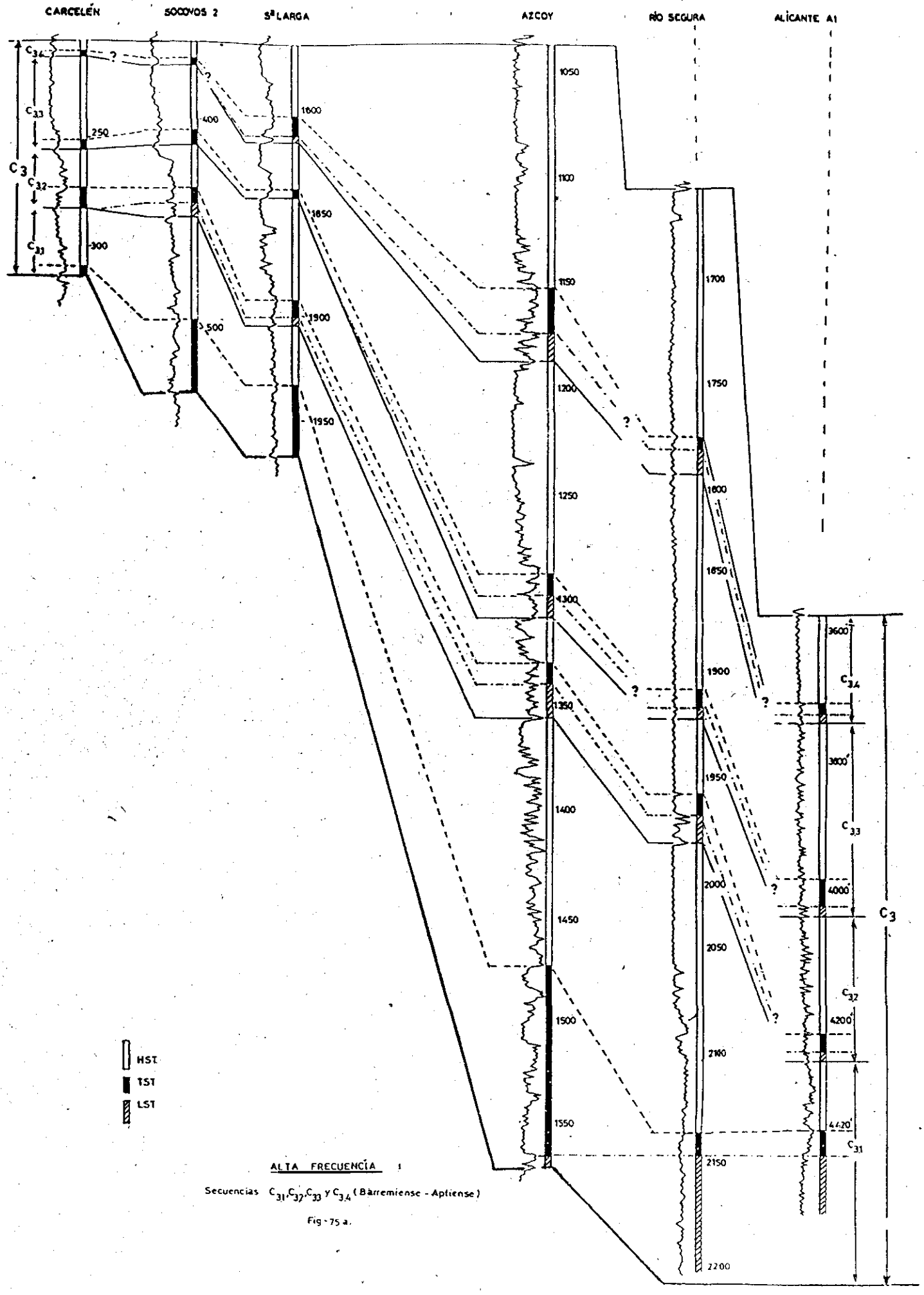
CRETÁCICO

SECUENCIAS "URGONIANO"

C_3. (Barrem.- Aptiense)

C_4. (Aptien. - Albiense)

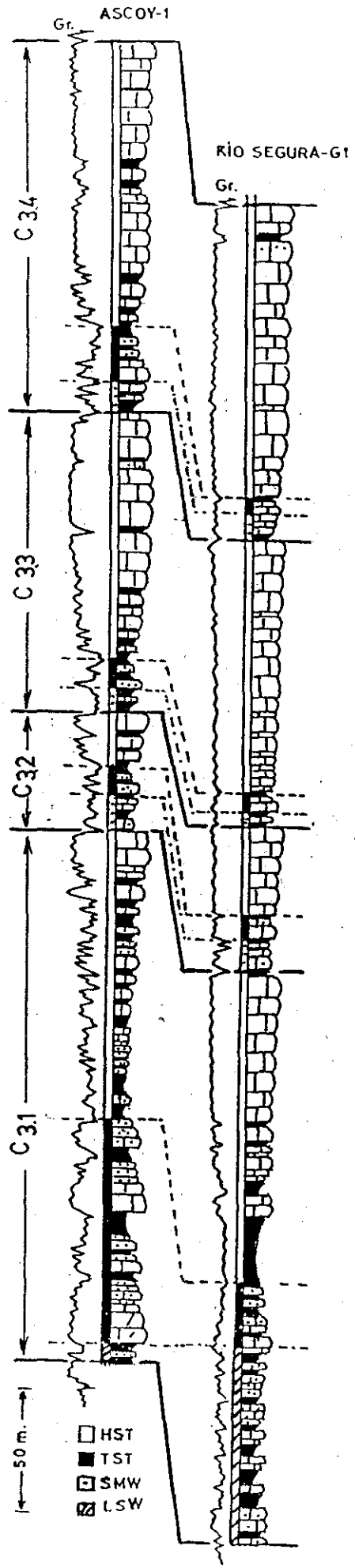
Fig-77



ALTA FRECUENCIA 1

Secuencias C_{31}, C_{32}, C_{33} y $C_{3.4}$ (Barremiense - Apliense)

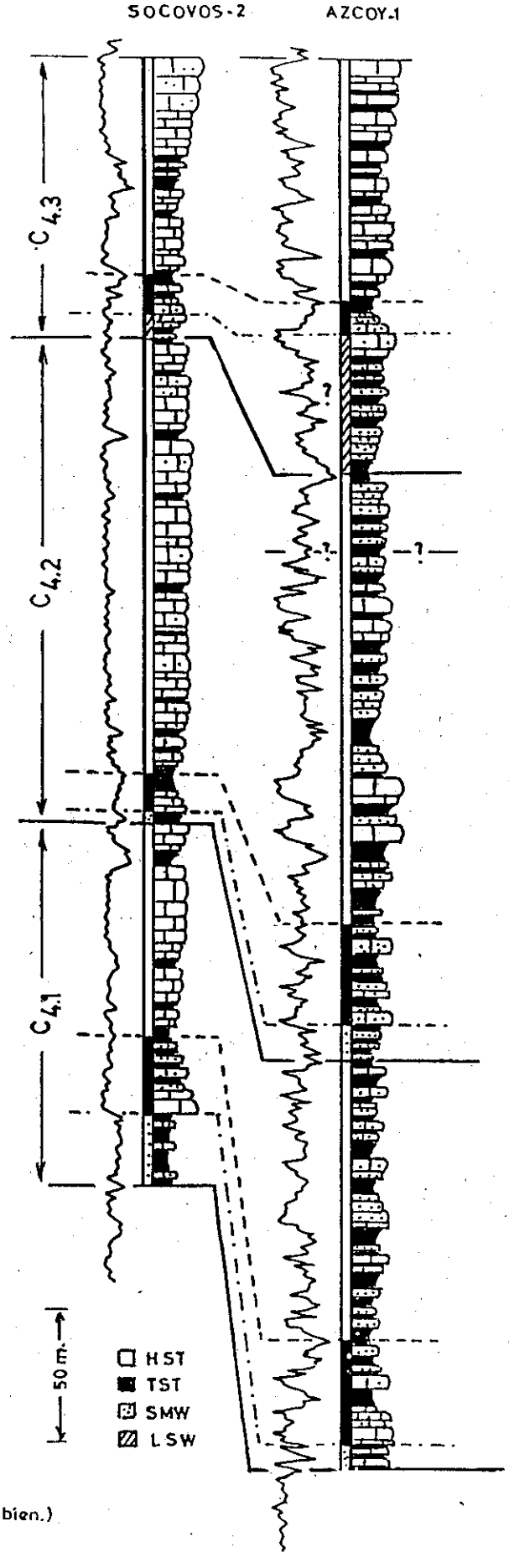
Fig - 75 a.



ALTA FRECUENCIA

Secuencias C_{31} a C_{34} (Barrem.-Aptien.)

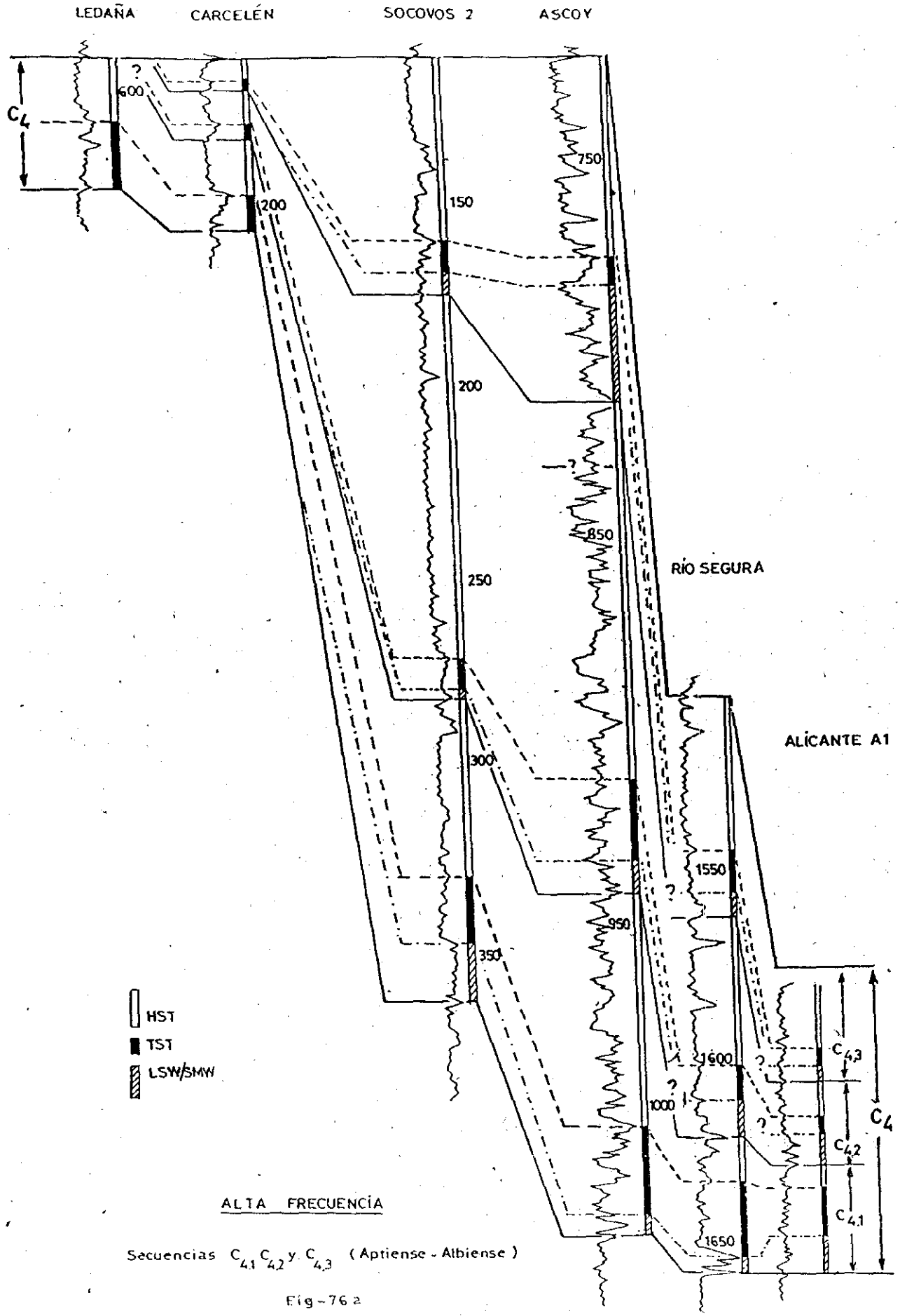
Fig 75 b



ALTA FRECUENCIA

Secuencias C_{41} a C_{43} (Aptien.-Albien.)

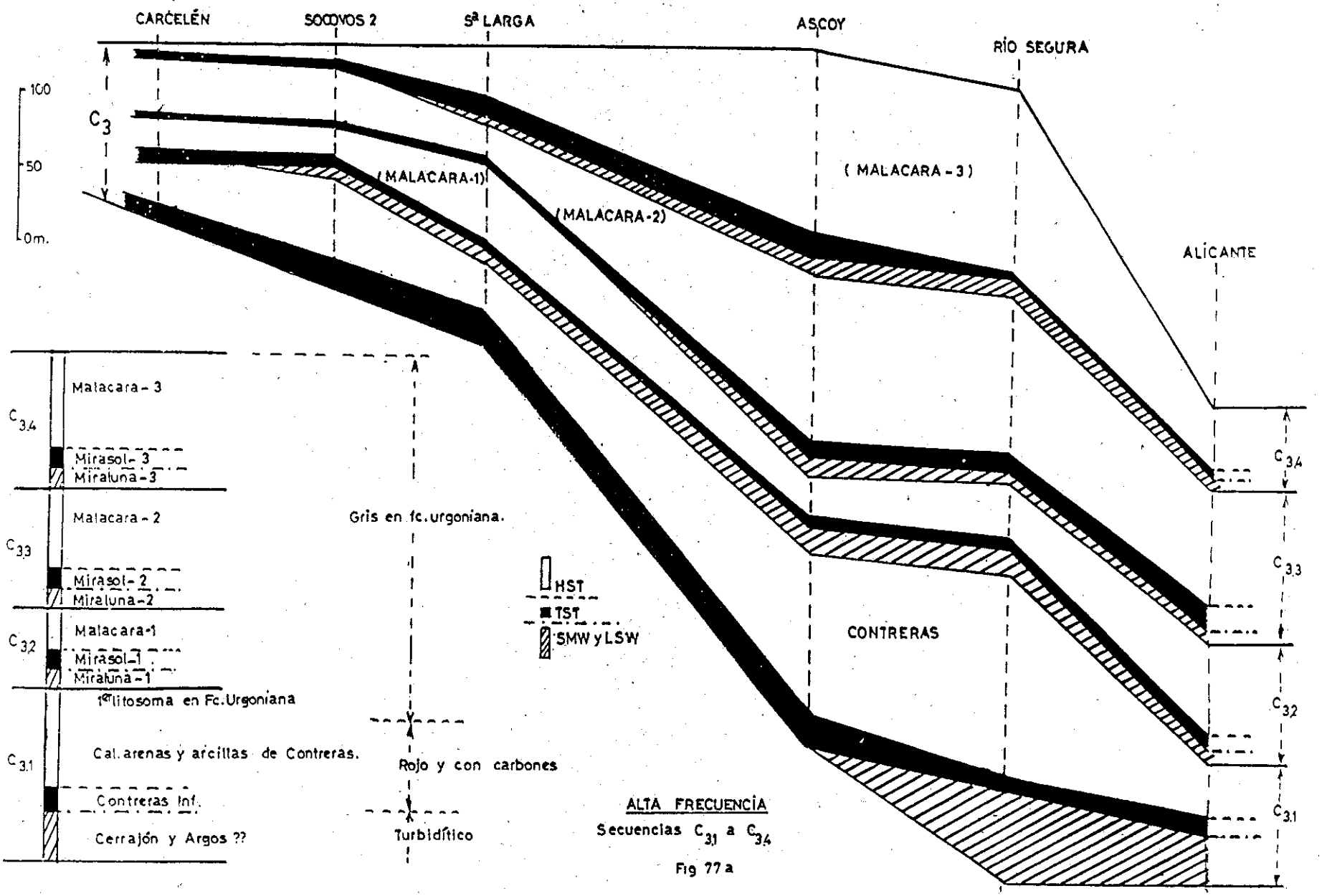
Fig - 76 b



ALTA FRECUENCIA

Secuencias $C_{4.1}$ $C_{4.2}$ y $C_{4.3}$ (Aptiense - Albiense)

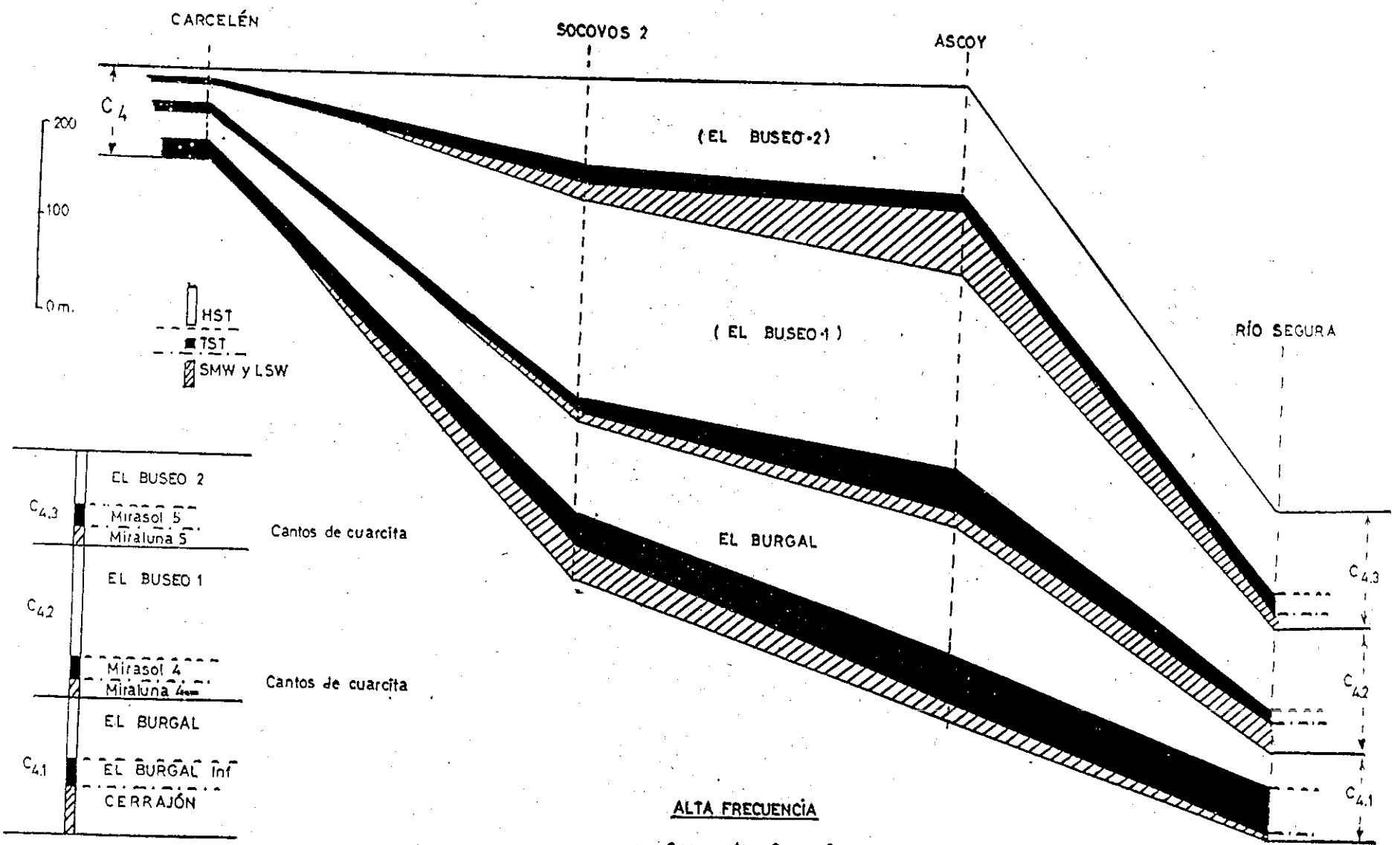
Fig - 76 a



ALTA FRECUENCIA

Secuencias $C_{3.1}$ a $C_{3.4}$

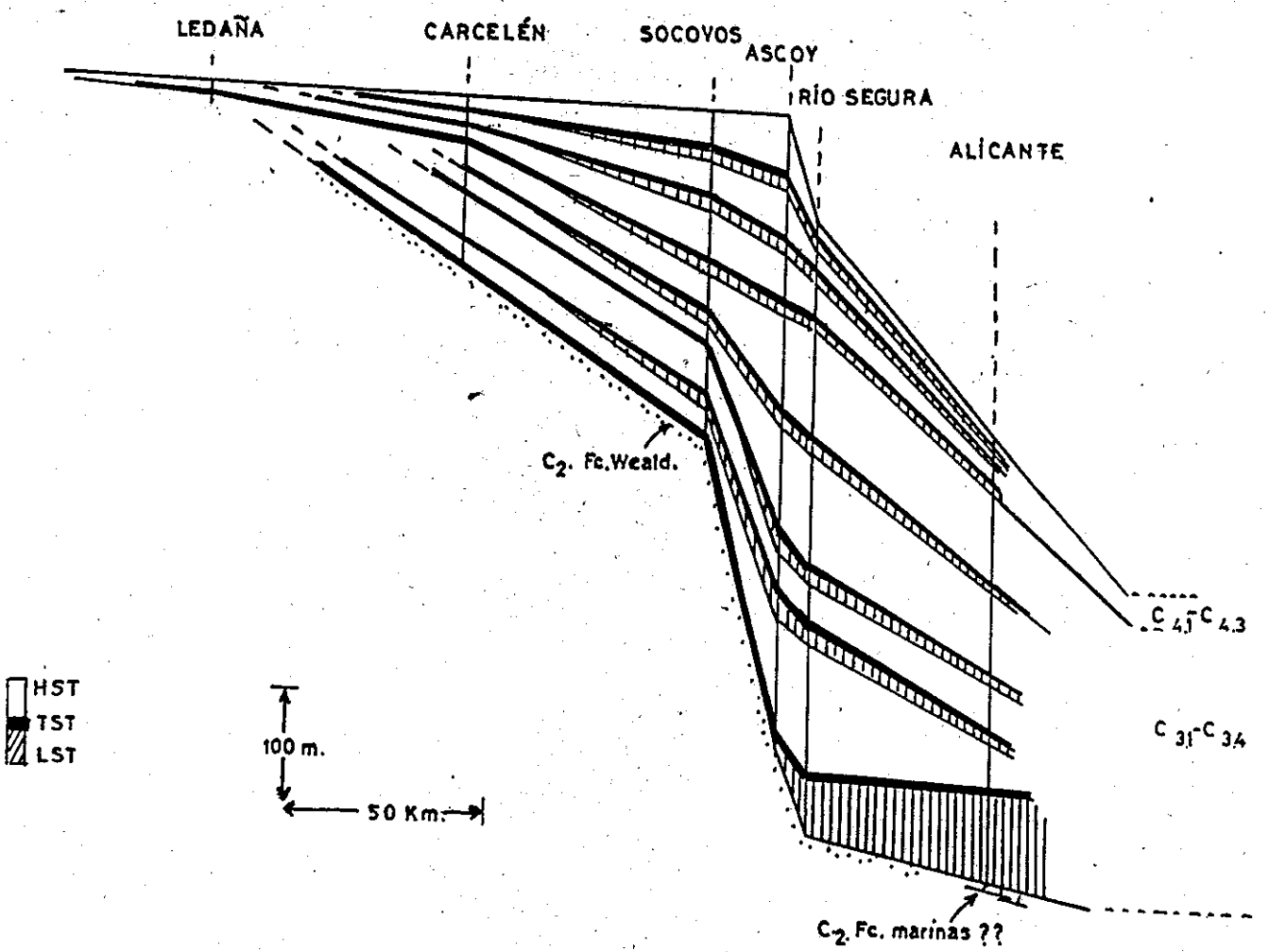
Fig 77 a



ALTA FRECUENCIA

Secuencias $C_{4.1}$ a $C_{4.3}$

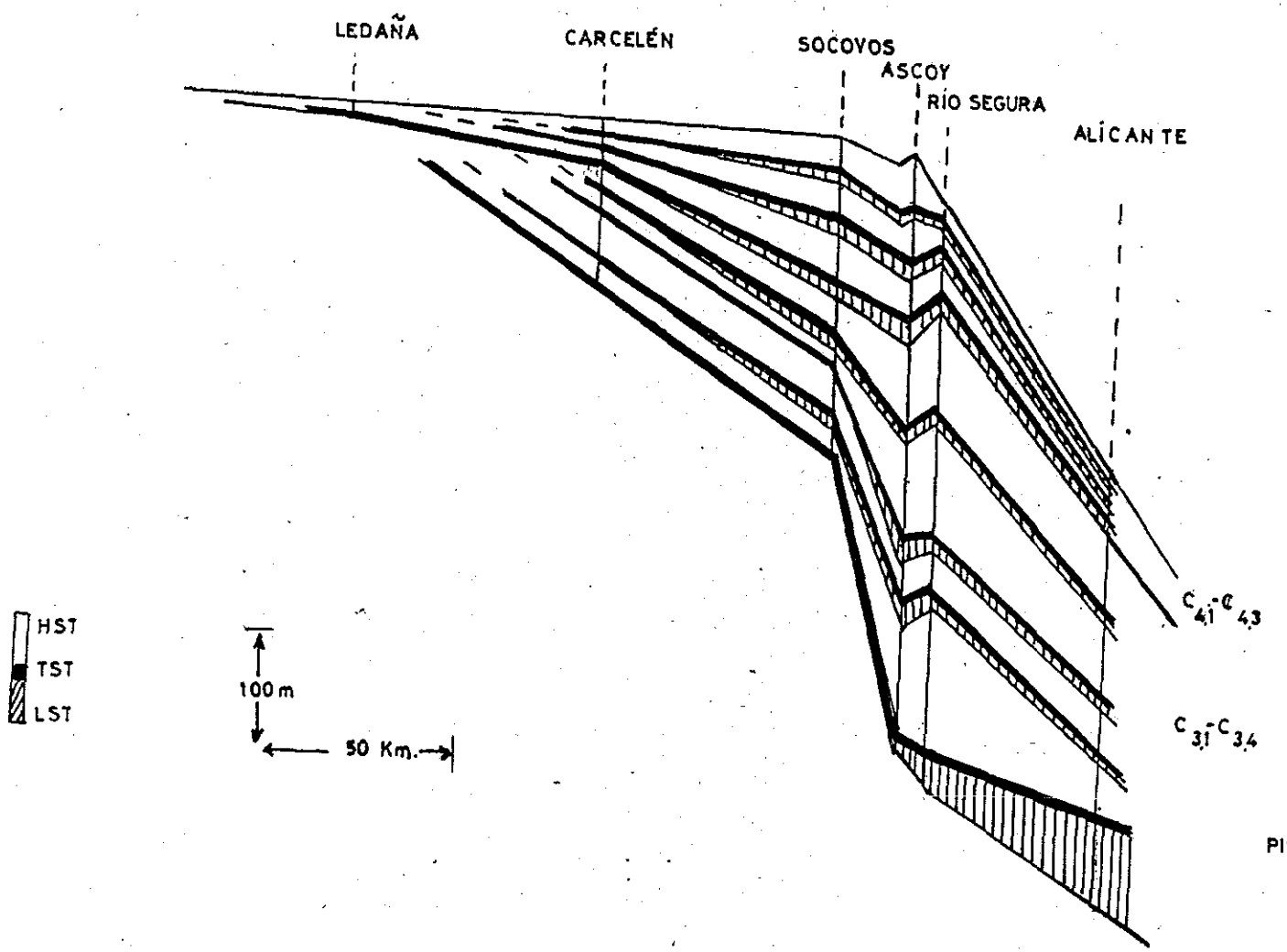
Fig-77 b



URGONIANOS 1 y 2

Plataforma progradante

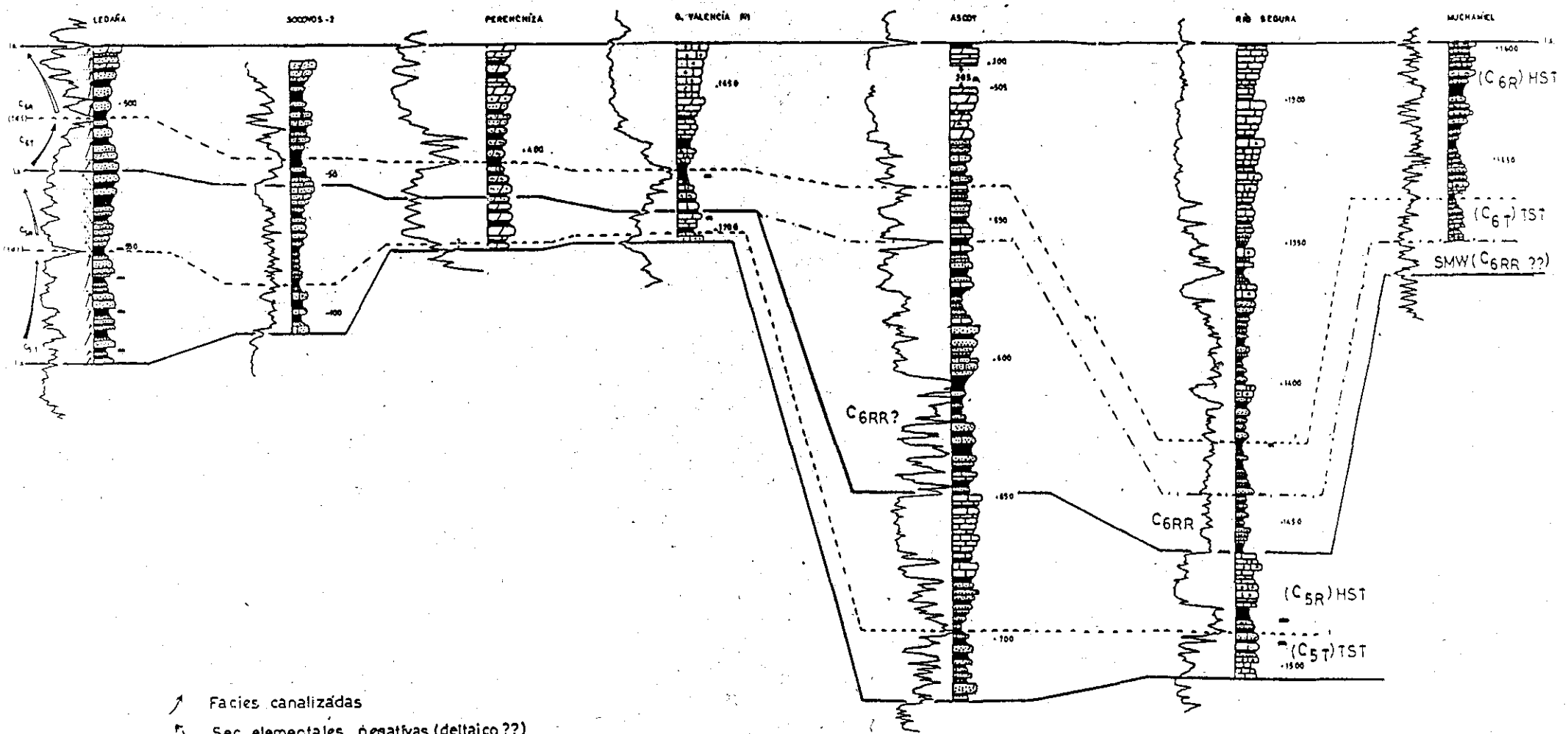
Fig.77c



URGONIANOS 1 y 2

Plataforma con borde acrecido

Fig -77 d

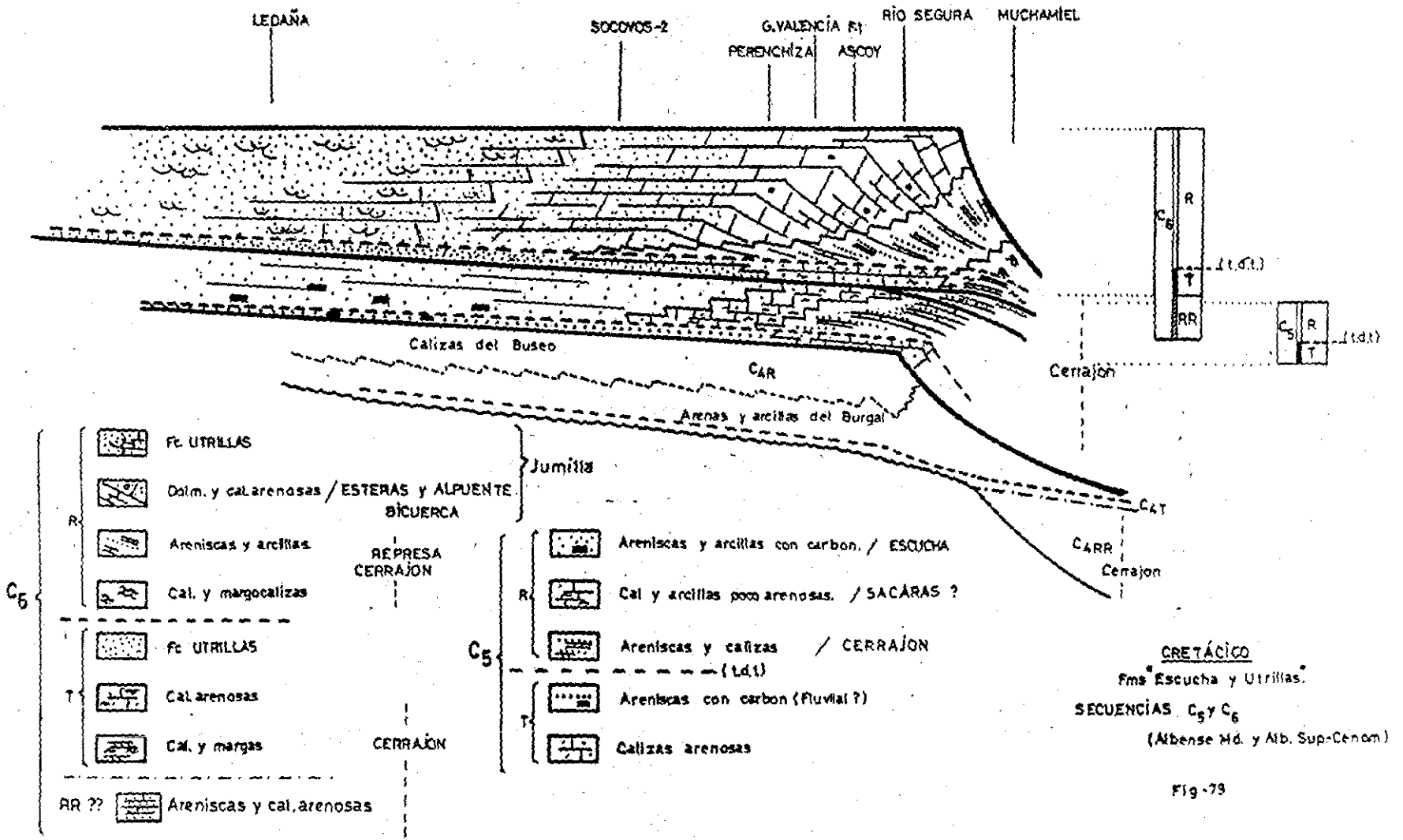


CRETÁCICO

Fms. Escucha y Utrillas

Secuencias C_5 y C_6 (Alb. Md.-Cen. Inf.)

Fig-78



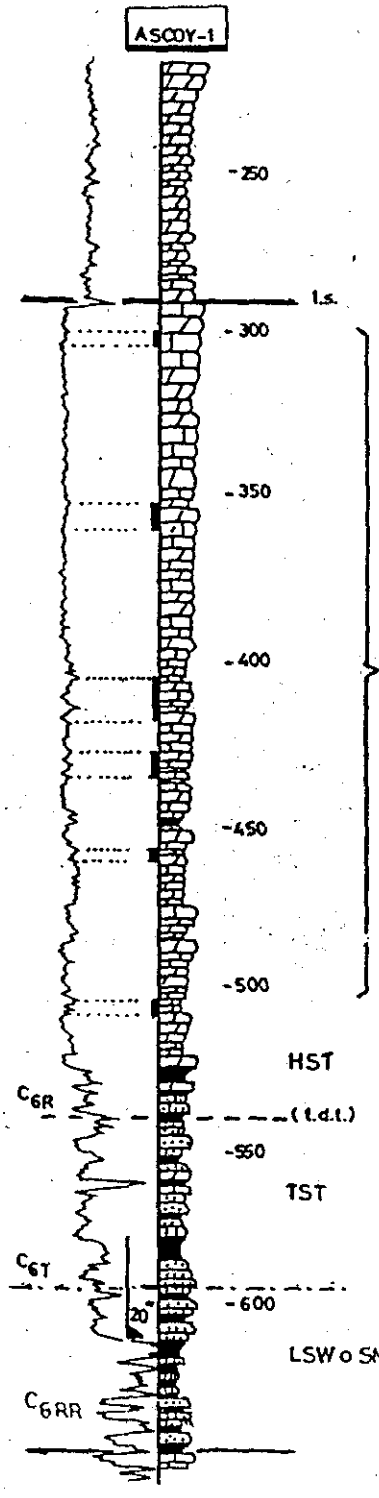
CRETÁCICO

Fms Escucha y Utrillas.

SECUENCIAS C_5 y C_6

(Albense Md. y Alb. Sup-Cenom.)

Fig.-79



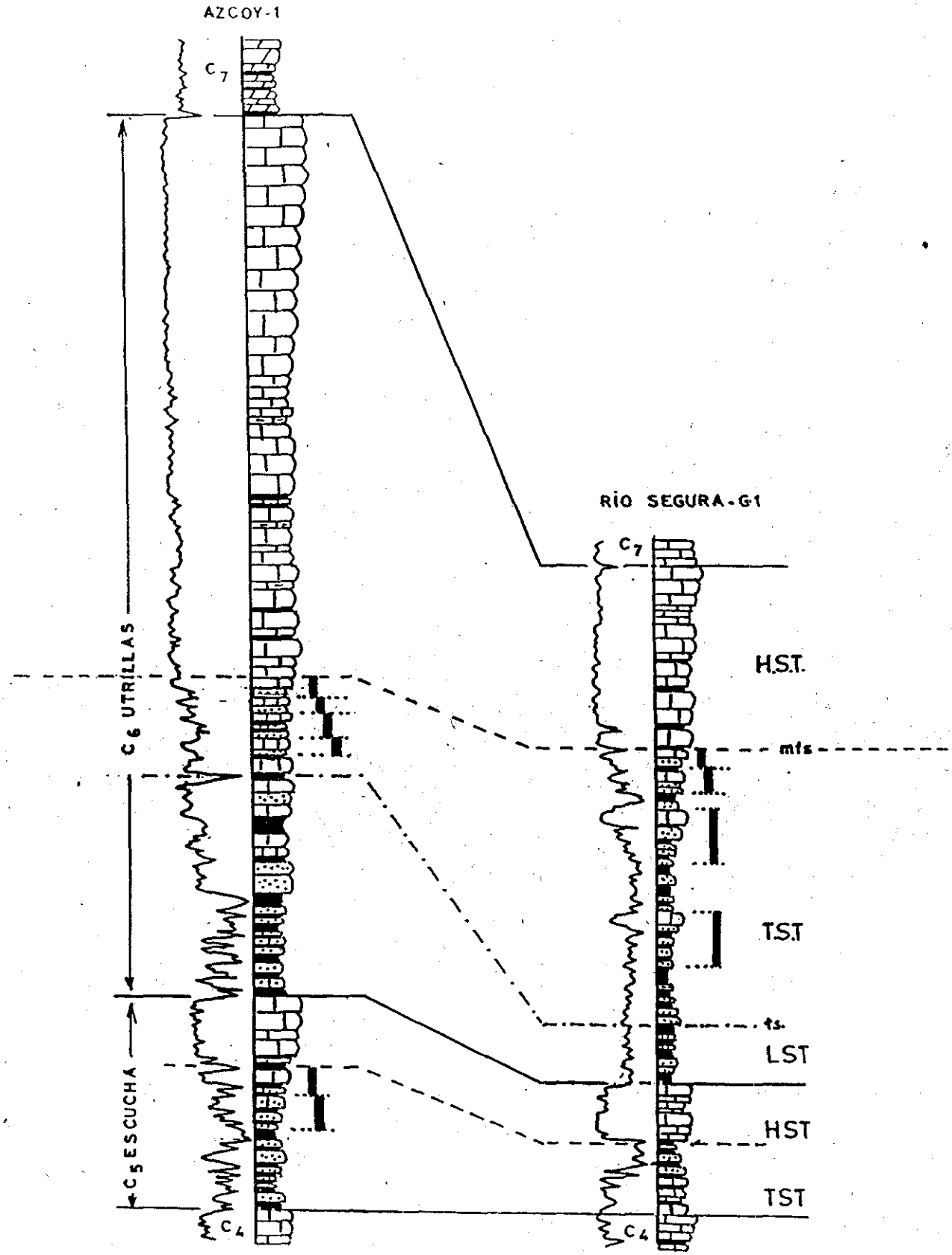
Intervalo no representado en figura 78.

CRETÁCICO

SECUENCIA C_6

Espesor y facies C_{6R}

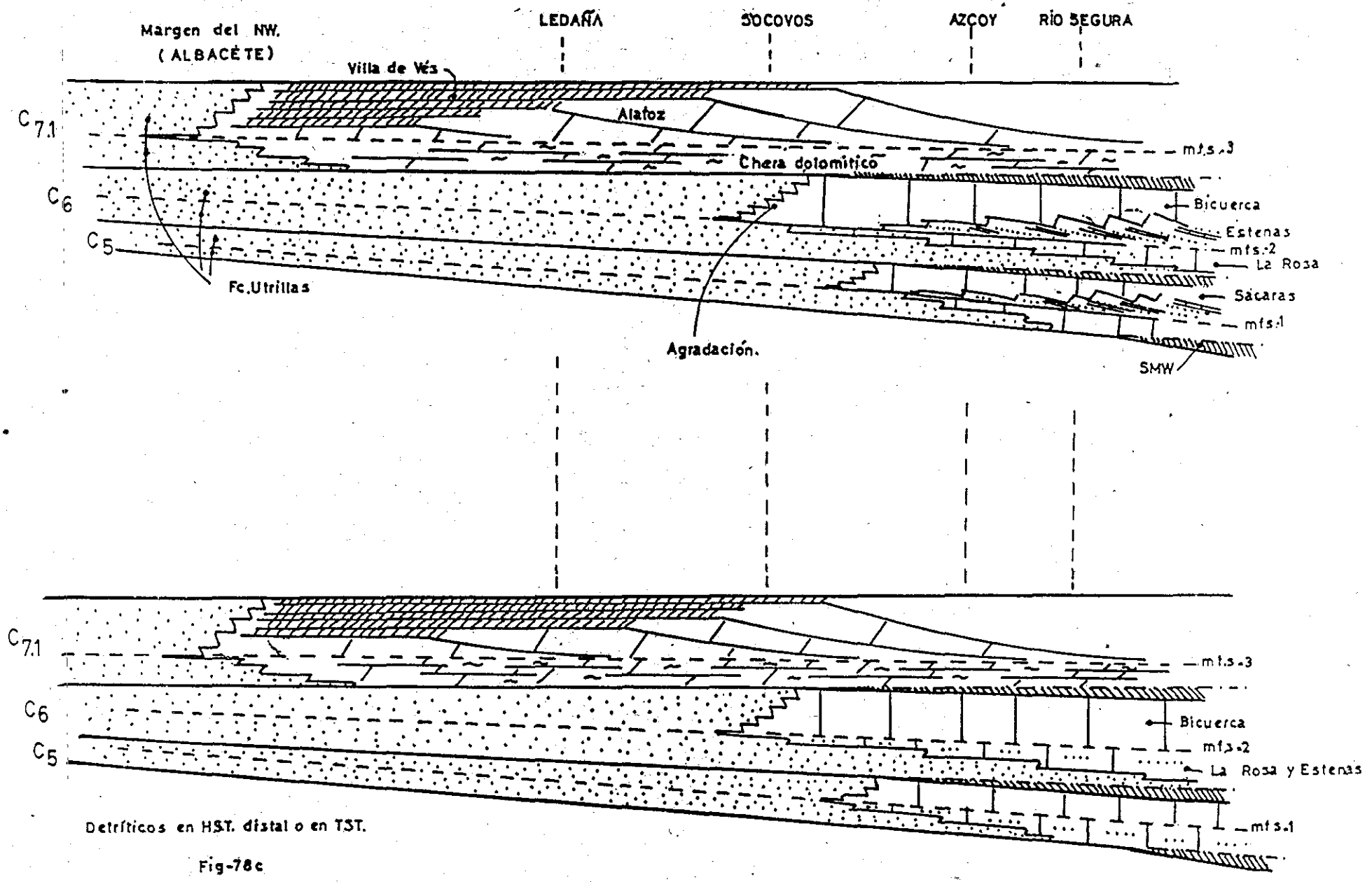
Fig-80



POSIBLES SECUENCIAS ARENA-CALIZA (INUNDACIÓN) QUE PROMUEVEN UN G.R. DE TENDENCIA SOMERIZANTE.

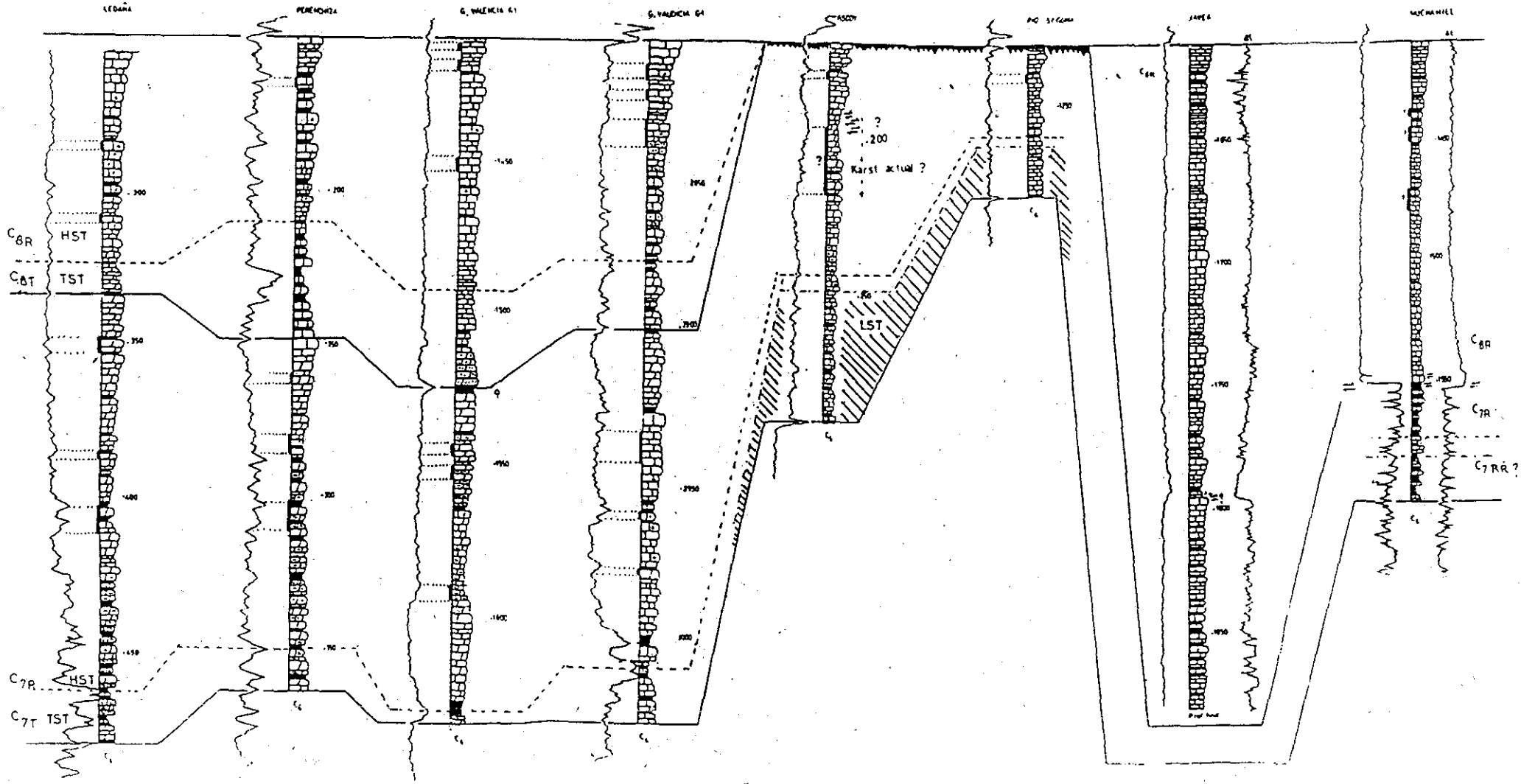
DETRÍTICO ESCUCHA Y UTRILLAS AUSENTE EN HST

Fig - 76.b



Detríticos en HST. distal o en TST.

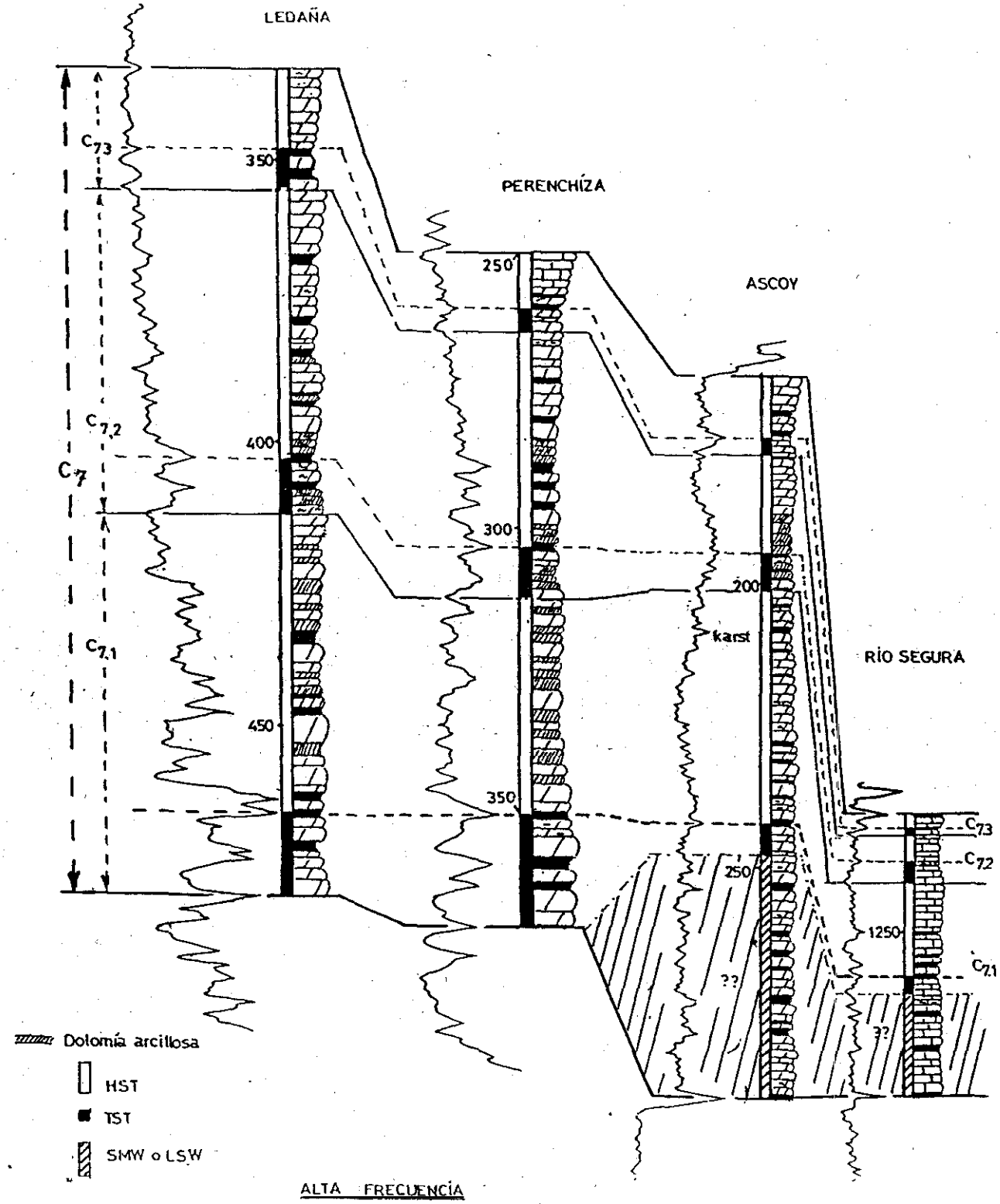
Fig-78c



CRETÁCICO

SECUENCIAS C_7 y C_8 (Cenom.-Turonense)
y
(Coniaciense - Campan. Sup ?

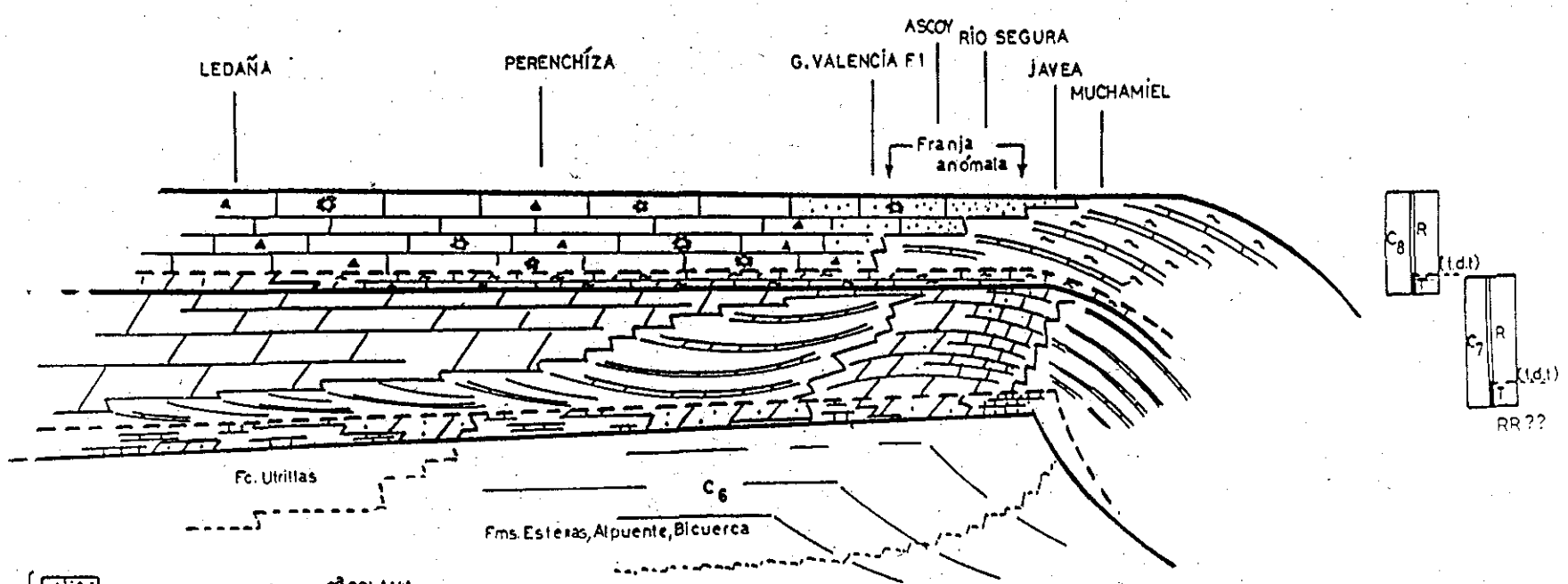
Fig - 81

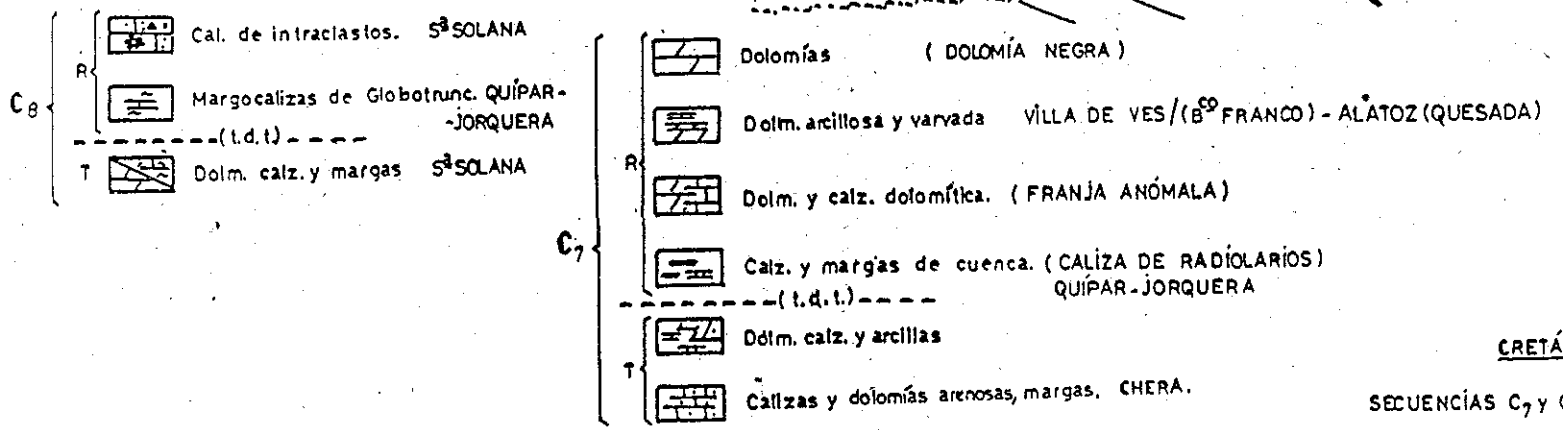


ALTA FRECUENCÍA

Secuencias $C_{7.1}$ a $C_{7.3}$ (Cenom. Turon. Coniac ??)

Fig. 81 a.

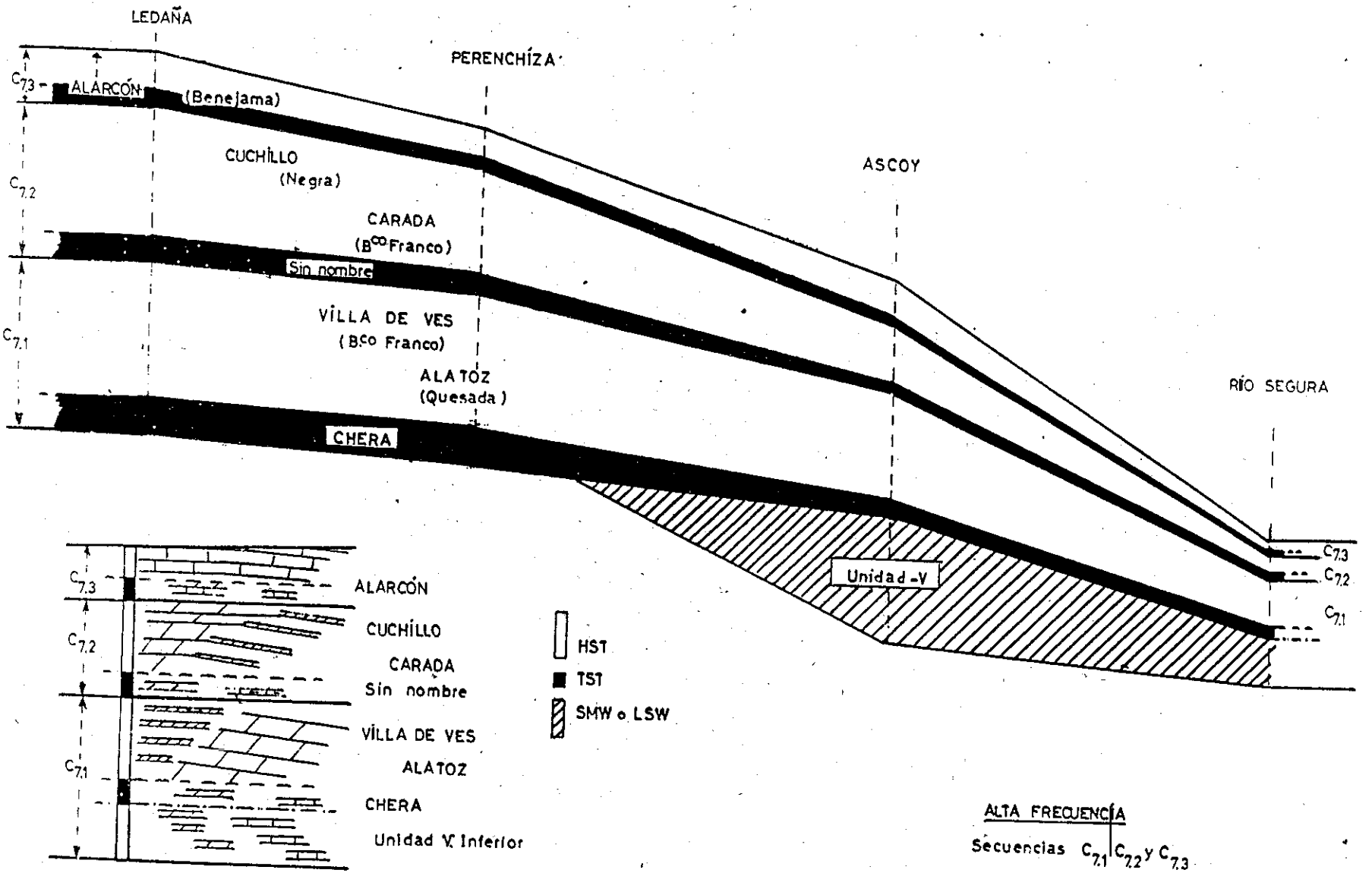




CRETÁCICO

SECUENCIAS C_7 y C_8 (Cenom.-Turonense y Coniac.-Campan. Sup.)

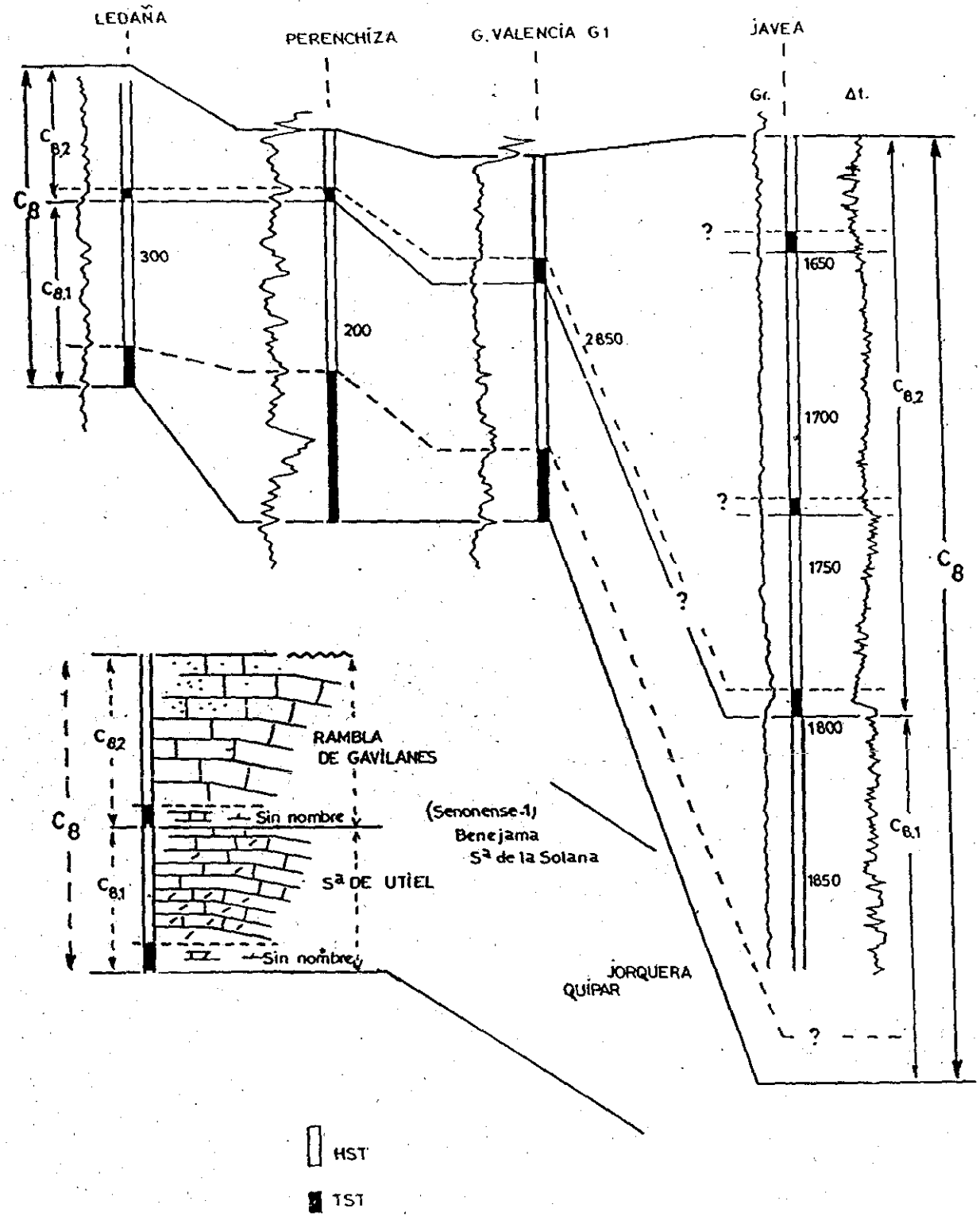
Fig.-82



ALTA FRECUENCIA

Secuencias $C_{7.1}$ $C_{7.2}$ y $C_{7.3}$

Fig- 82 a.



ALTA FRECUENCIA

Secuencias $C_{8.1}$ y $C_{8.2}$ (Coniacien.-Campan.)

Fig - 81 y 82 b.

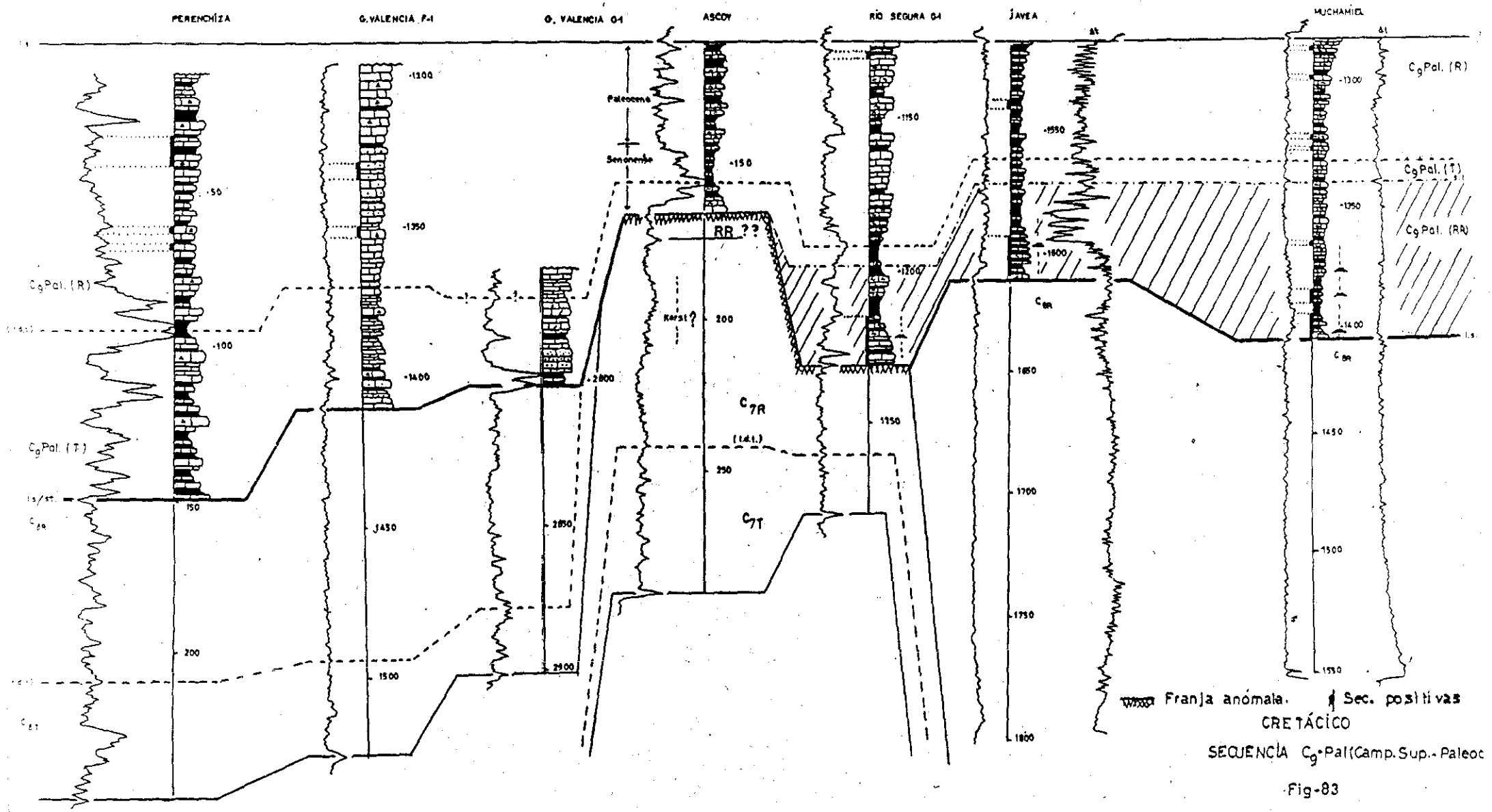
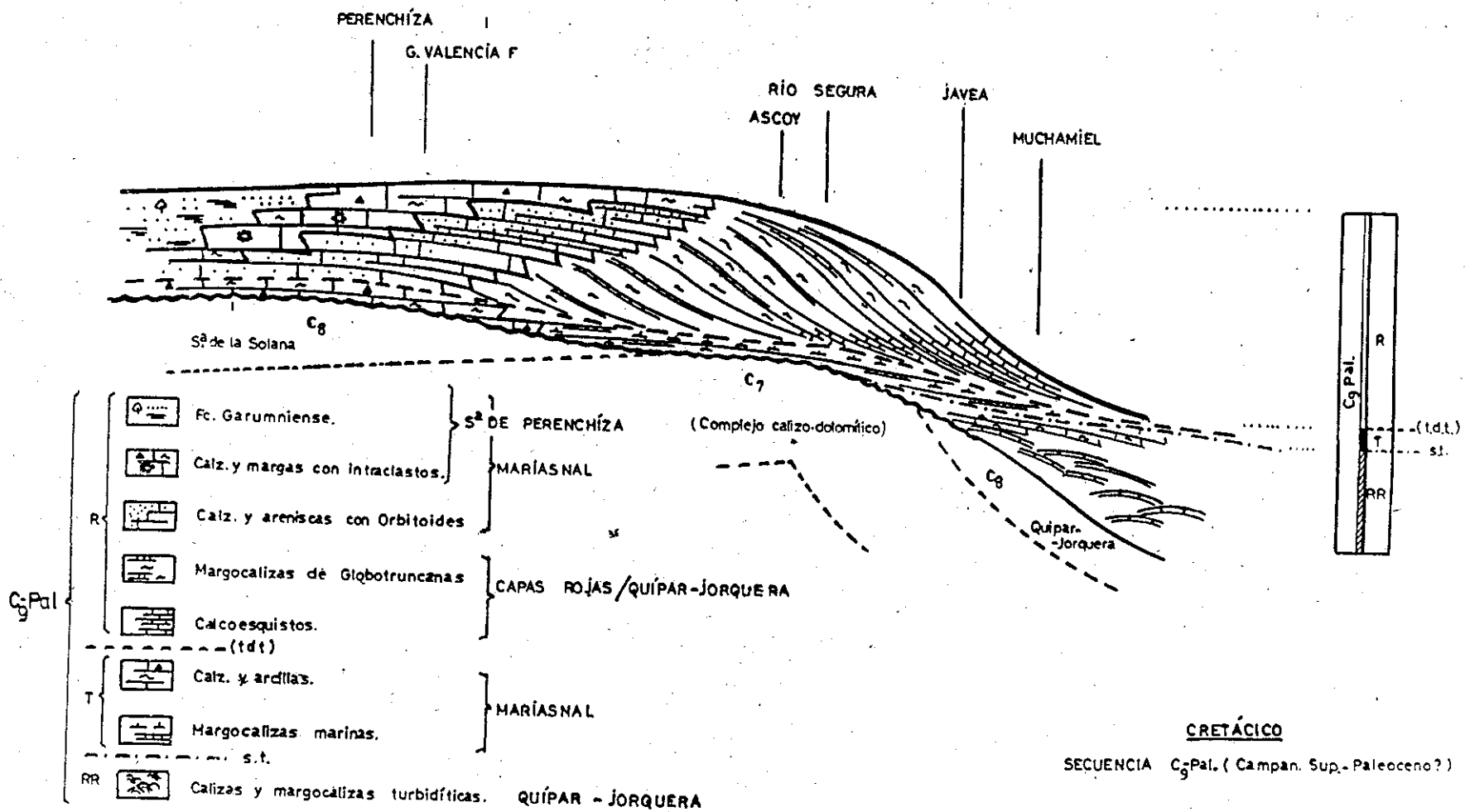

PERENCHIZA
G. VALENCIA F-1
G. VALENCIA G-1
ASCOY
RIO SEGURA G-1
JAVEA
MUCHAMIEL
Paleoceno
Senoniense
RR ??
Karst?
C7R
(Lit.)
C7T
C9Pal. (R)
C9Pal. (T)
C9Pal. (RR)
Franja anómala.
Sec. positivas
CRETÁCICO
SECUENCIA C9-Pal(Camp. Sup.-Paleoc

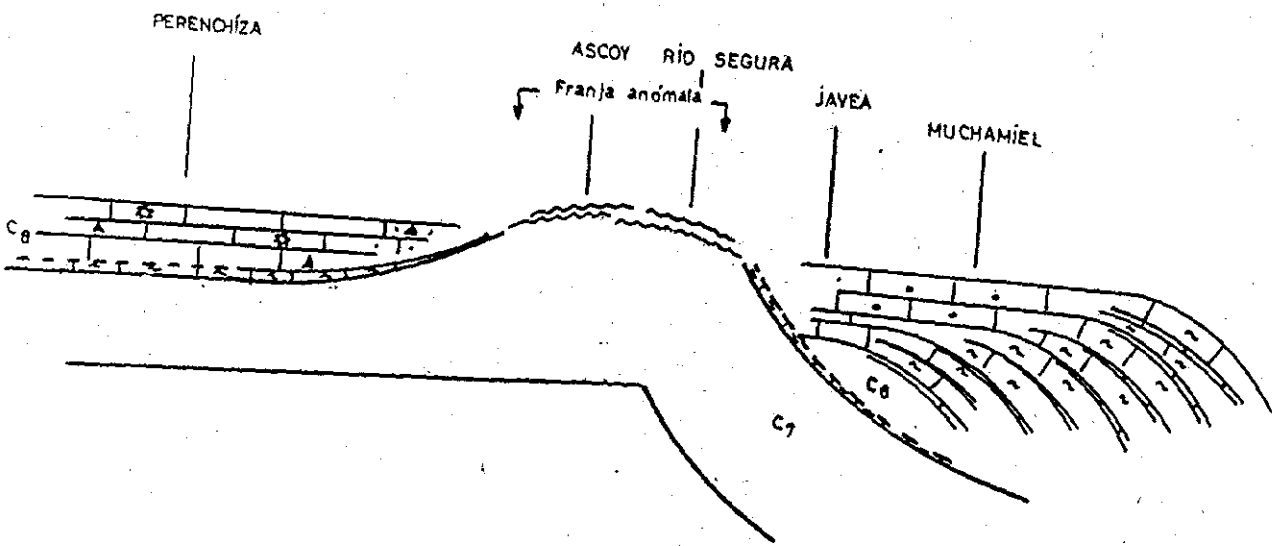
Fig-83



CRETÁCICO

SECUENCIA C_9Pal. (Campan. Sup.- Paleoceno?)

Fig - 84

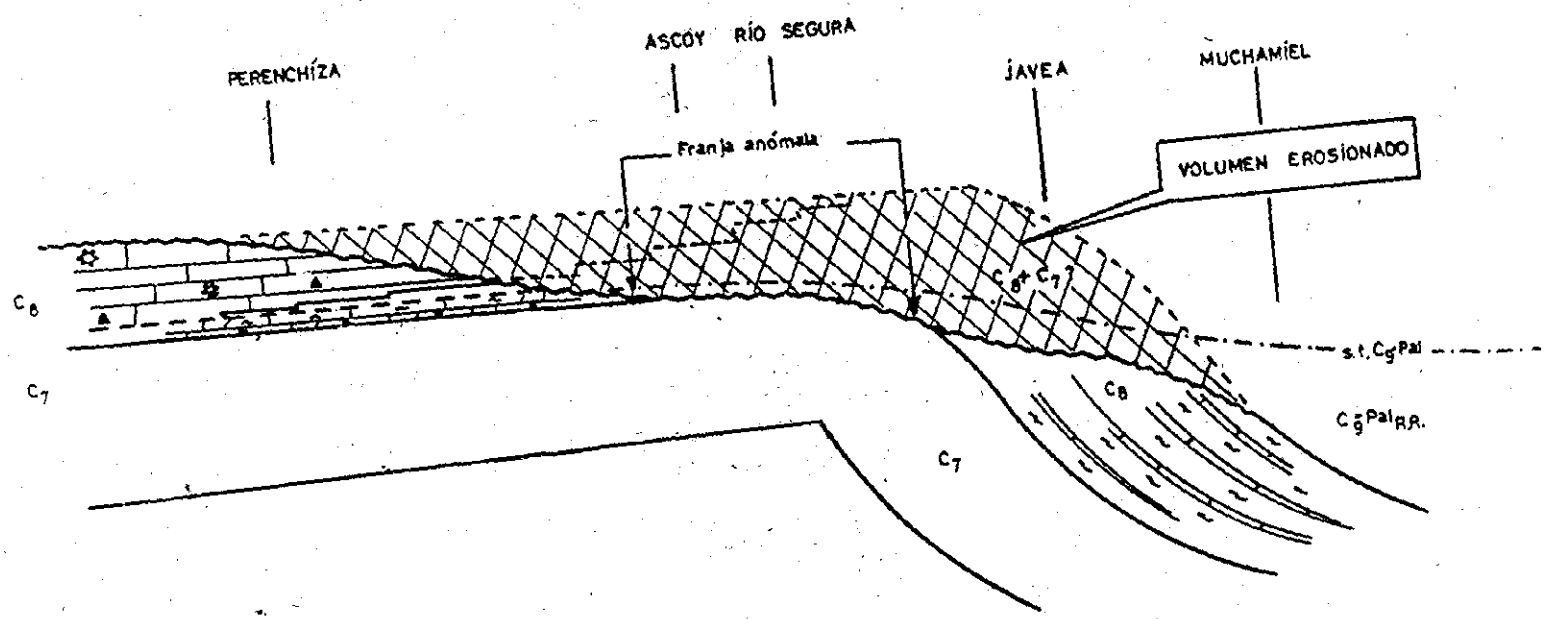


CRETÁCICO

FRANJA ANÓMALA

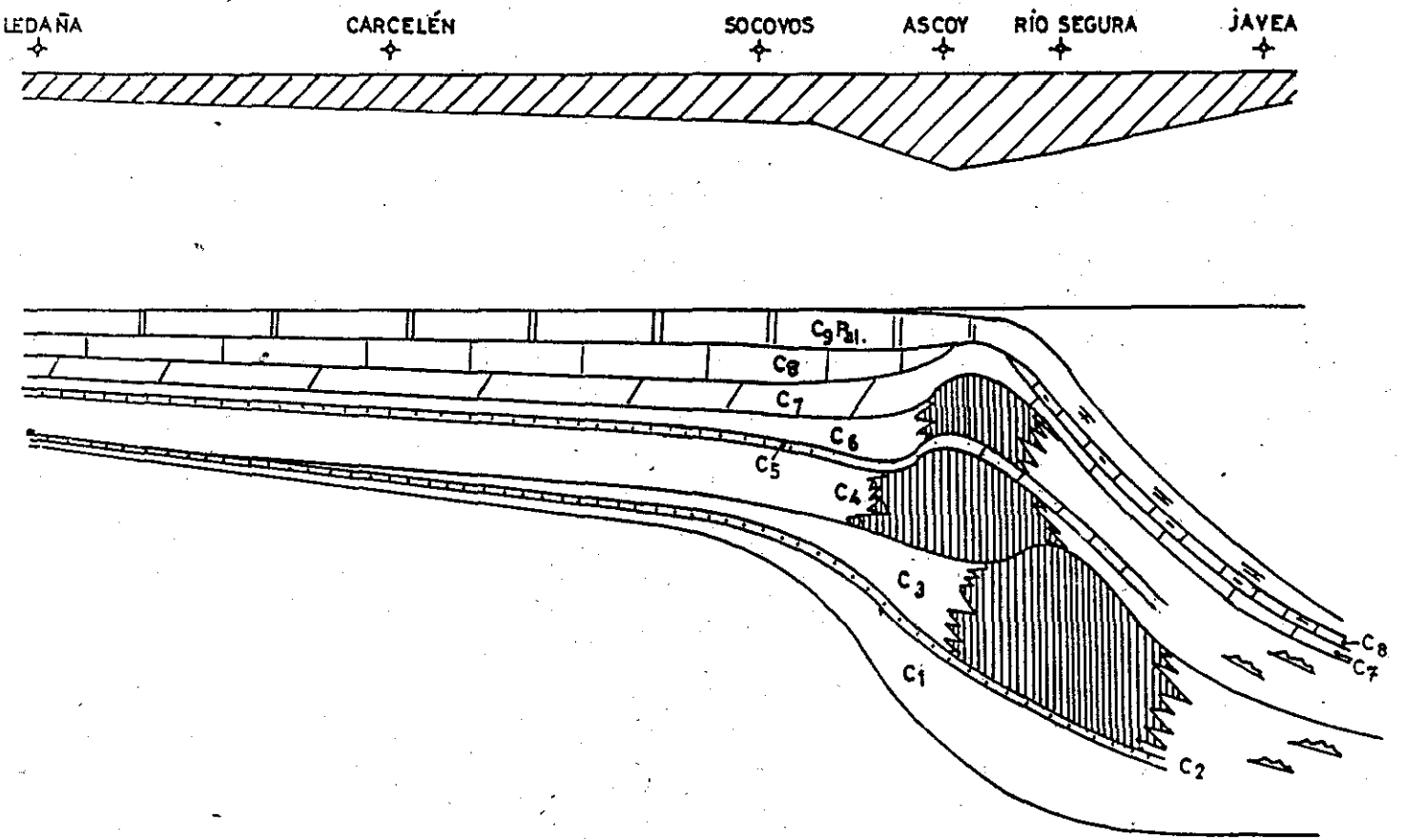
Hipótesis: EMERSIÓN

Fig - 85



C_g^2 Pal. Senonense-2
C_8. Senonense-1
C_7. Cenomanense-Turonense

CRETÁCICO
FRANJA ANÓMALA
Hipótesis: EROSIÓN
Fig-86



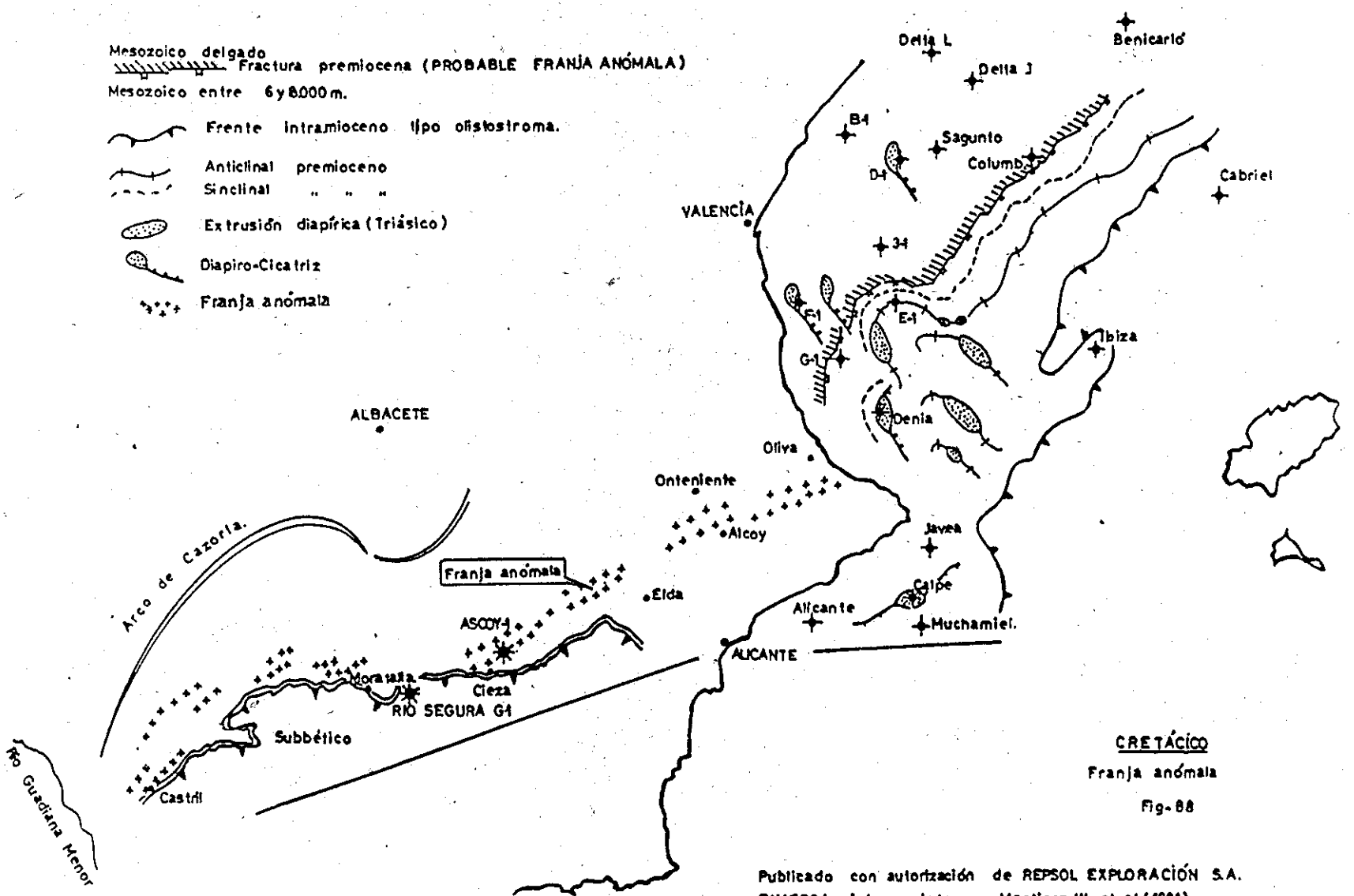
1 Plataforma/cuenca. escala horizontal = vertical

2 " " escala 1:10 (RESTITUCIÓN SEDIMENTARIA)

CRETÁCICO

FRANJA ANÓMALA

Fig-87

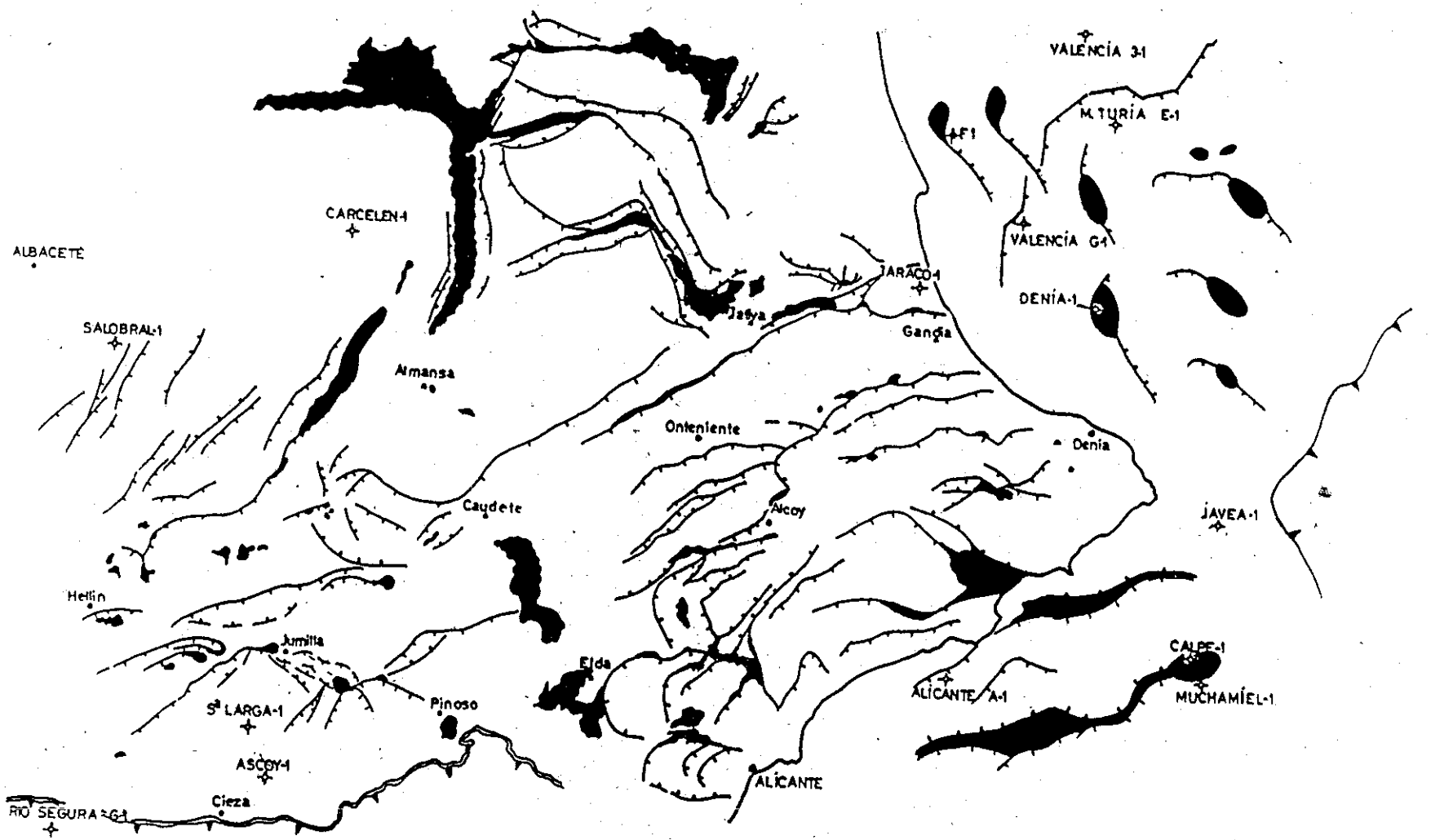


CRETÁCICO

Franja anómala

Fig-88

Publicado con autorización de REPSOL EXPLORACIÓN S.A.
E.N.I.E.P.S.A. Informes internos .Martinez,W. et al (1981)



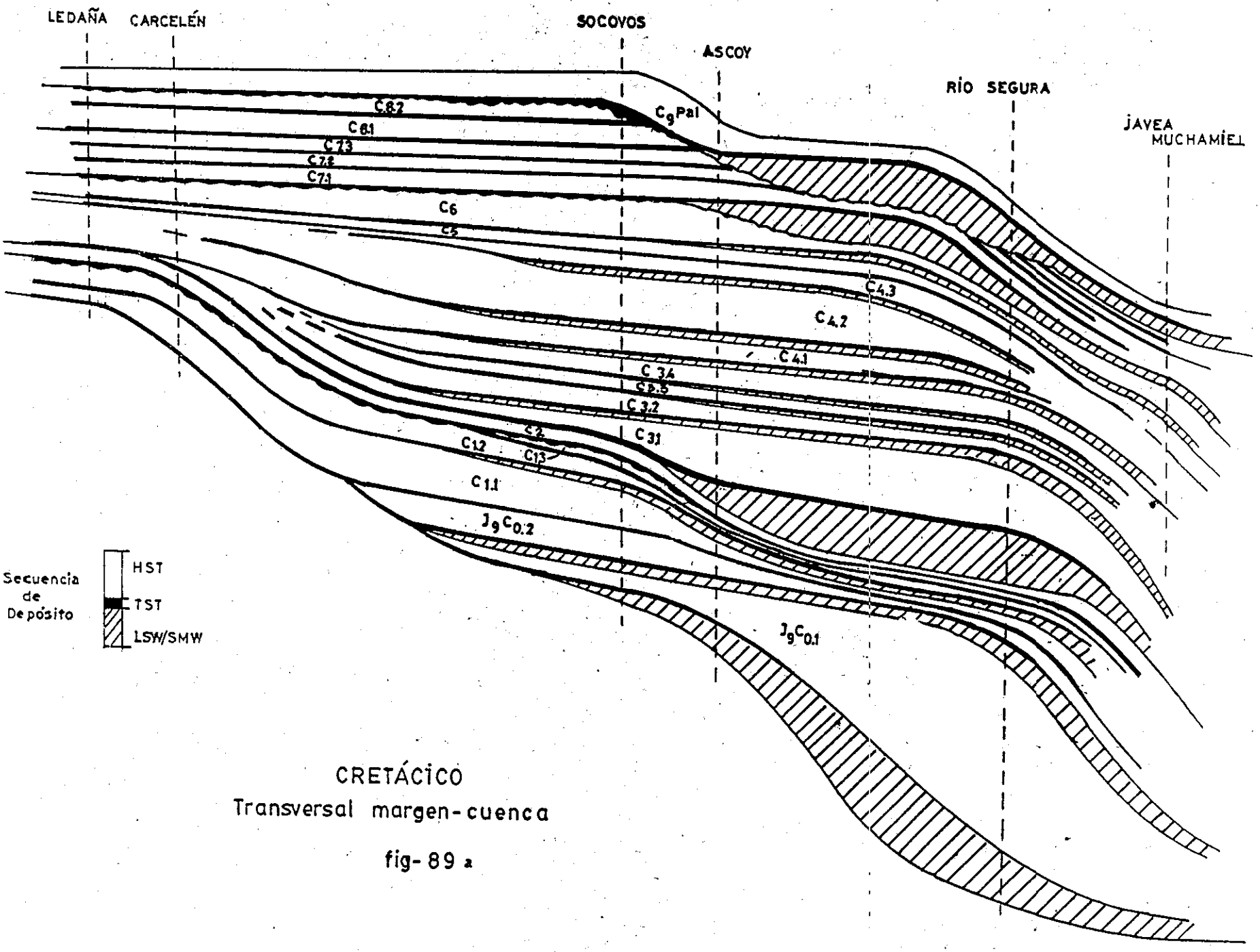
Diapiros y cicatrices (Keuper aflorando)

Fallas sinsedimentarias meso. y cenozoicas

CRETÁCICO

Principales fallas sinsedimentarias

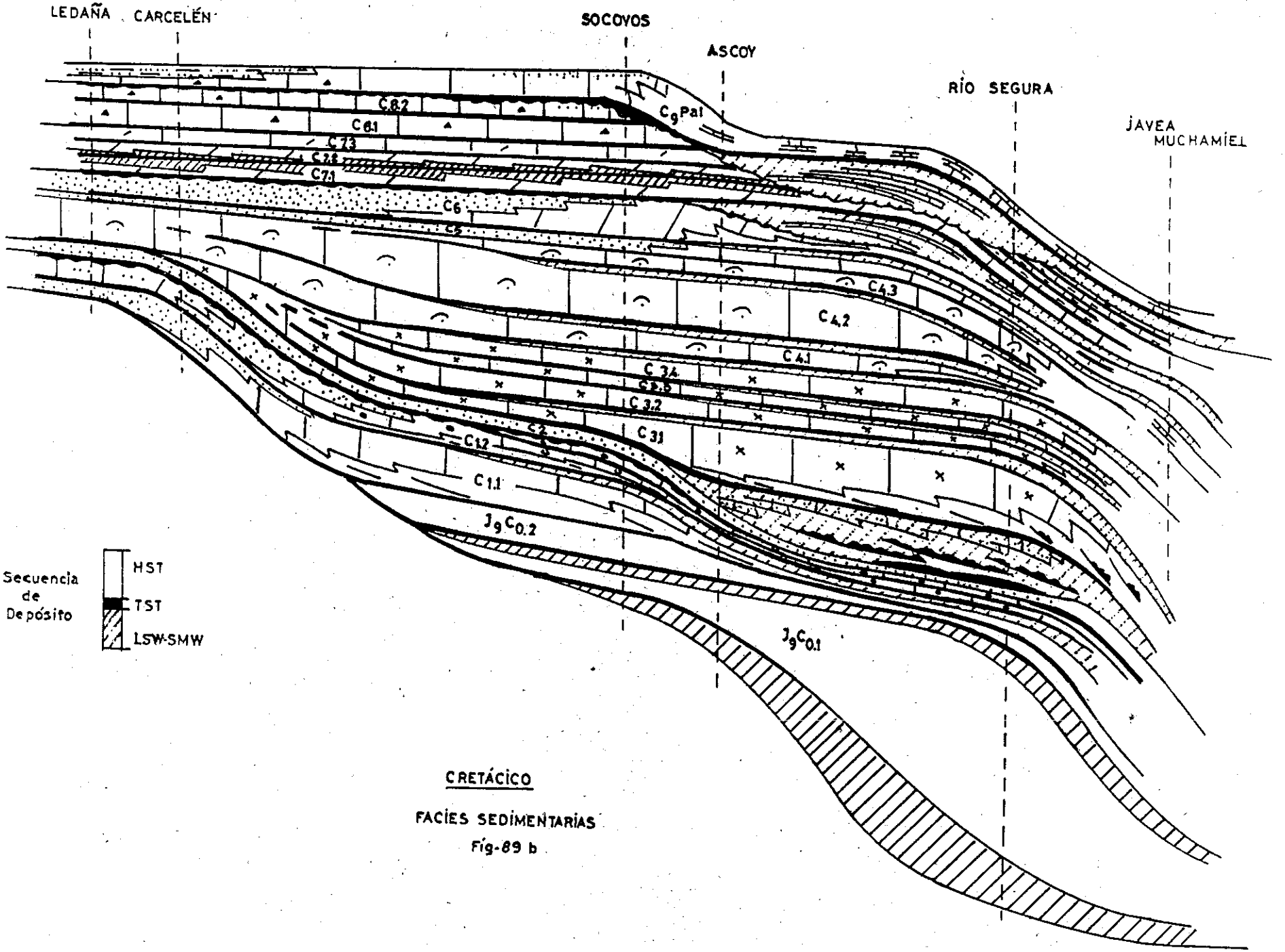
Fig-90



CRETÁCICO

Transversal margen-cuenca

fig- 89 a



CRETÁCICO

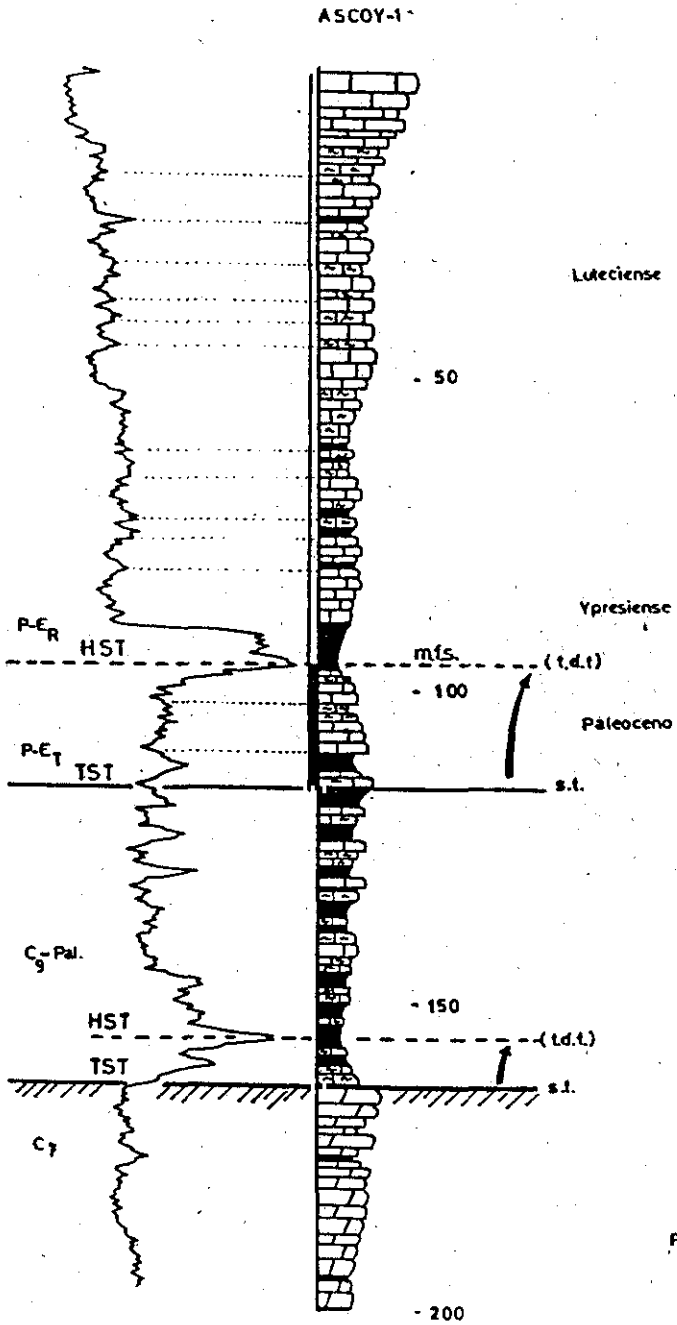
FACIES SEDIMENTARIAS

Fig-89 b

OBSERVACIONES CON UN SOLO POZO

- Transversal Ascoy - Río Segura G-1.
- Sondeo Javea-1

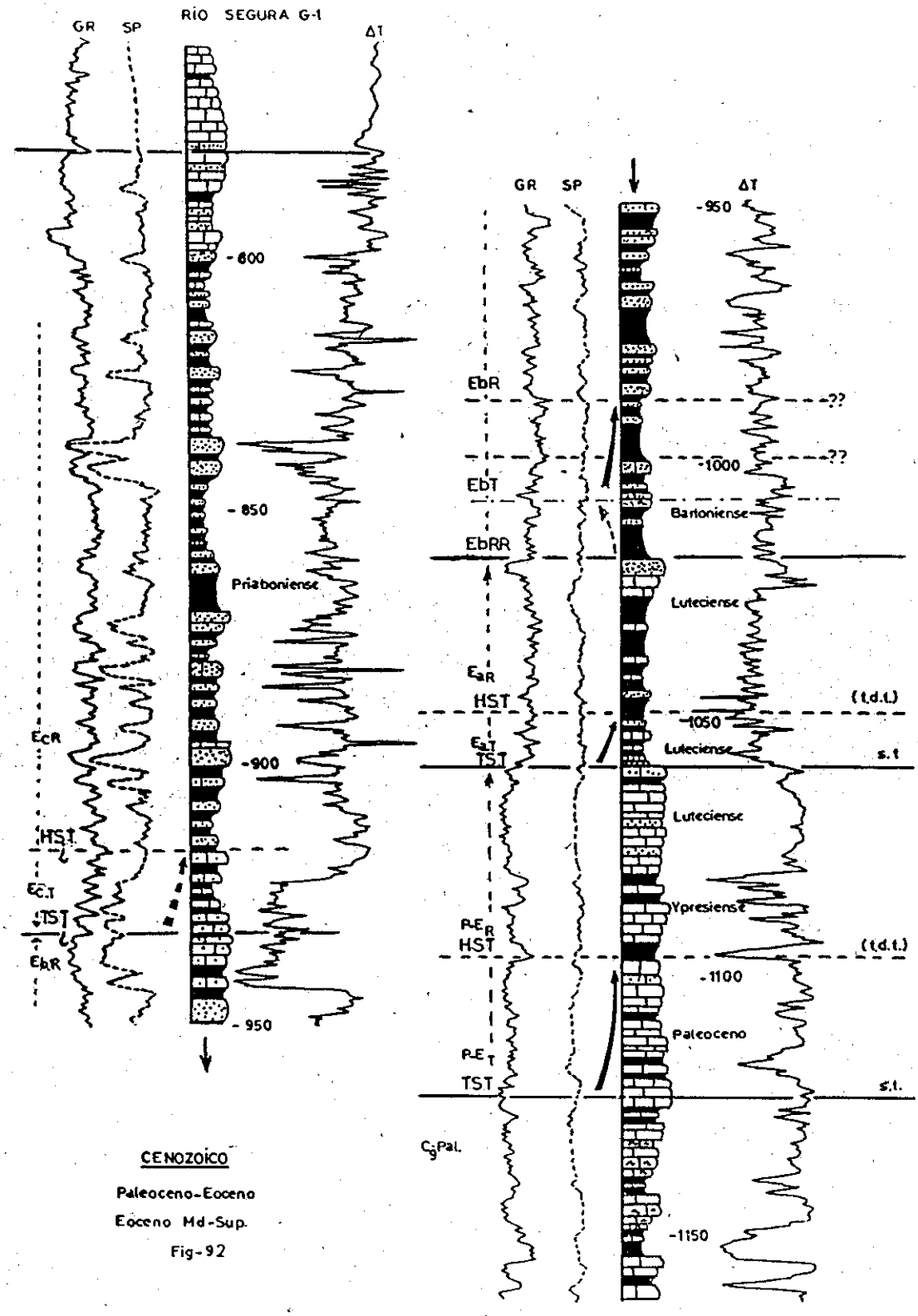
Figuras 91 a 96



CENOZOICO

Paleoceno – Eoceno

Fig-91

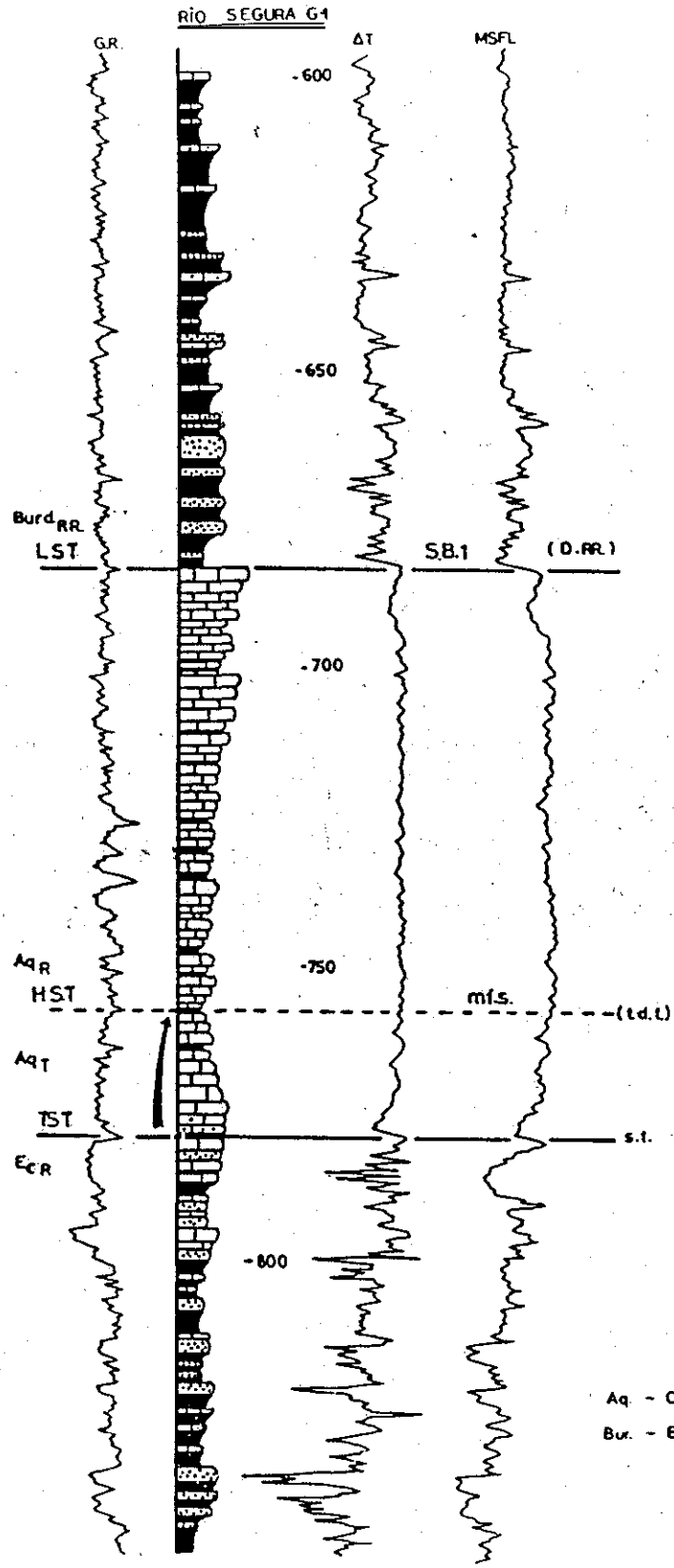


CENOZOICO

Paleoceno-Eoceno

Eoceno Md-Sup.

Fig-92

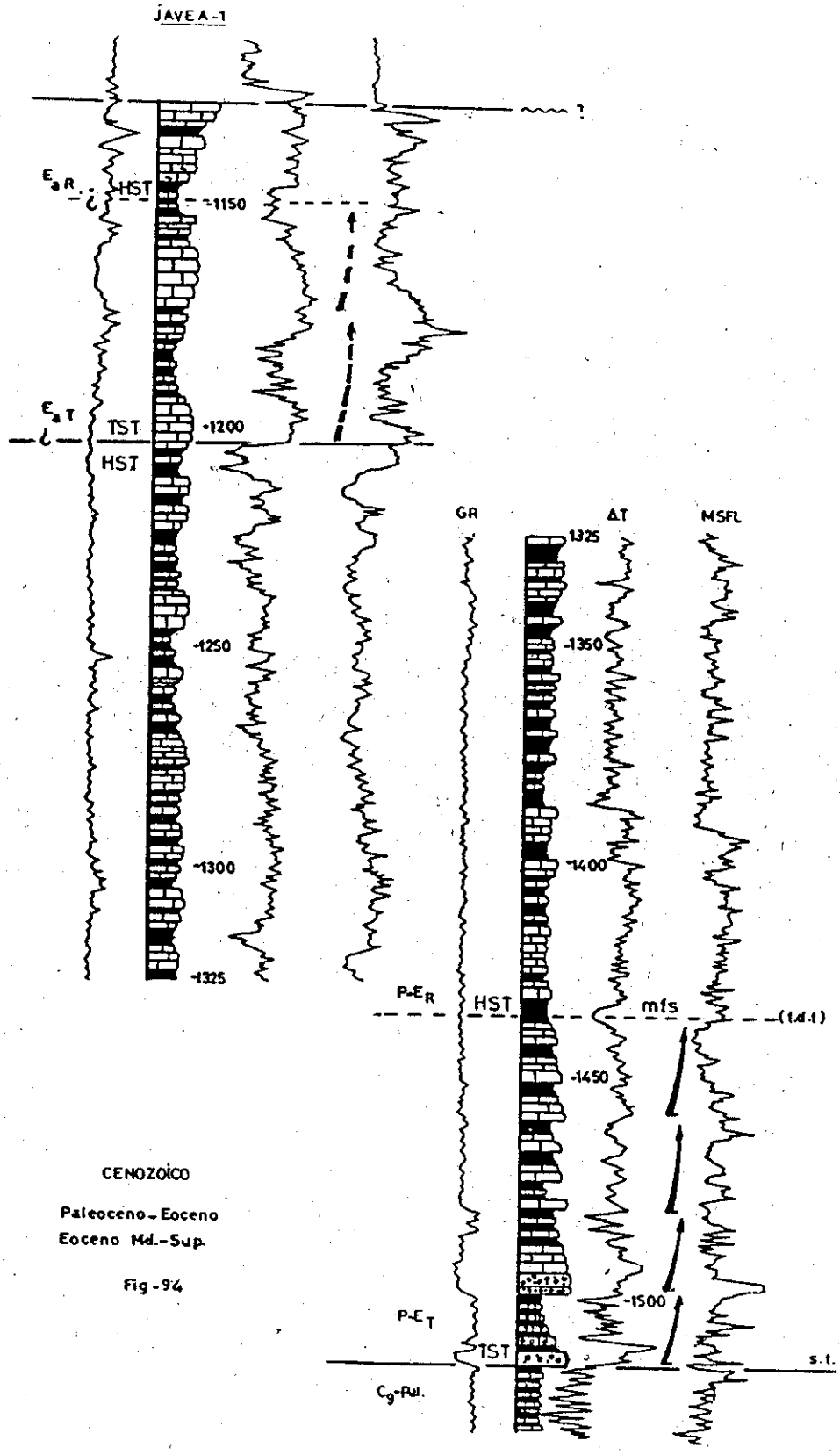


CENOZOICO

Aq. - Caliza de Algas y Amphistegínas

Bur. - Burdigaliense

Fig-93

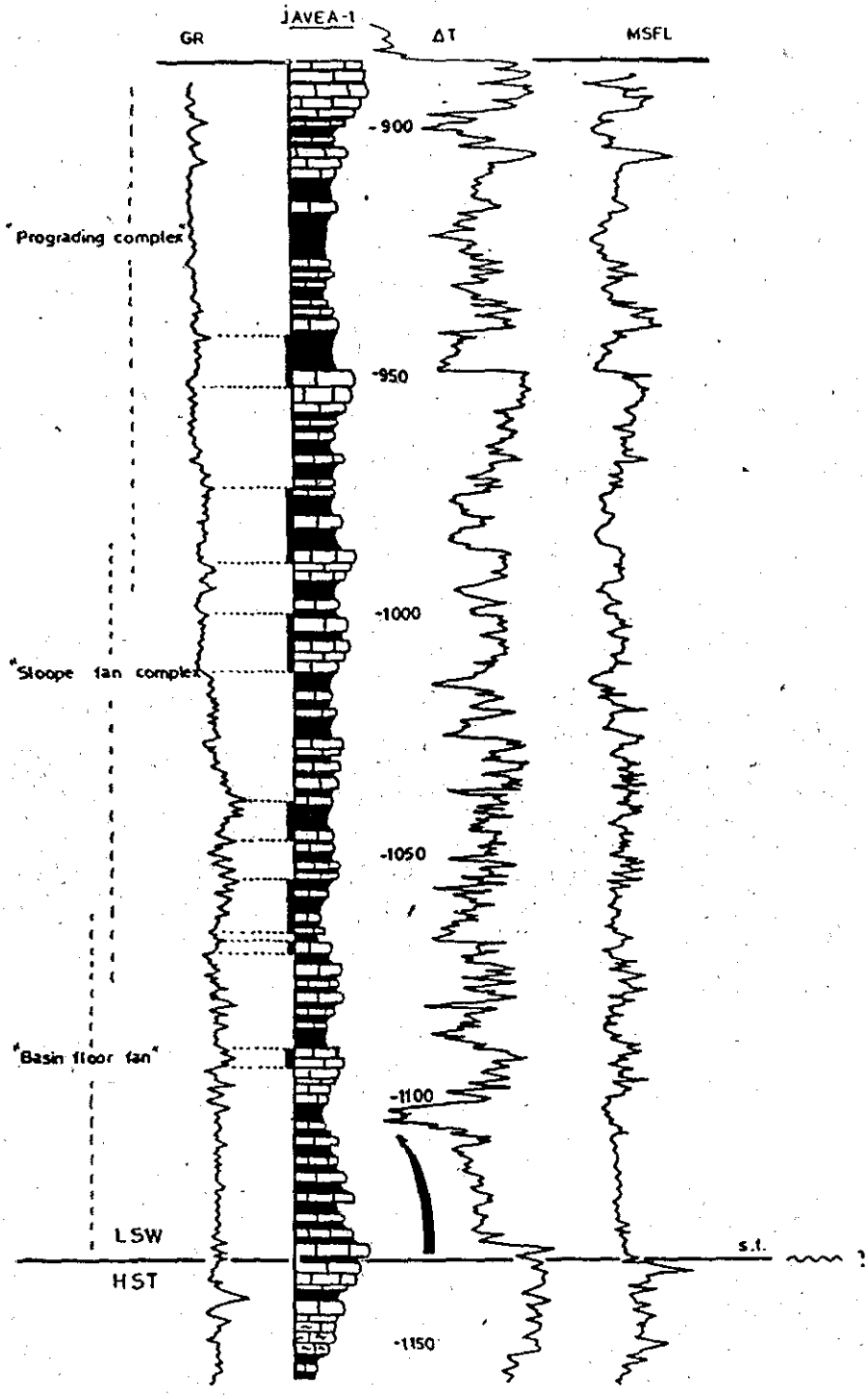


CENOZOICO

Paleoceno-Eoceno

Eoceno Md.-Sup.

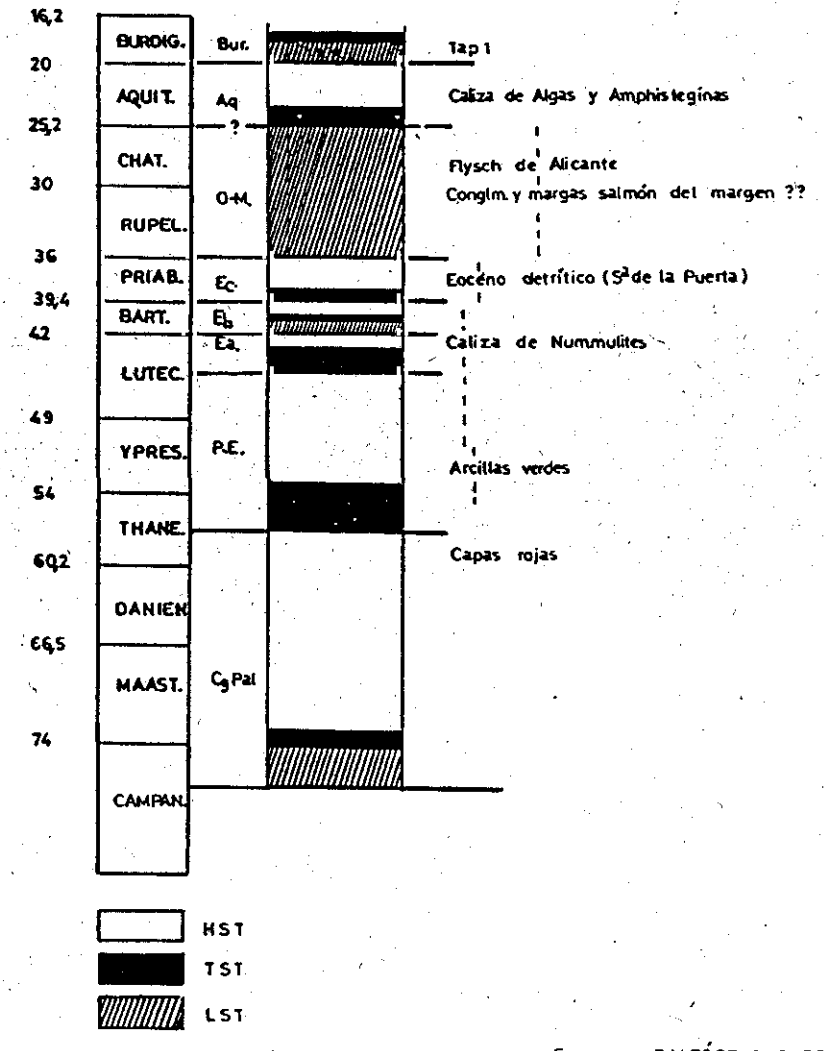
Fig - 94



CENOZOICO

Oligoceno - Mioceno Inf.

Fig - 95



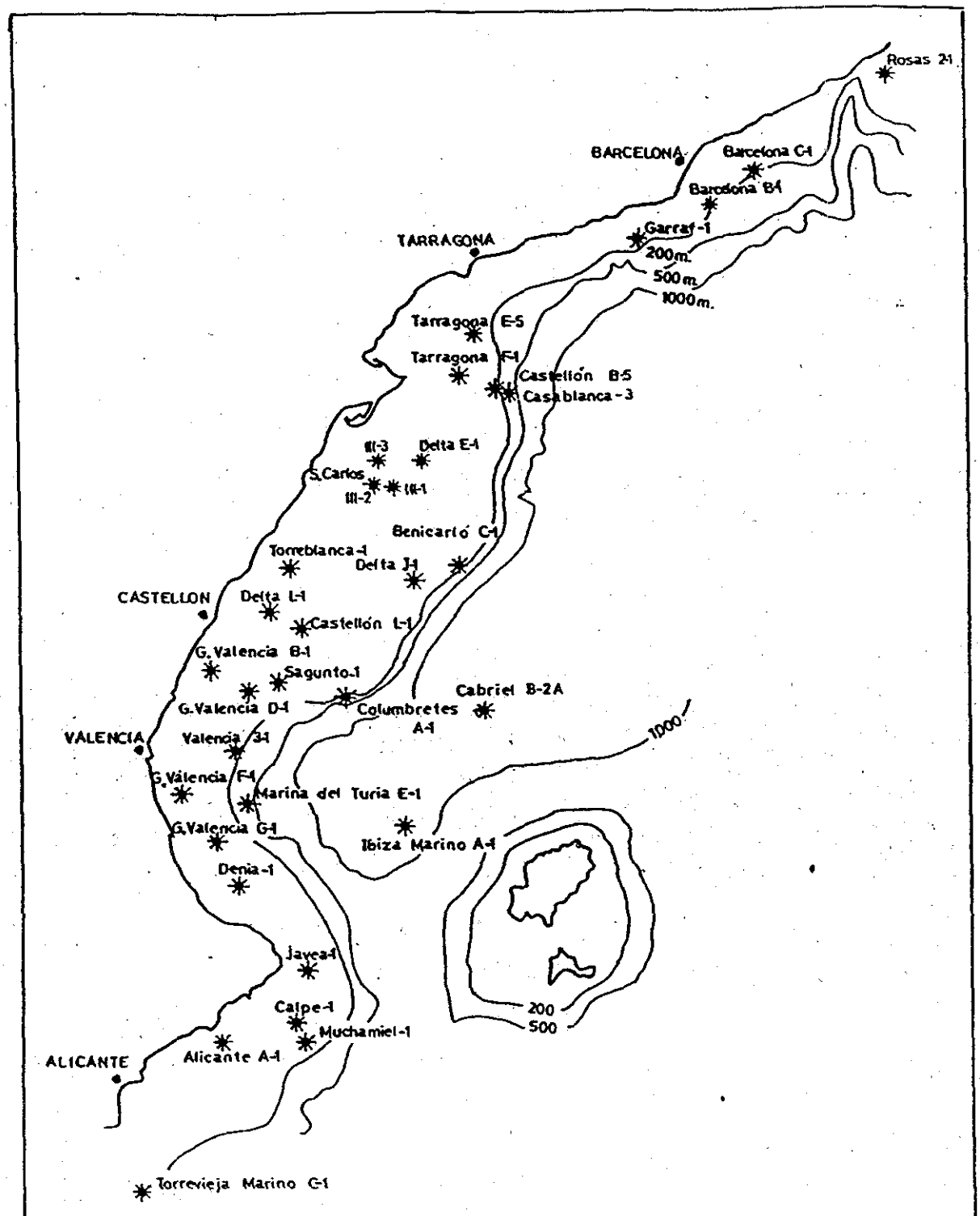
Esquema : PALEÓGENO PREBÉTICO

Fig-96

NEÓGENO DEL GOLFO DE VALENCIA

- Secuencias de Depósito.
- Brecha de Alcanar.
- Grupo Alcanar.
  - Secuencias M_1, M_2, M_3 y M_4.
  - Sísmica y sondeo.
  - Tectónica y sedimentación.
- Grupo Castellón.
  - Secuencias M_5, M_6 y M_7.
- Grupo Ebro
  - Secuencia M_8P_1.
  - La crisis Messiniense.
- Modelo estratigráfico

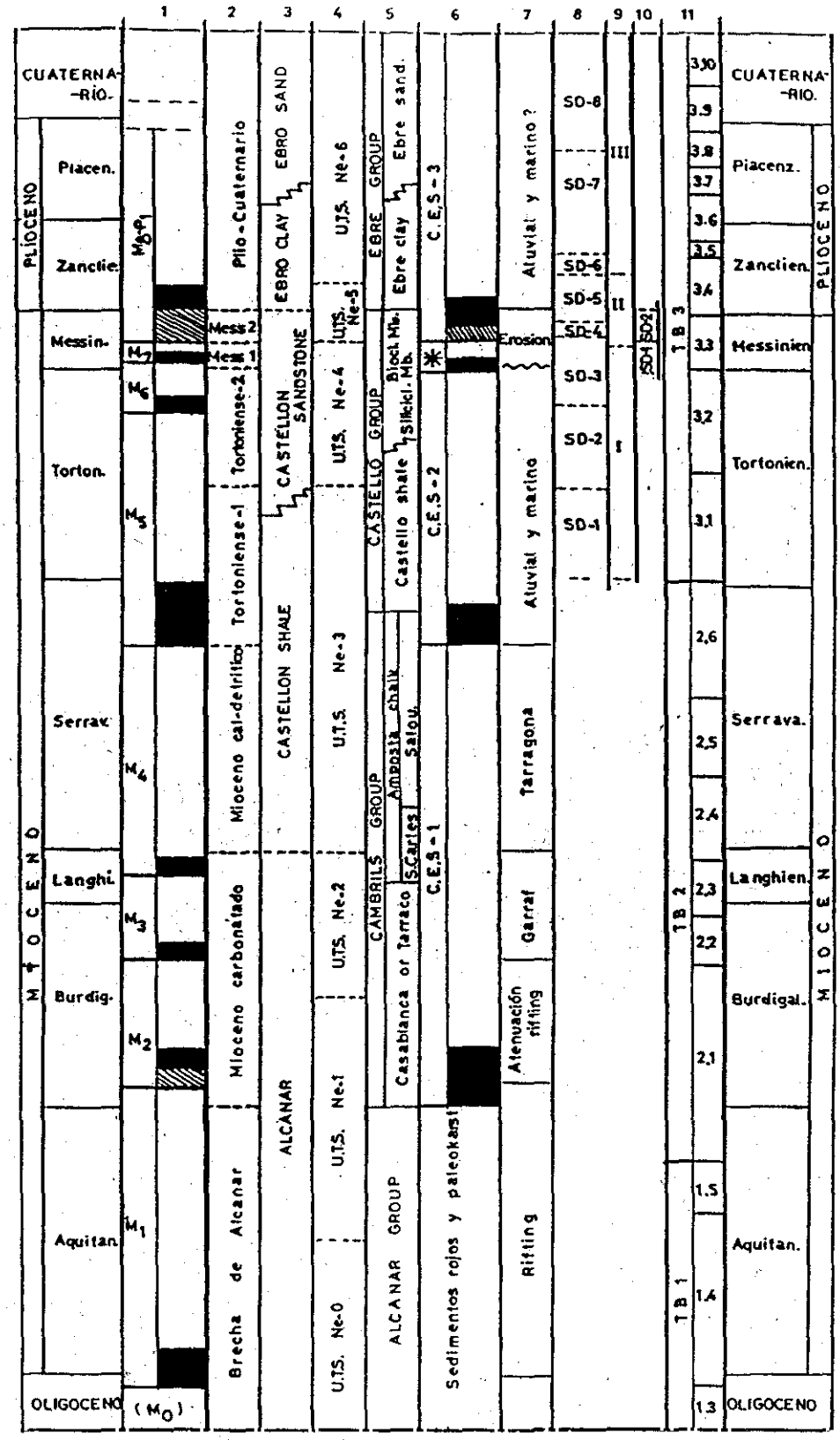
Figuras 100 a 154



NEÓGENO

Sondeos interpretados

Fig-101



HST
TST
LST

NEÓGENO

Esquema bibliográfico

Fig-100

1. Trabajo en descripción. 2. Martinez W.(1978) 3. Garcia Siñeriz B. et al(1979) 4. Abeger J.A. y Garrido A.y Leret G.y Martinez W.y Soler R (Mediterraneo, Beticas y Mar Menor // Salamanca 1980 y 1983) 5. Clavell E.(1991) 6. Martinez W. et al(1991) 7. Agusti J. et al(1991) 8. Pascual Molina A. (1991) 9. Estevez A. et al(1991) 10. Calvet F. et al(1991) 11. B.U.Haq et al(1987)

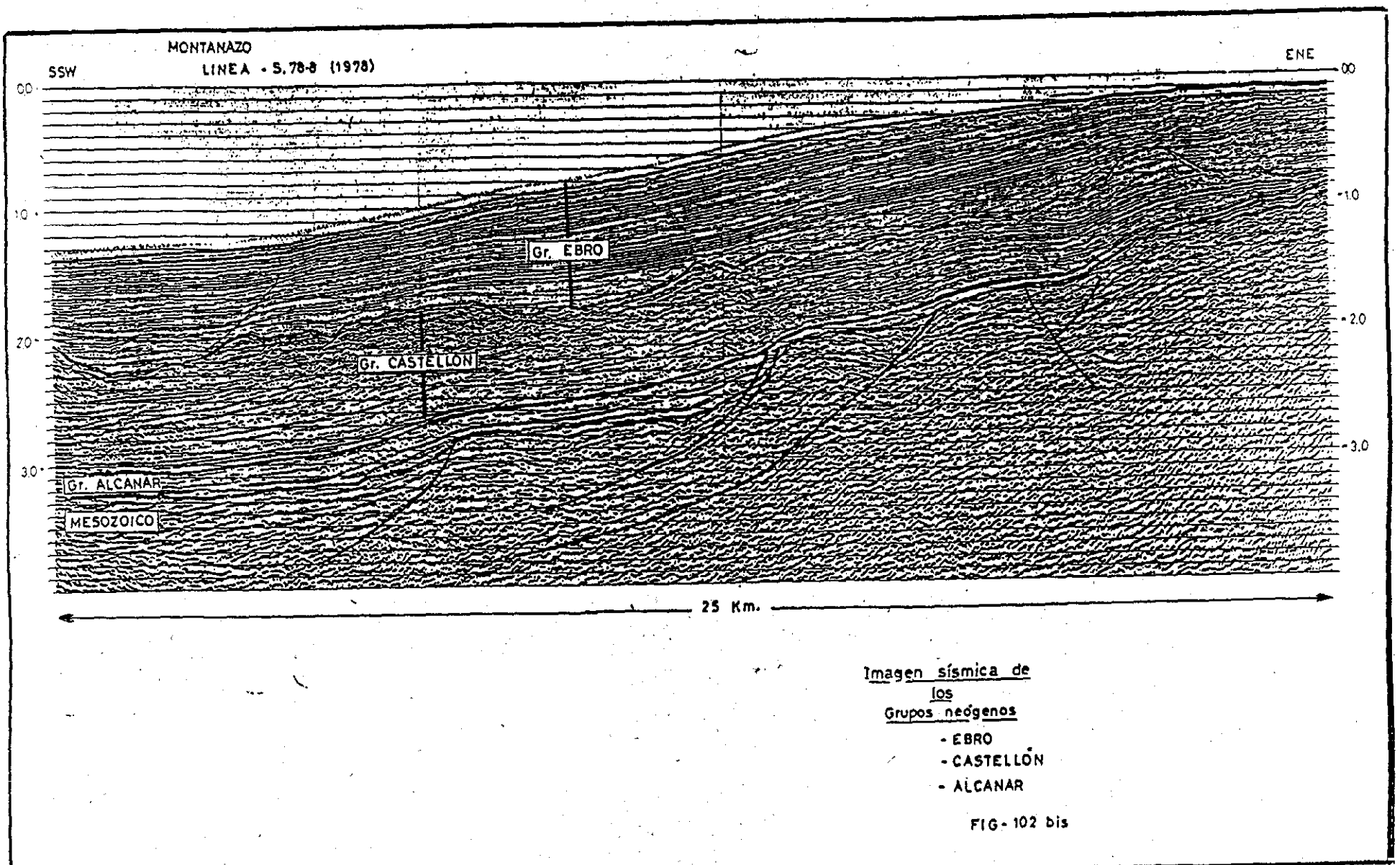
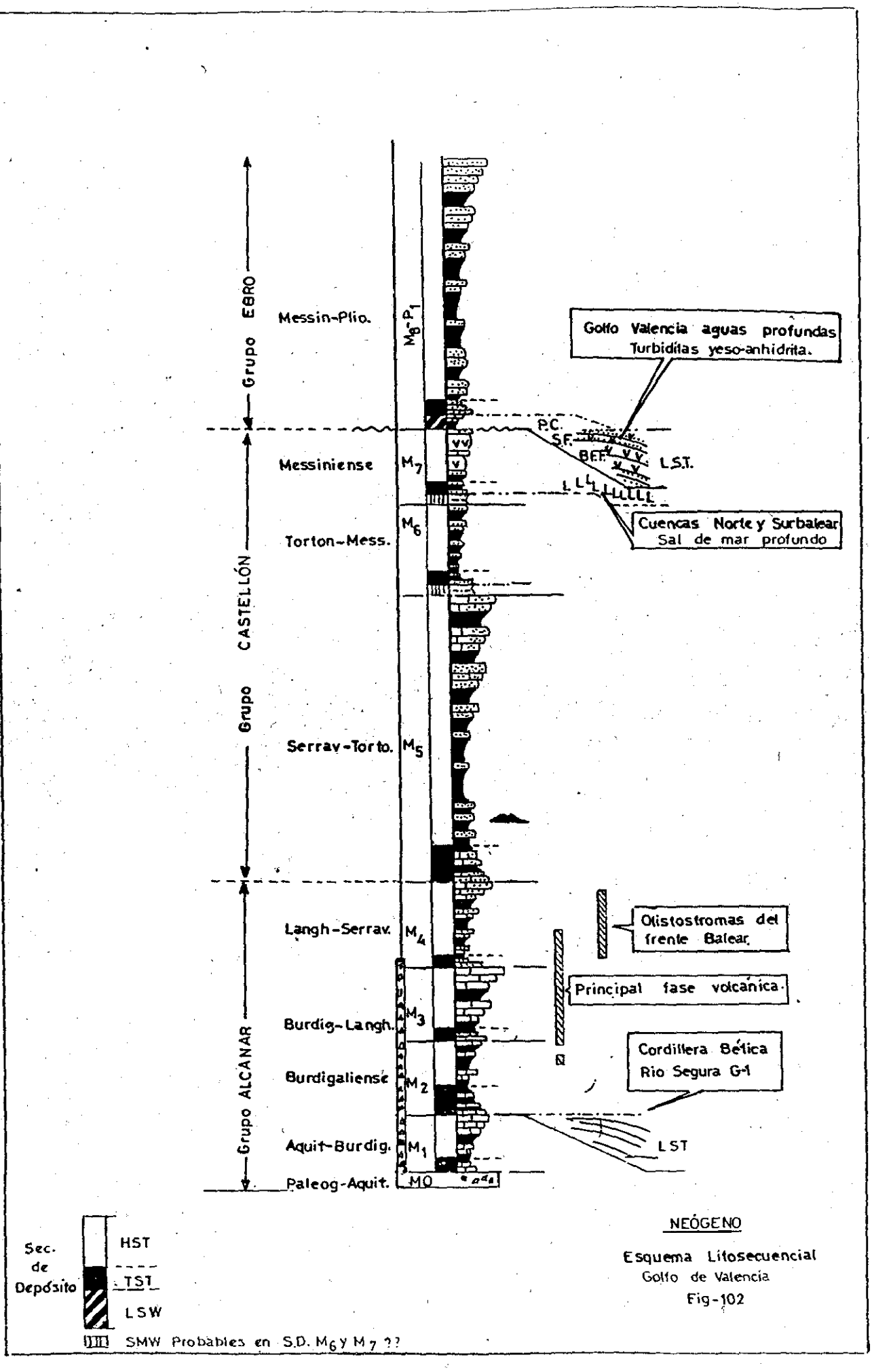


Imagen sísmica de
los
Grupos neógenos

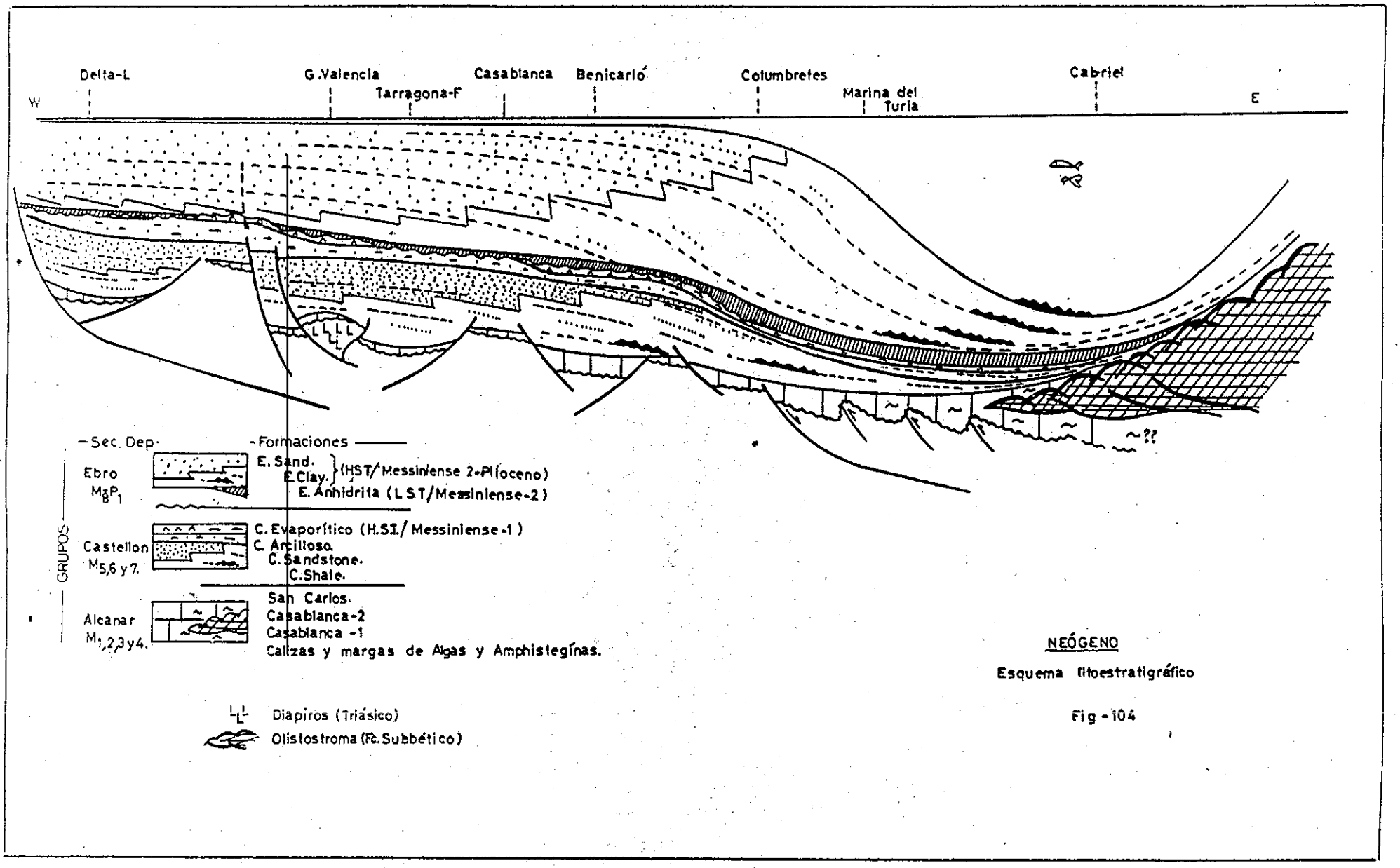
- EBRO
- CASTELLÓN
- ALCANAR

FIG - 102 bis



NEÓGENO

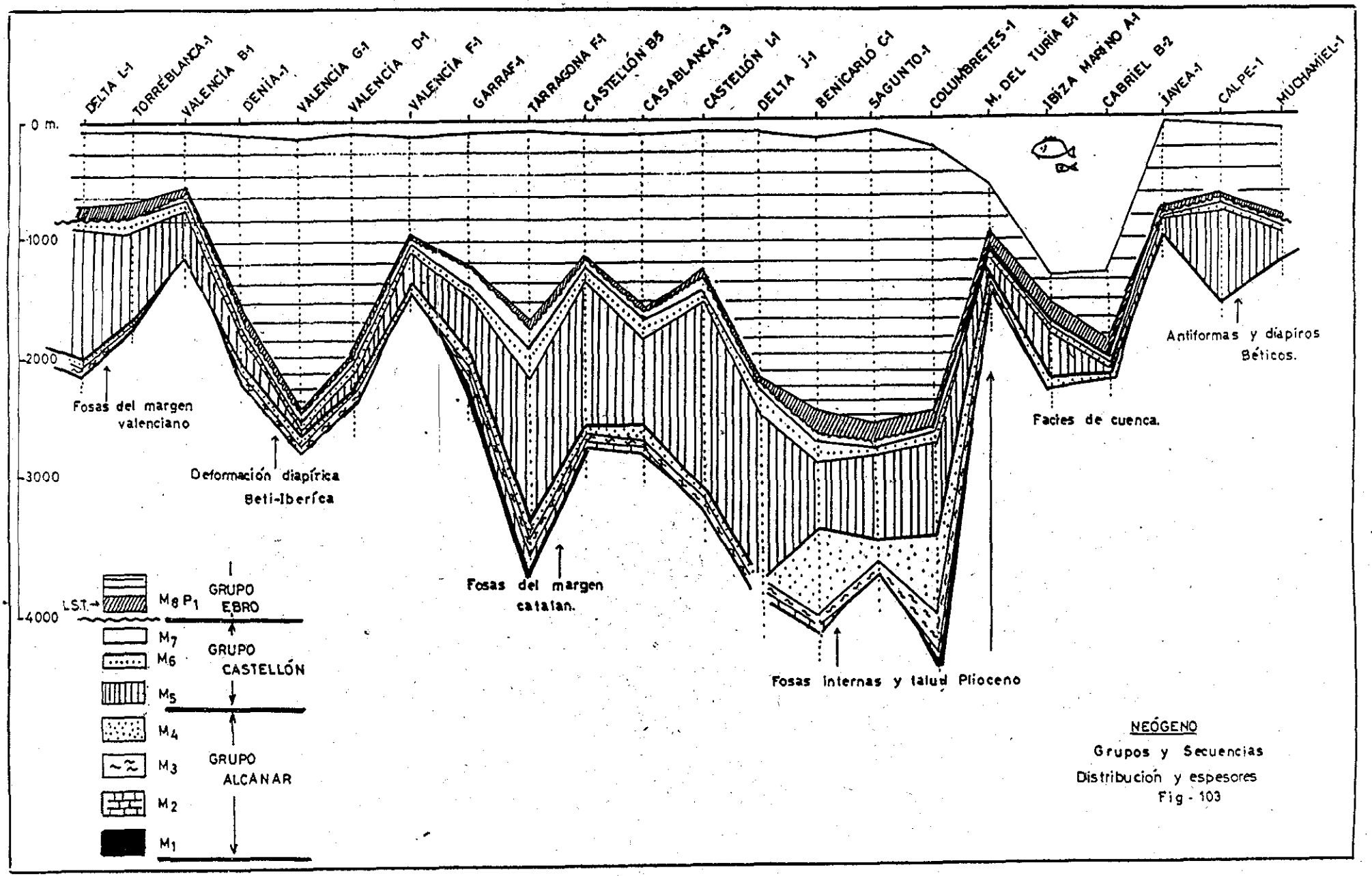
Esquema Litosecuencial
Golfo de Valencia
Fig-102



NEÓGENO

Esquema litoestratigráfico

Fig - 104

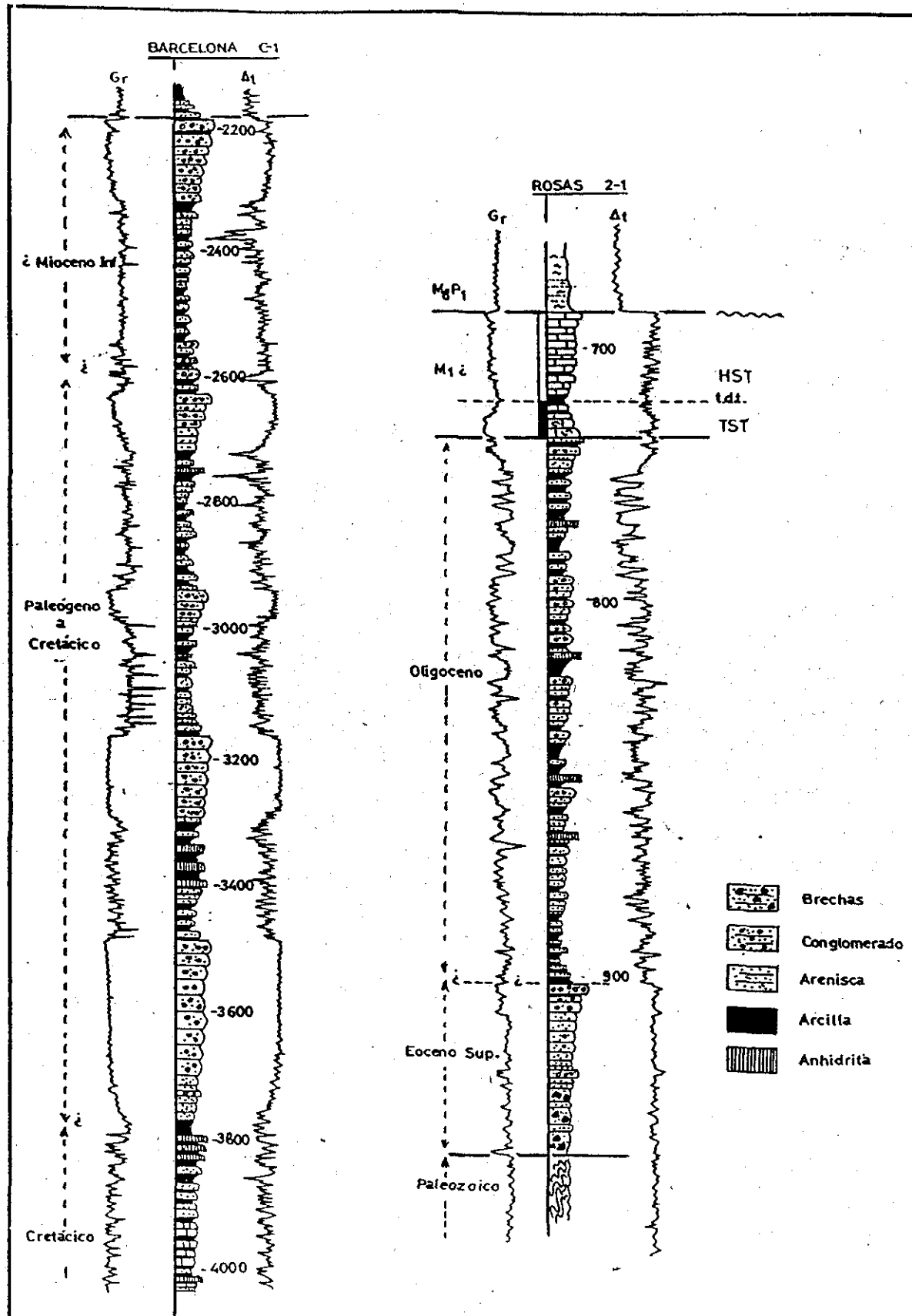


NEÓGENO

Grupos y Secuencias

Distribución y espesores

Fig - 103



PALEÓGENO

Sedimentos rojos
Facies molasa

Fig-106

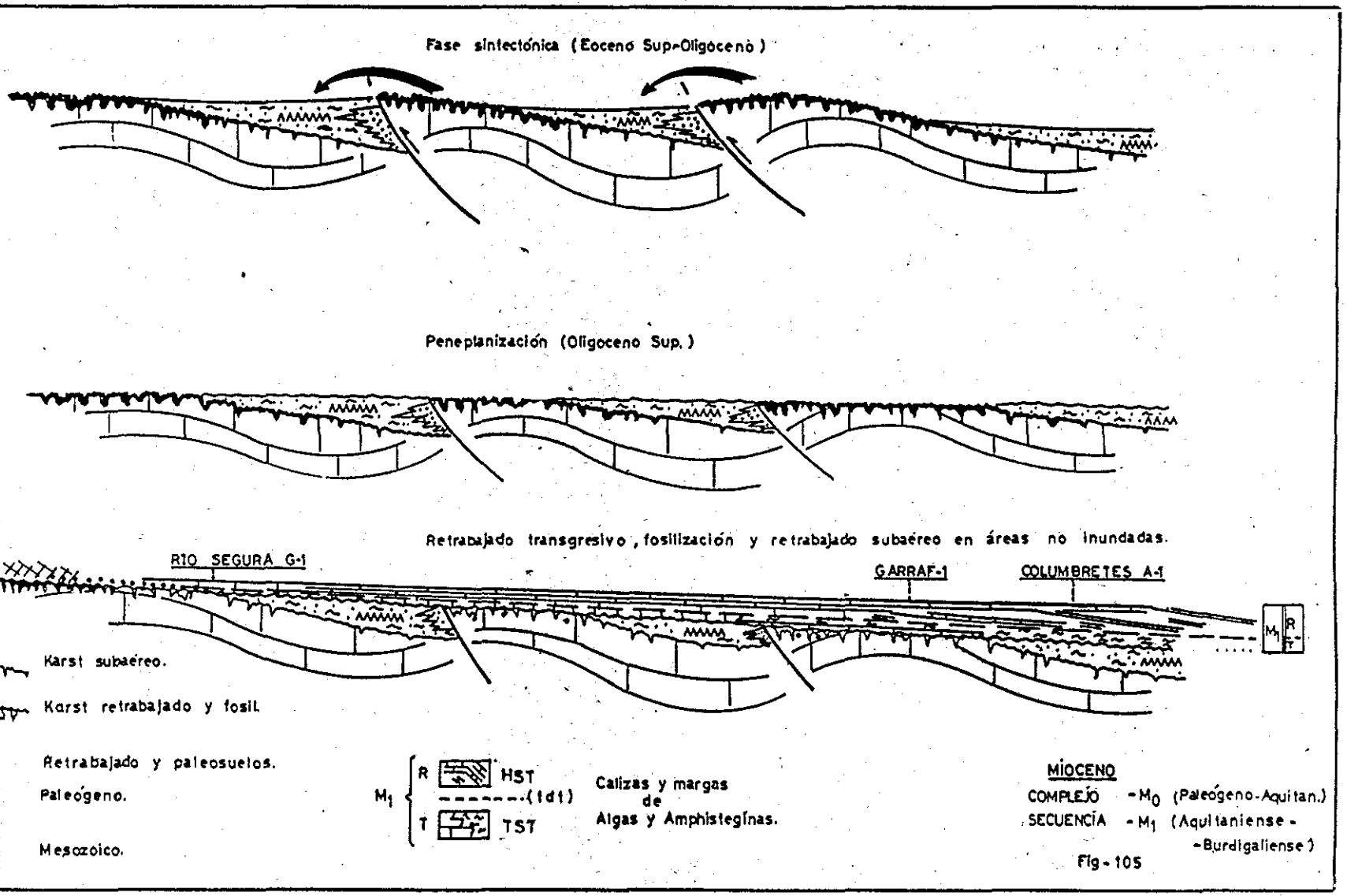

Fase sintectónica (Eoceno Sup-Oligoceno)
Peneplanización (Oligoceno Sup.)
Retrabajado transgresivo, fosilización y retrabajado subaéreo en áreas no inundadas.
RIO SEGURA G-1
GARRAF-1
COLUMBRETES A-1
ALCANAR ss. (M0)
Karst subaéreo.
Karst retrabajado y fosil.
Retrabajado y paleosuelos.
Paleógeno.
Mesozoico.
M1
R
HST
(tdt)
T
TST
Calizas y margas de Algas y Amphistegínas.
MIOCENO
COMPLEJO - M0 (Paleógeno-Aquitan.)
SECUENCIA - M1 (Aquitaniense - Burdigaliense)

Fig - 105

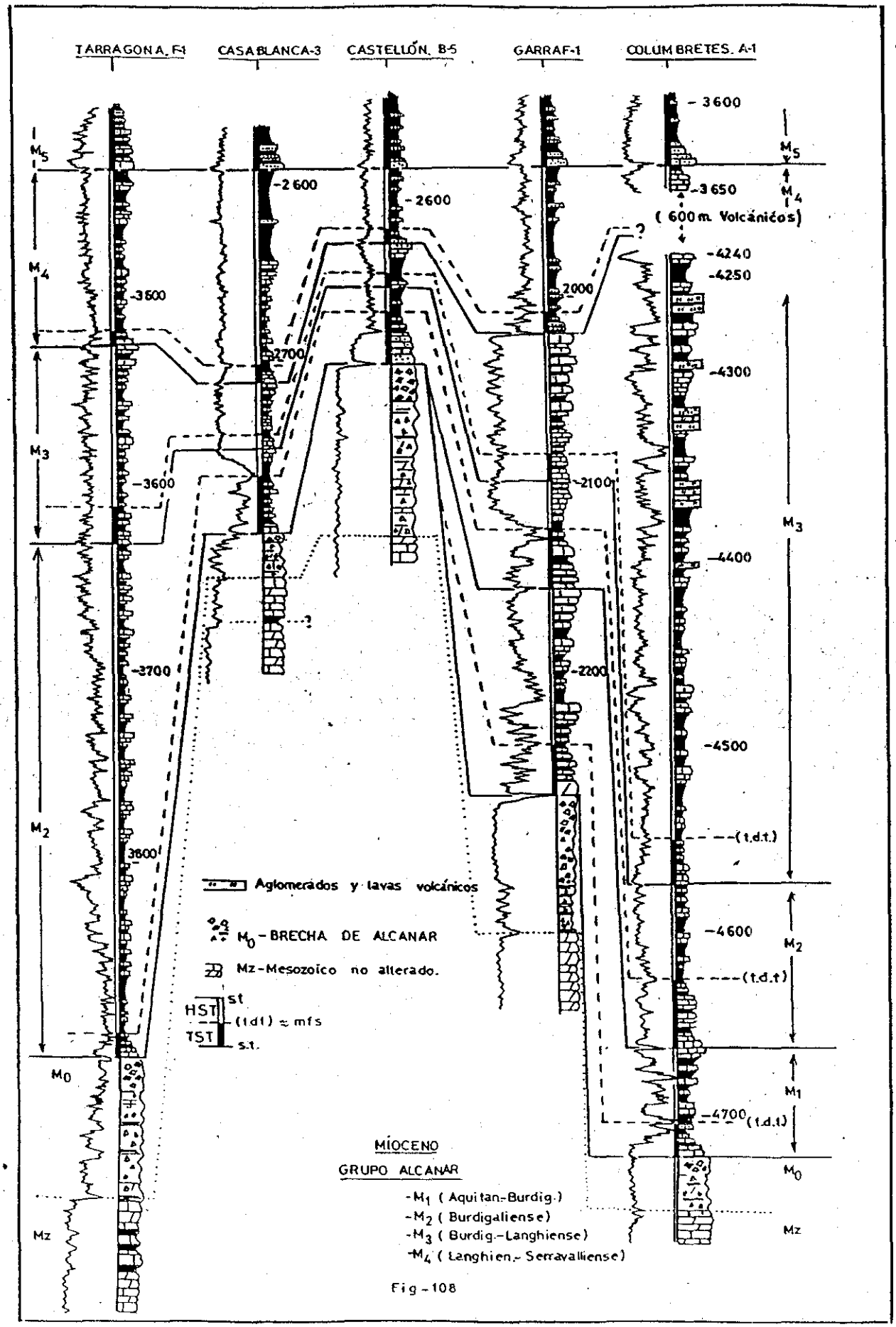
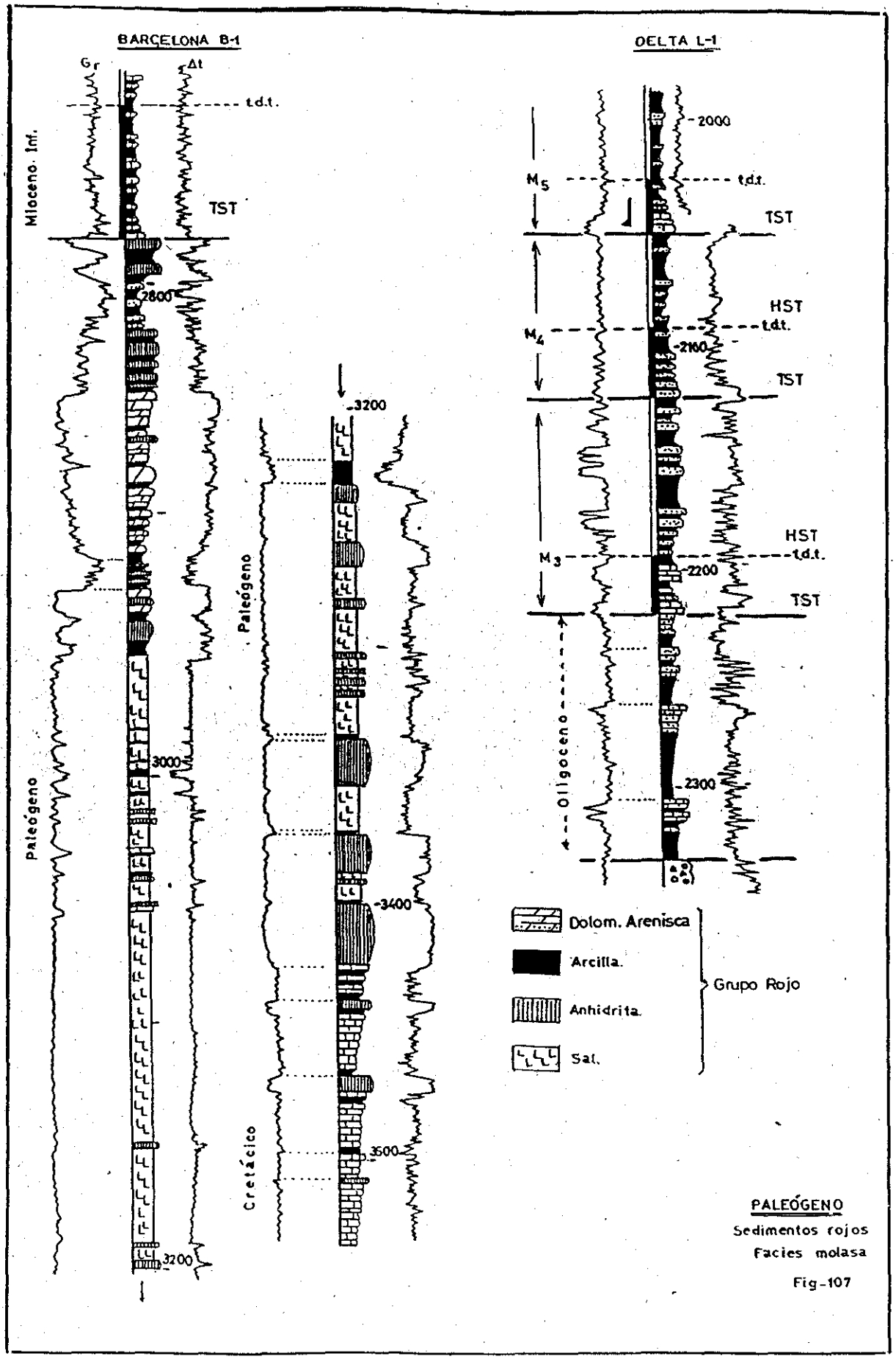
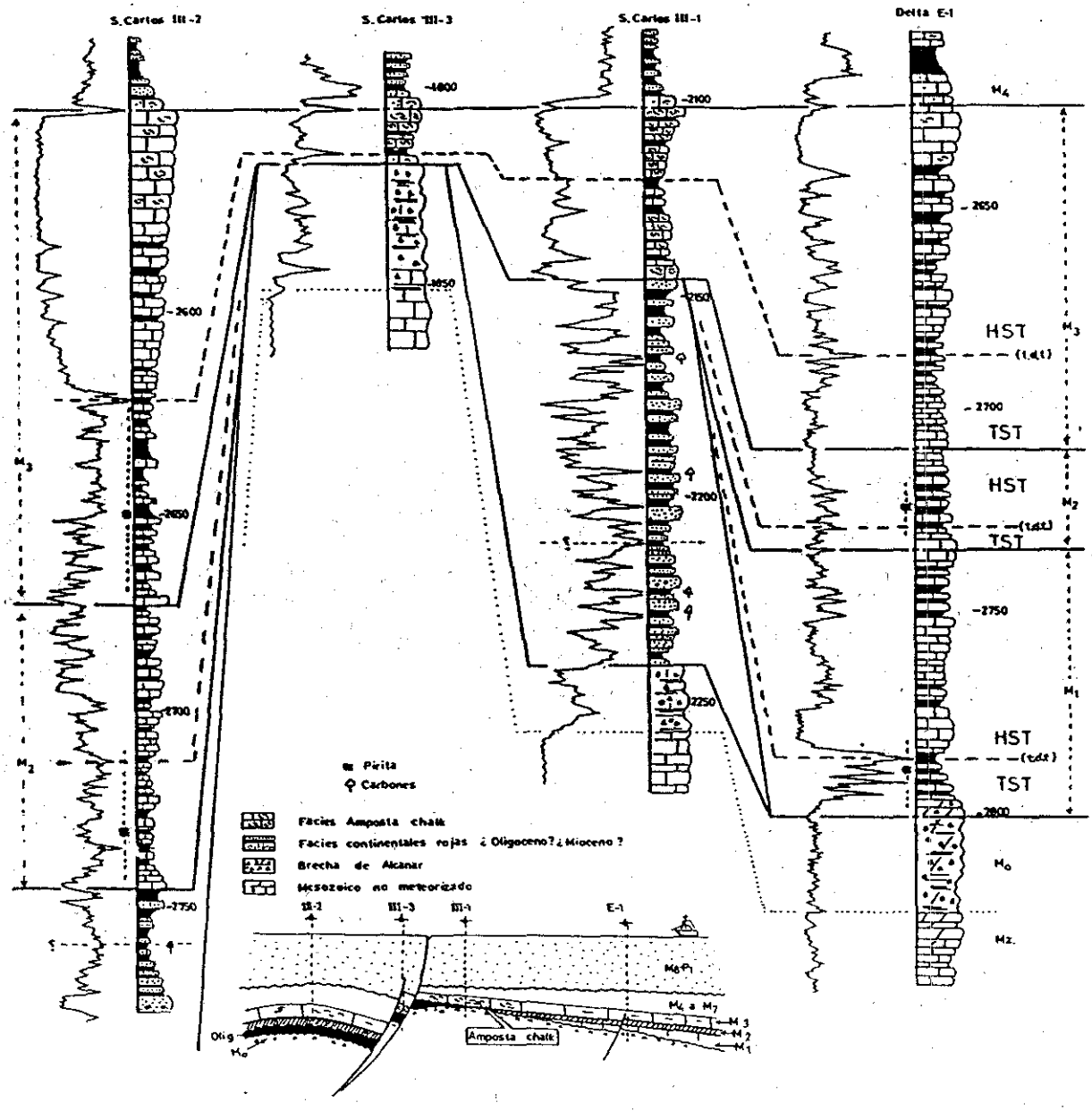

TARRAGONA. F-1
CASABLANCA-3
CASTELLÓN. B-5
GARRAF-1
COLUMBRETES. A-1
M5
M4
M3
M2
M0
Mz
-2600
-3600
-2700
-3700
-3600
-2600
-2000
-2100
-2200
-3600
-3650
(600 m. Volcánicos)
-4240
-4250
-4300
-4400
-4500
-4600
-4700
(t.d.t.)
Aglomerados y lavas volcánicos
M0 - BRECHA DE ALCANAR
Mz - Mesozoico no alterado.
HST
TST
st
(t.d.t) ≈ mfs
s.t.
MIOCENO
GRUPO ALCANAR
-M1 (Aquitan-Burdig.)
-M2 (Burdigaliense)
-M3 (Burdig.-Langhiense)
-M4 (Langhien.- Serravalliense)

Fig - 108



PALEÓGENO
Sedimentos rojos
Facies molasa

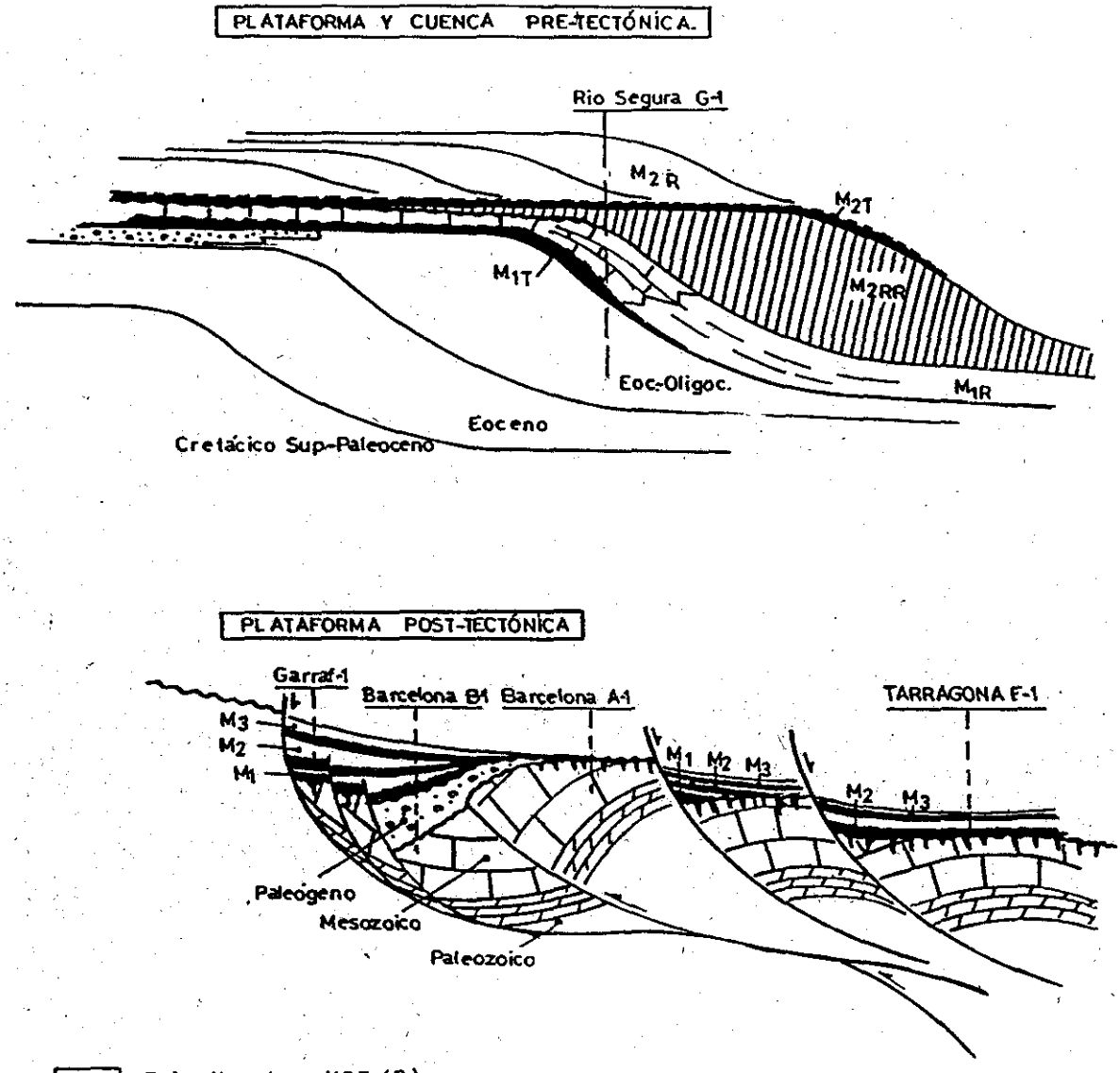
Fig-107



MIOCENO

Facies Amposta Chalk

Fig 110

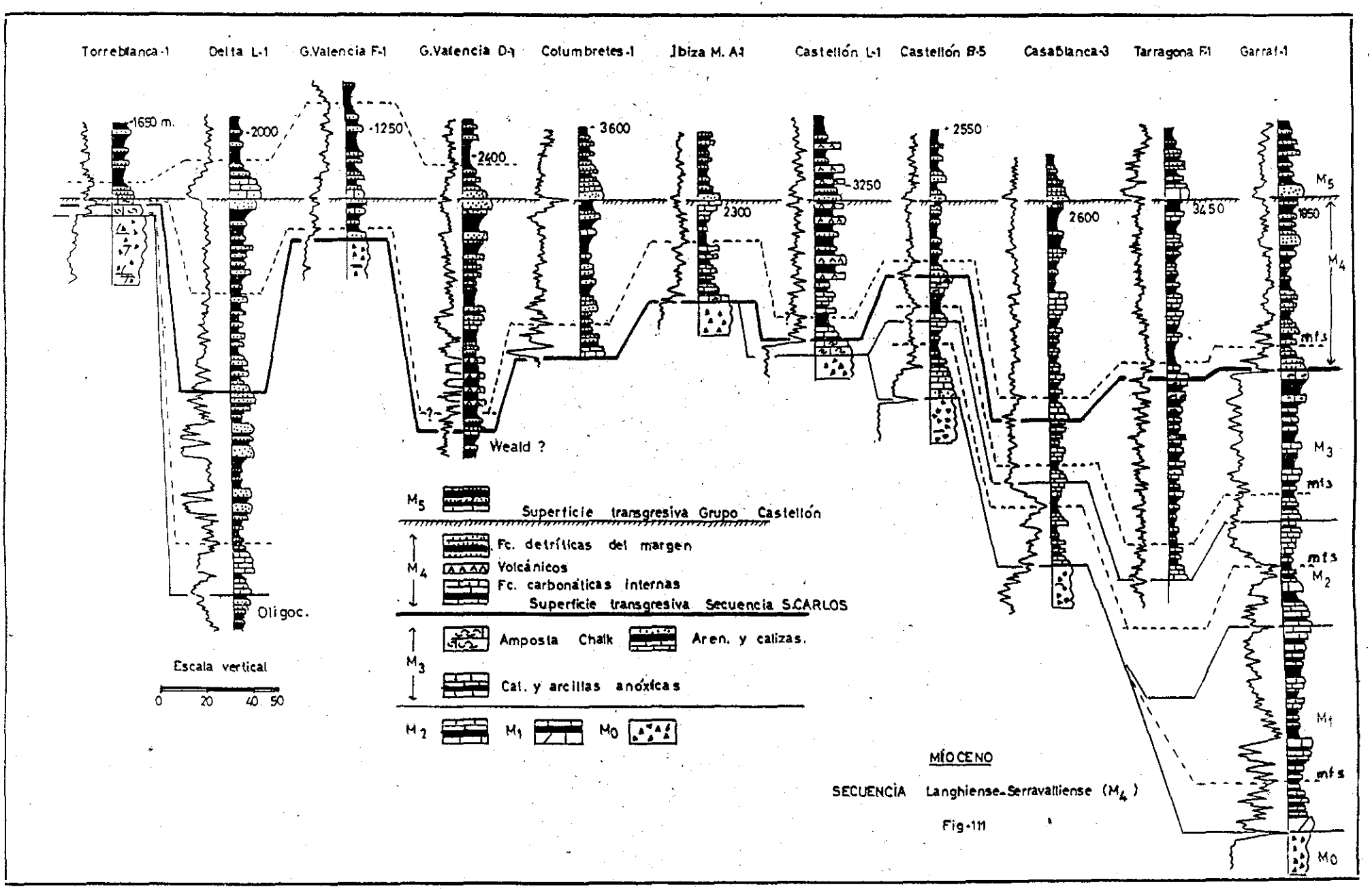


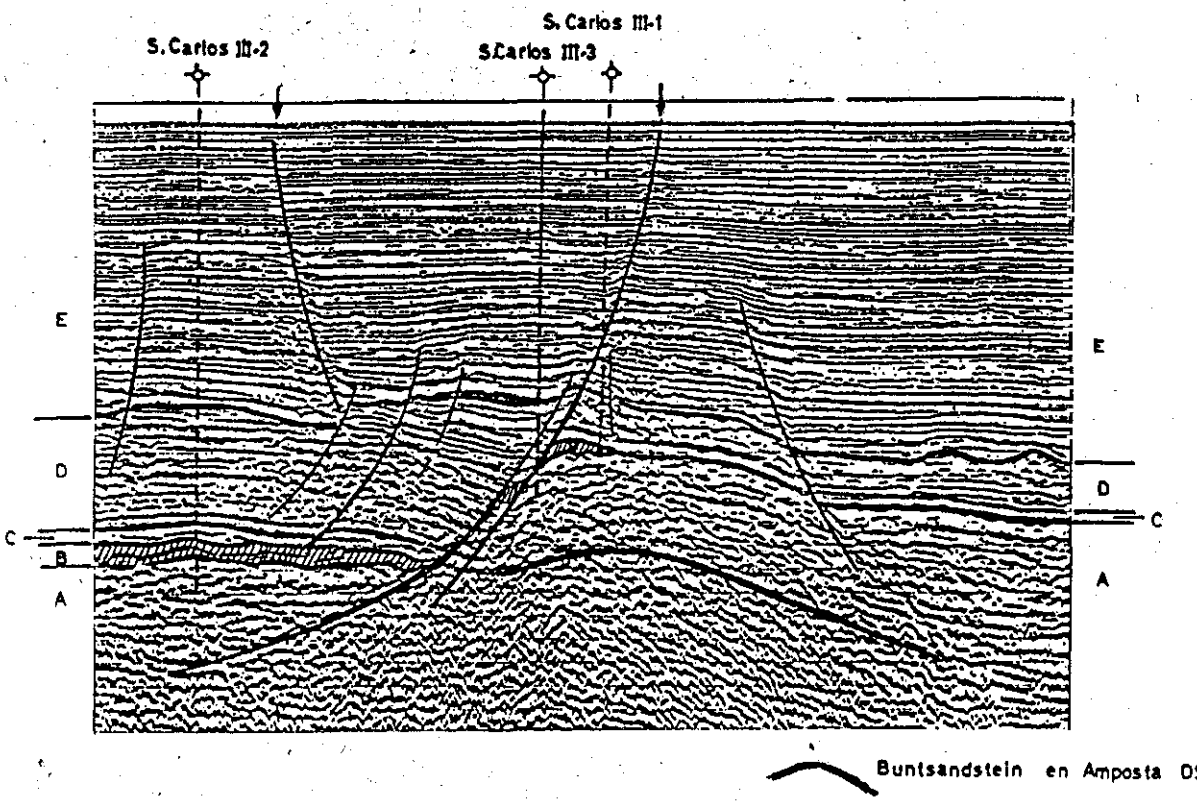
MIOCENO

Aquitaniense y Burdigaliense

(Bética/Costero Catalana)

Fig-109


Torreblanca-1
Delta L-1
G.Valencia F-1
G.Valencia D-1
Columbretes-1
Ibiza M. A-1
Castellón L-1
Castellón B-5
Casablanca-3
Tarragona F-1
Garraf-1
1650 m.
2000
1250
2400
3600
2300
3250
2550
2600
3450
1950
Weald ?
Oligoc.
M5
Superficie transgresiva Grupo Castellón
M4
Fc. detríticas del margen
Volcánicos
Fc. carbonáticas internas
Superficie transgresiva Secuencia S.CARLOS
M3
Amposta Chalk
Aren. y calizas.
Cal. y arcillas anóxicas
M2
M1
M0
mfs
Escala vertical
0 20 40 50
MIOCENO
SECUENCIA Langhiense-Serravalliense (M4)
Fig-111



A. Mesozoico
B. Fc.Rojas (Eoc-Oligoceno)
C. Grupo Alcanar
D. Grupo Castellón
E. Grupo Ebro

MIO-PLIOCENO

Horst - de Amposta - San Carlos

Fig - 110 bis

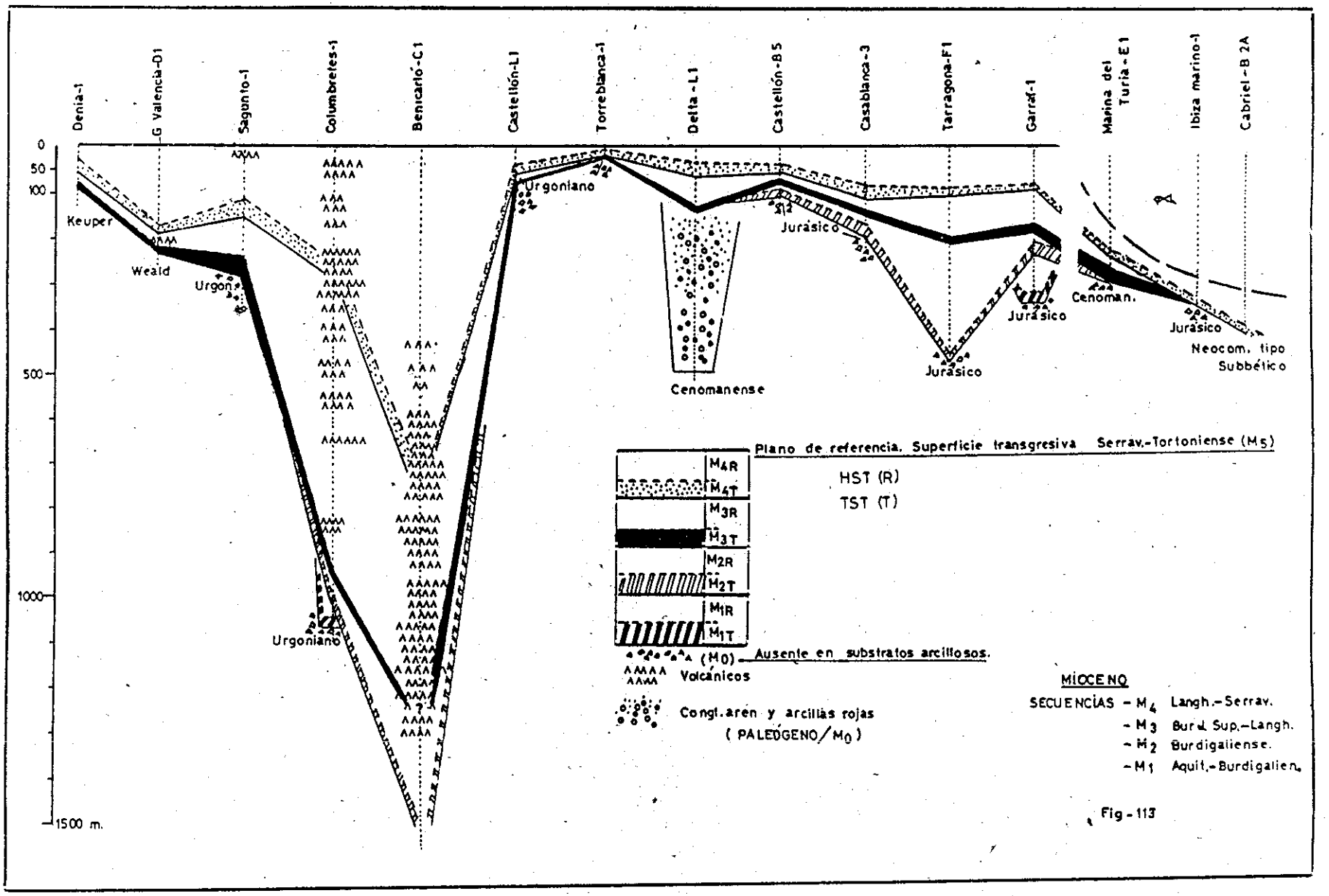

Denia-1
G Valencia-D1
Sagunto-1
Columbretes-1
Benicarló-C1
Castellón-L1
Torreblanca-1
Delta-L1
Castellón-B5
Casablanca-3
Tarragona-F1
Garraf-1
Marina del Turia-E1
Ibiza marino-1
Cabriel-B 2A
0
50
100
500
1000
1500 m.
Keuper
Weald
Urgon
Urgoniano
Urgoniano
Cenomanense
Jurásico
Jurásico
Jurásico
Cenoman.
Jurásico
Neocom. tipo Subbético
Plano de referencia. Superficie transgresiva Serrav.-Tortoniense (M5)
HST (R)
TST (T)
M4R
M4T
M3R
M3T
M2R
M2T
M1R
M1T
(M0) Ausente en substratos arcillosos.
Volcánicos
Congl. aren y arcillas rojas
(PALEÓGENO/M0)
MIOCENO
SECUENCIAS - M4 Langh.-Serrav.
- M3 Burd. Sup.-Langh.
- M2 Burdigaliense.
- M1 Aquit.-Burdigalien.

Fig - 113

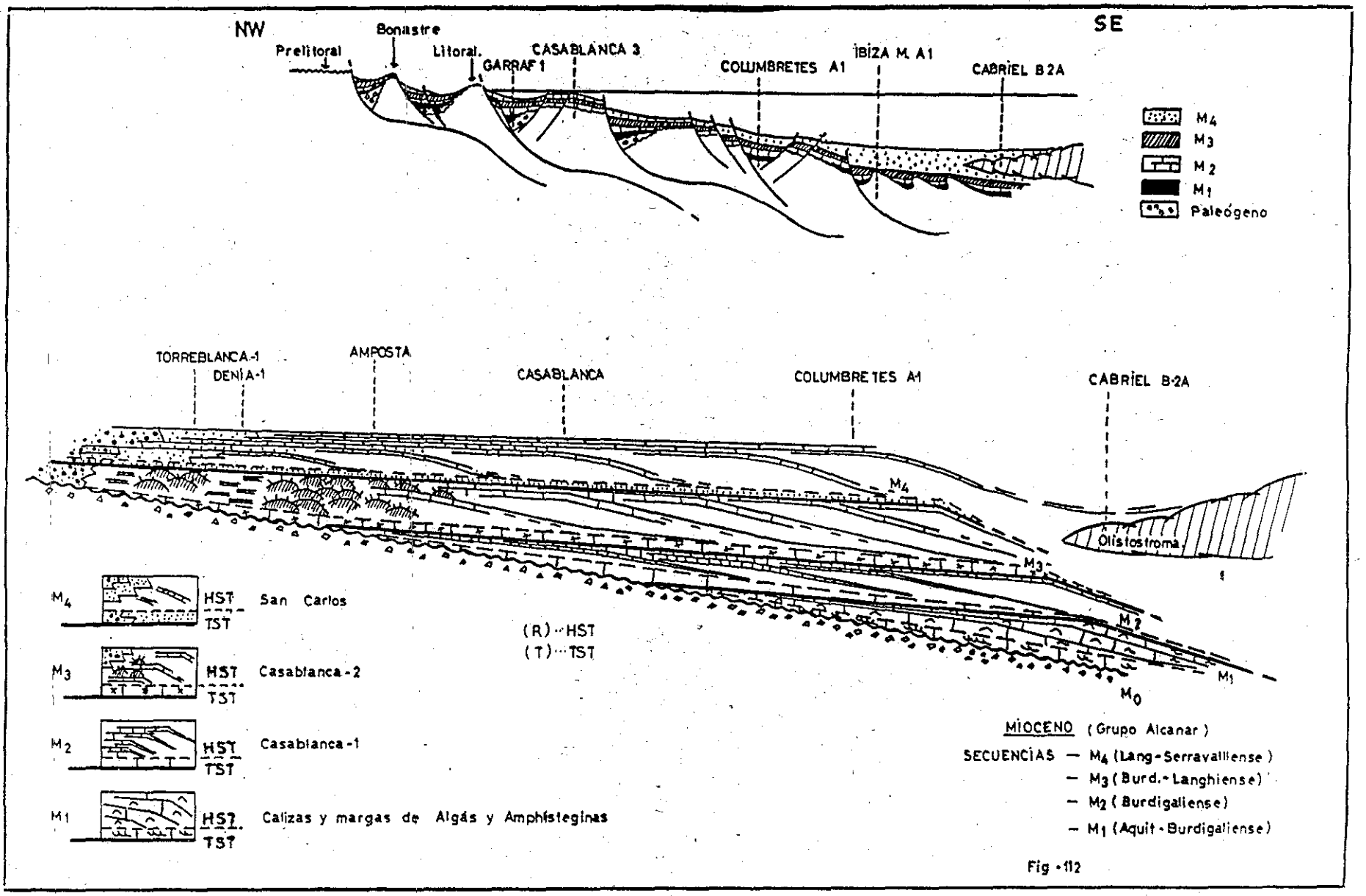
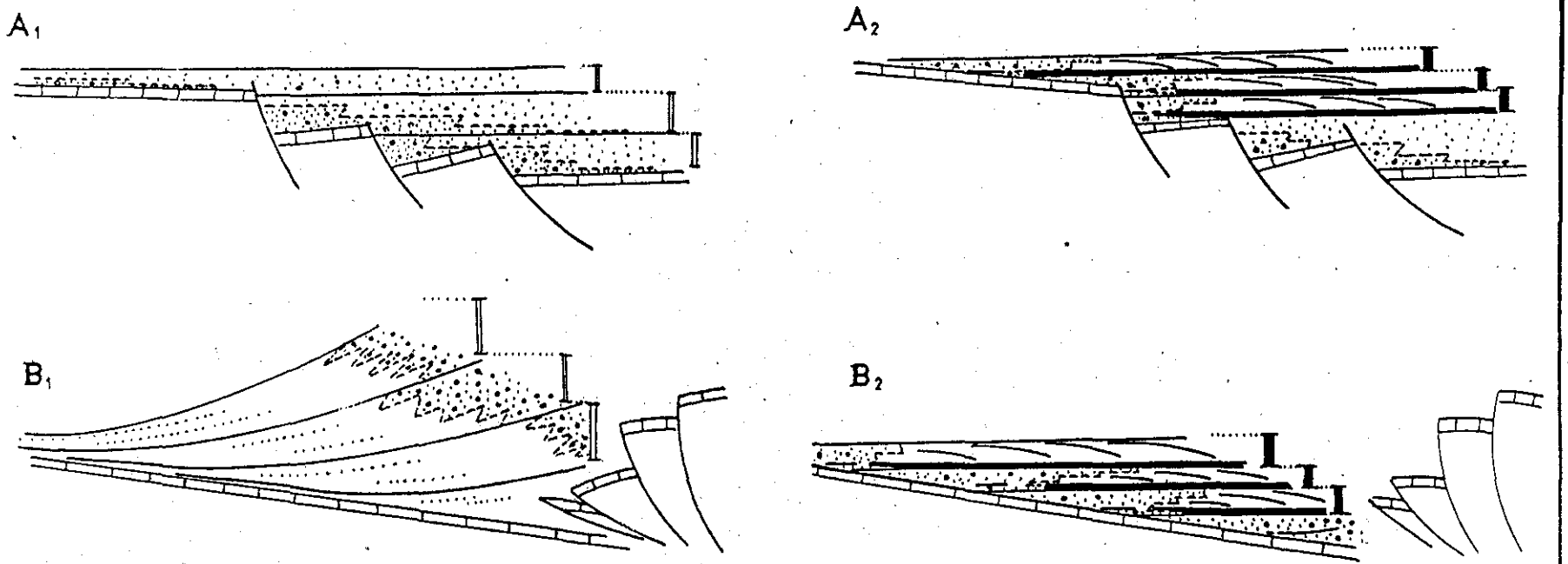

NW
SE
Prelitoral
Bonastre
Litoral
GARRAF 1
CASABLANCA 3
COLUMBRETES A1
IBIZA M. A1
CABRIEL B 2A
M4
M3
M2
M1
Paleógeno
TORREBLANCA-1
DENIA-1
AMPOSTA
CASABLANCA
COLUMBRETES A1
CABRIEL B-2A
Olistostroma
M4
HST
TST
San Carlos
M3
HST
TST
Casablanca-2
M2
HST
TST
Casablanca-1
M1
HST
TST
Calizas y margas de Algás y Amphisteginas
(R)···HST
(T)···TST
M0
MIOCENO (Grupo Alcanar)
SECUENCIAS — M4 (Lang-Serravalliense)
— M3 (Burd.-Langhiense)
— M2 (Burdigaliense)
— M1 (Aquit-Burdigaliense)

Fig -112



A_1 y A_2 Secuencias Deposicionales en estadios distensivos. RÍFT

B_1 y B_2 Secuencias Deposicionales en regimen compresivo. MOLASA

Fc. continentales.

H.S.T.
T.S.T. Fc. marinas y llanuras de inundación.

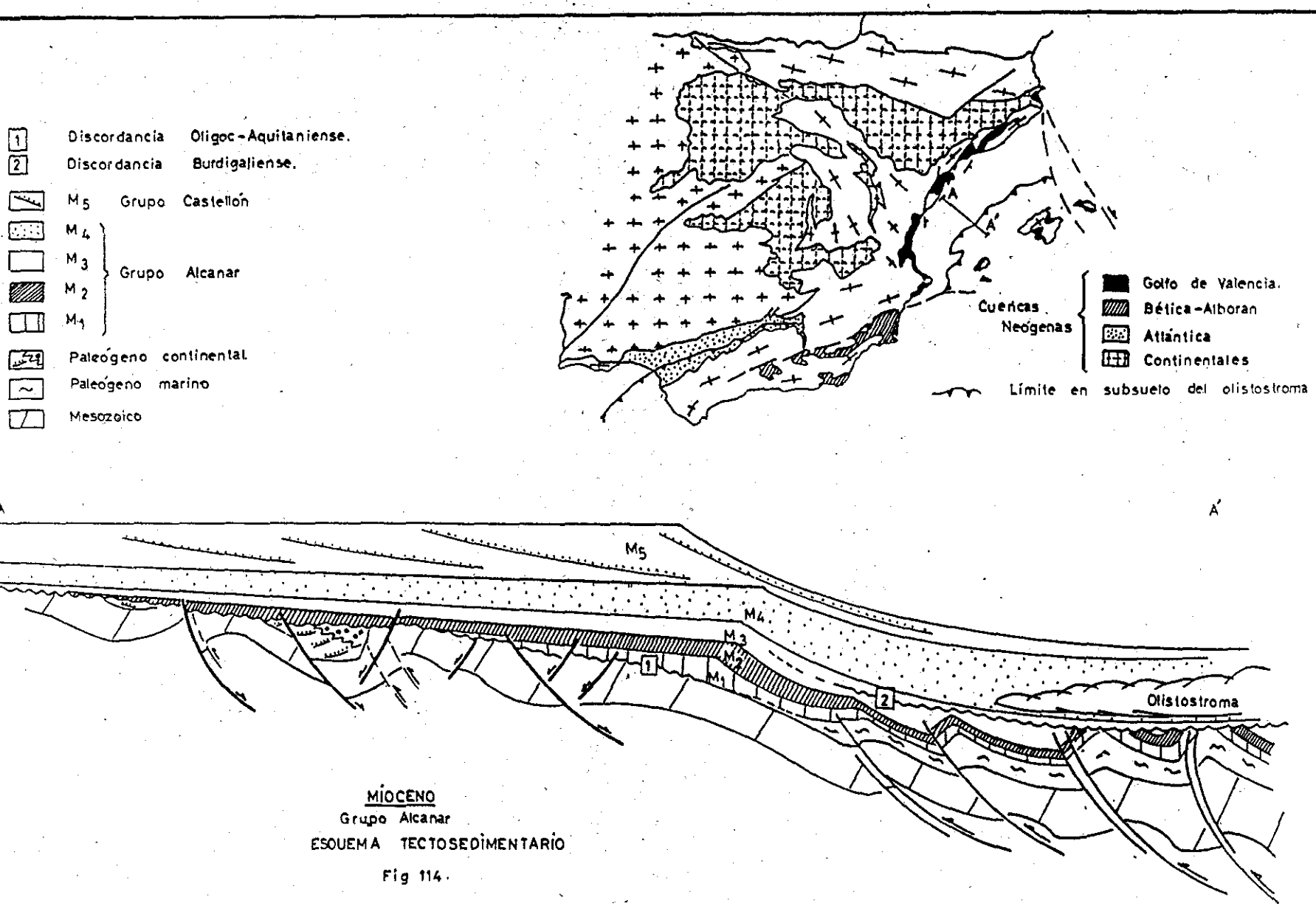
Sedimentos pretectónicos

RÍTMO EUSTÁTICO

PULSACIÓN TECTÓNICA O CLIMÁTICA DE LARGO PERIODO

TECTÓNICA Y EUSTASIA

Fig 115

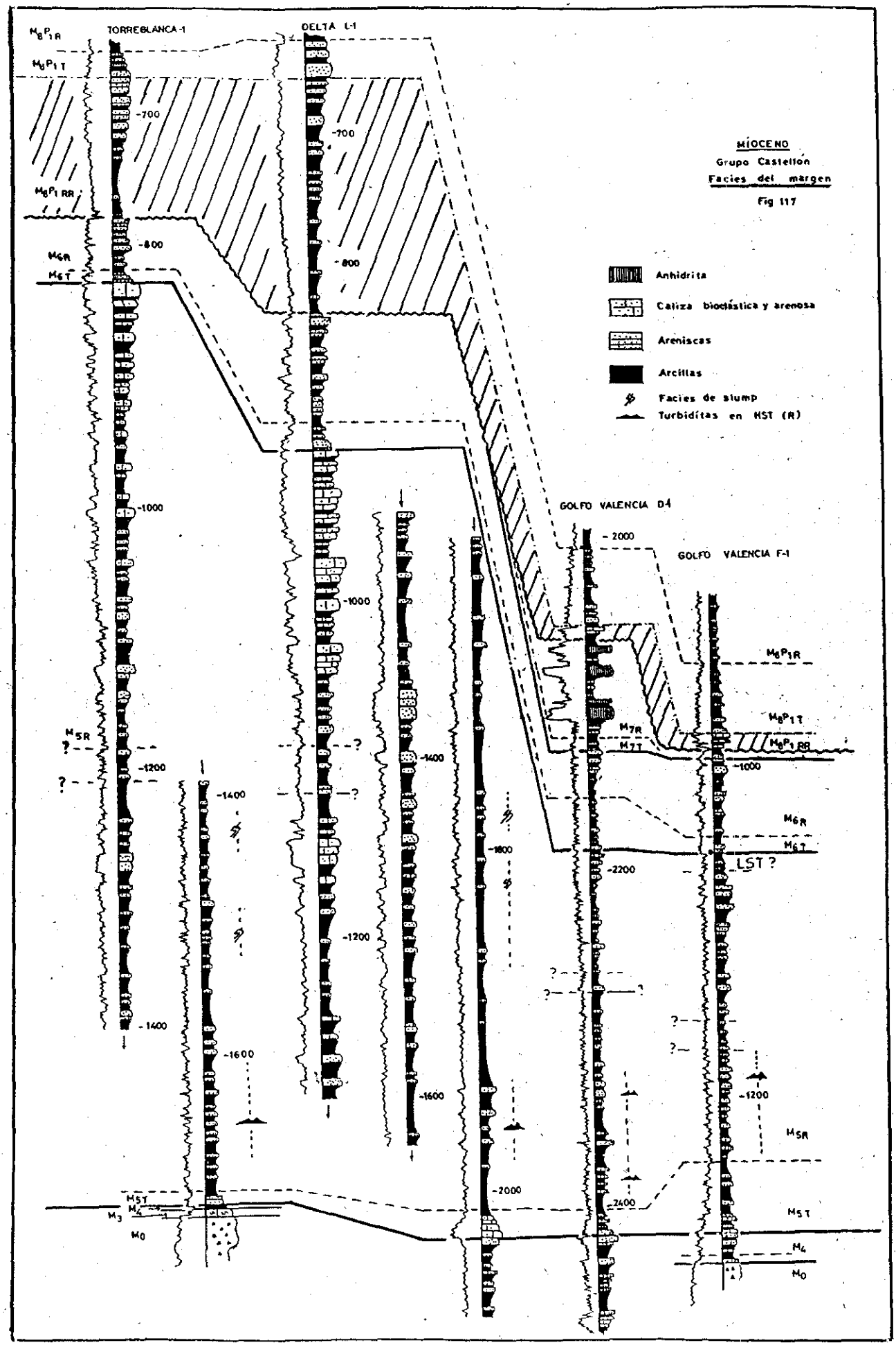


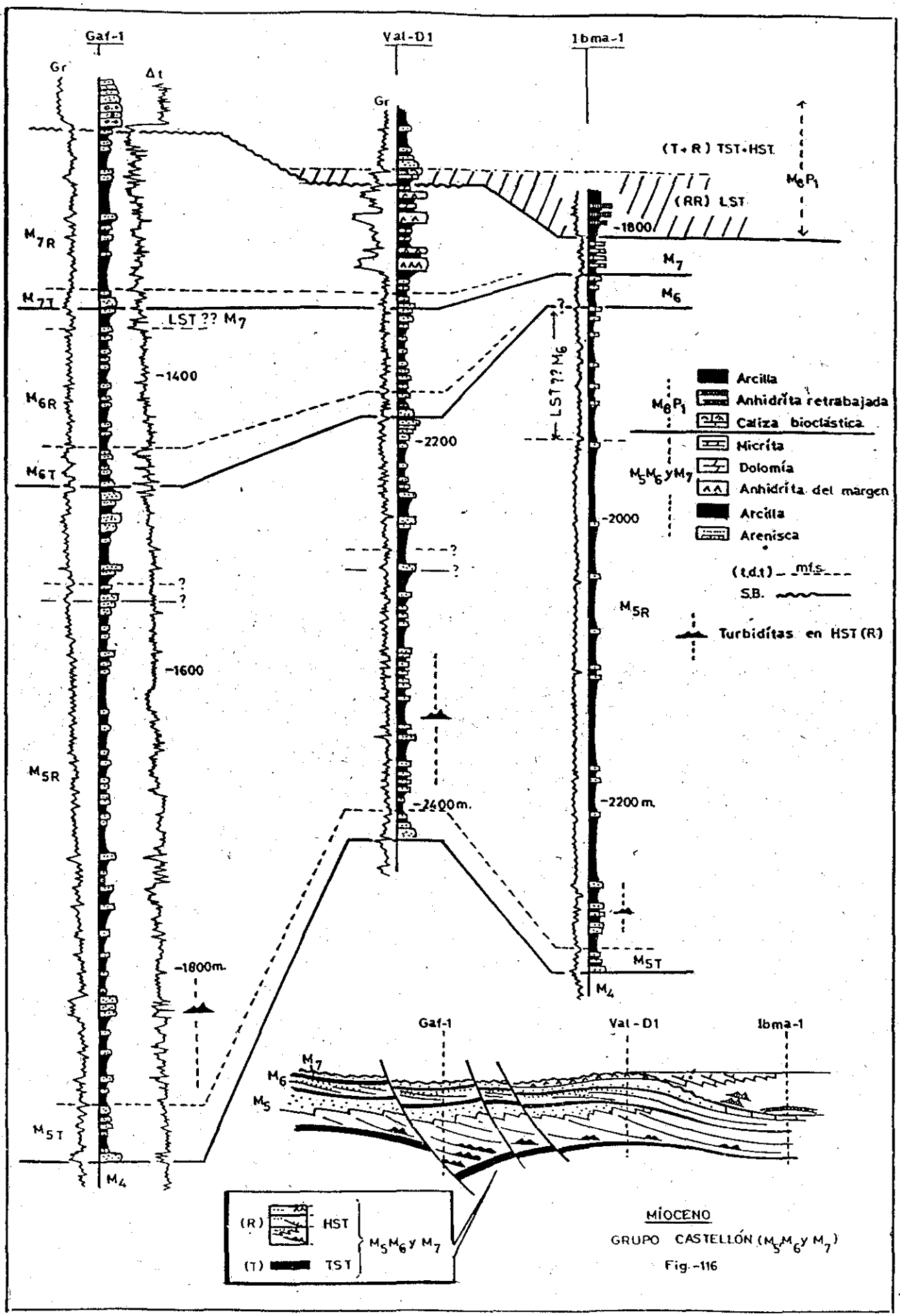
MIOCENO

Grupo Alcanar

ESQUEMA TECTOSEDIMENTARIO

Fig 114.


MIOCENO
Grupo Castellón
Facies del margen
Fig 117
Anhidrita
Caliza bioclástica y arenosa
Areniscas
Arcillas
Facies de slump
Turbiditas en HST (R)
TORREBLANCA-1
DELTA L-1
GOLFO VALENCIA D4
GOLFO VALENCIA F-1
LST ?



MIOCENO

GRUPO CASTELLÓN (M_5 M_6 y M_7)

Fig.-116

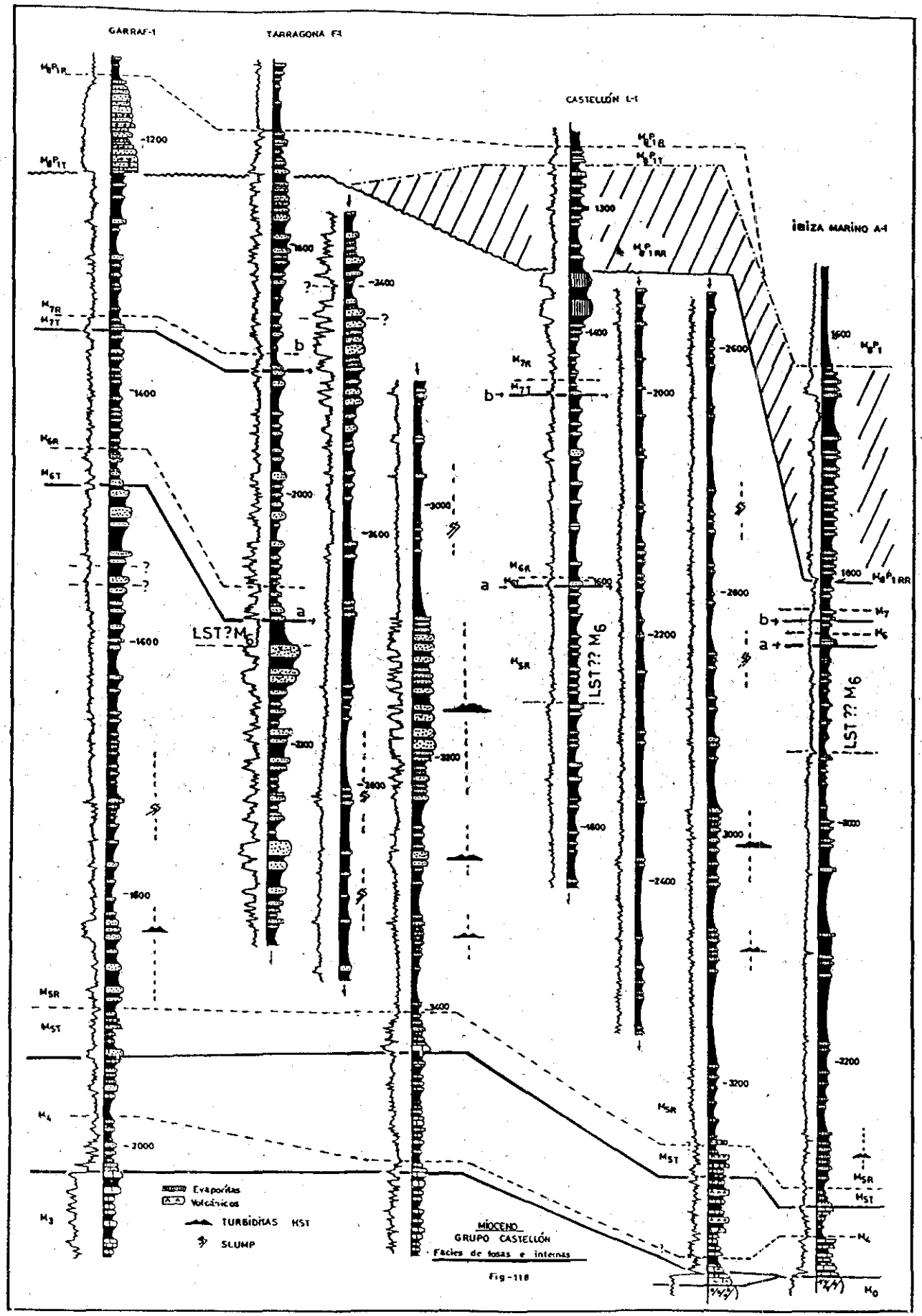
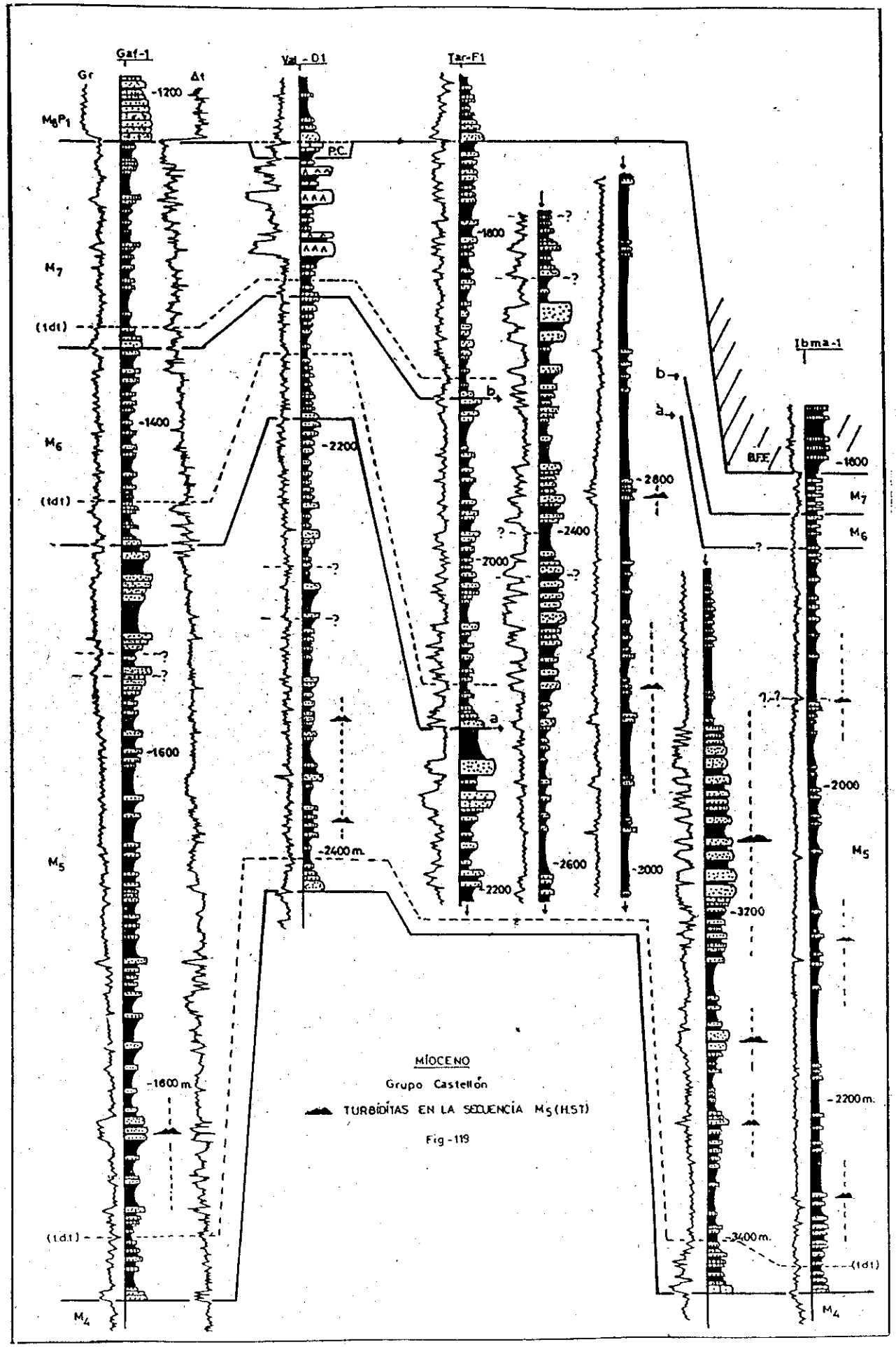

GARRAF-1
TARRAGONA F1
CASTELLÓN L-1
IBIZA MARINO A-1
LST?M5
LST?? M6
LST?? M6
b
a
Evaporitas
Volcánicos
TURBIDITAS HST
SLUMP
MIOCENO
GRUPO CASTELLÓN
Facies de fosas e internas

Fig-118

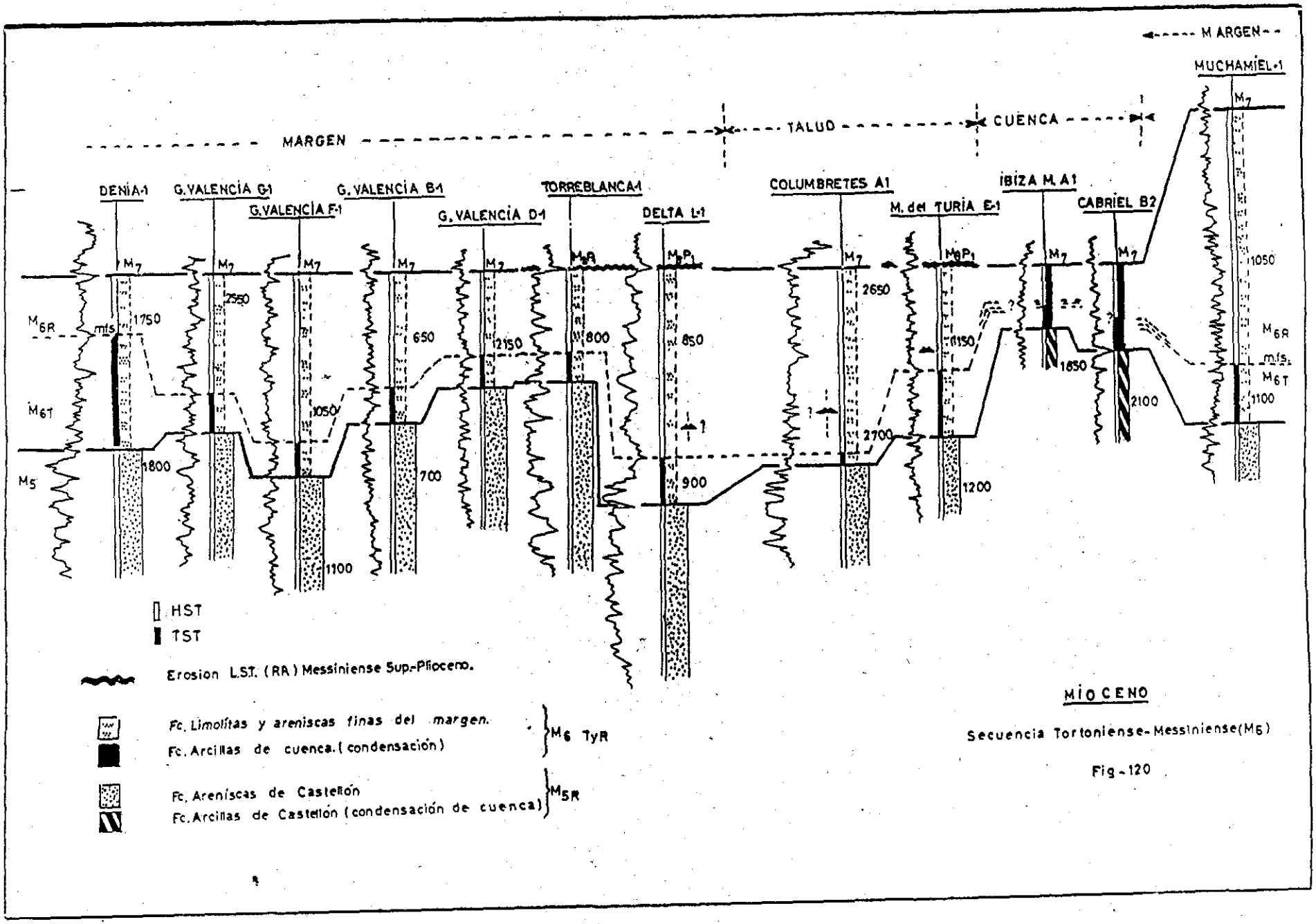


MIOCENO

Grupo Castellón

TURBIDITAS EN LA SECUENCIA M_5 (H.ST)

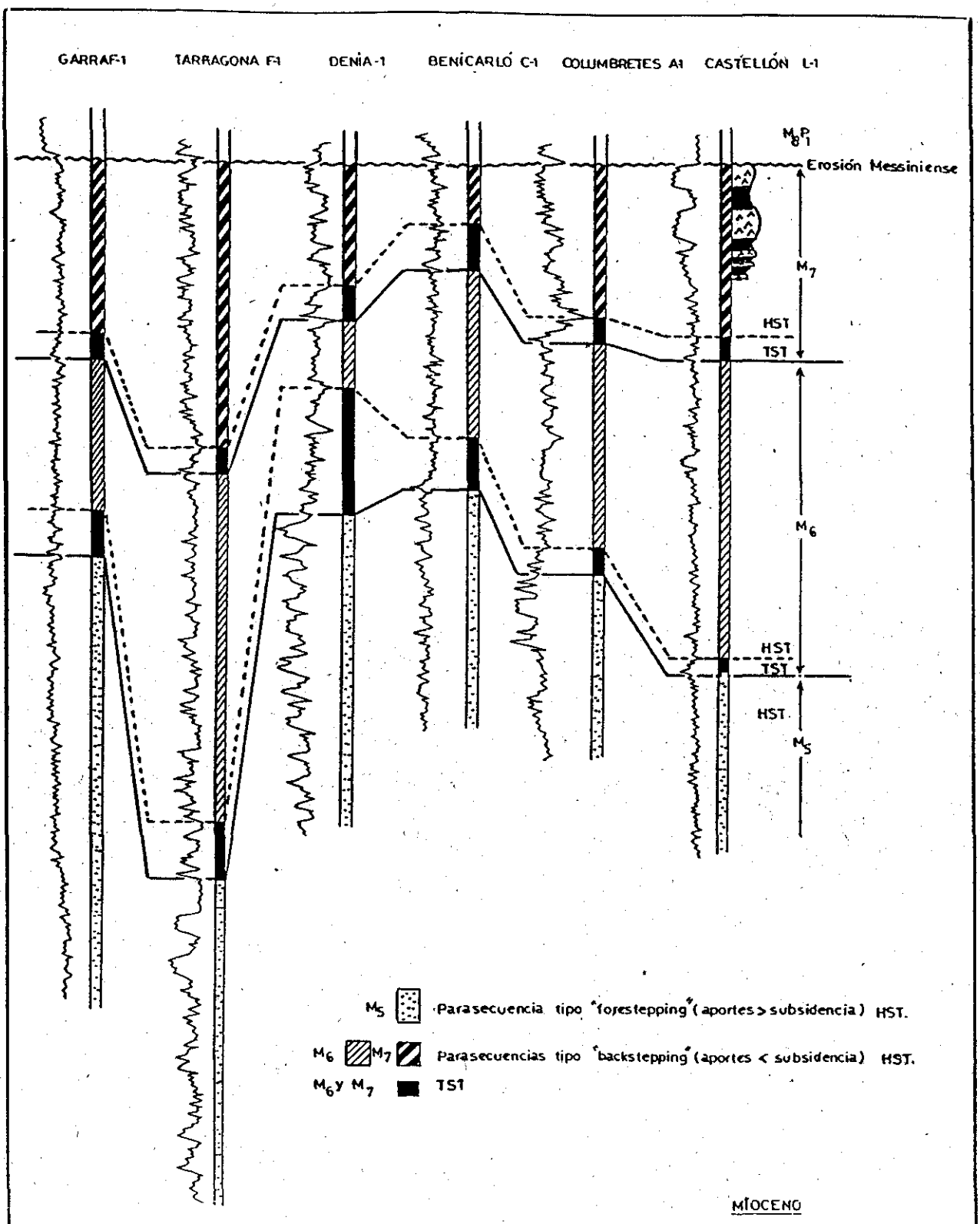
Fig - 119



MIOCENO

Secuencia Tortoniense-Messiniense(M6)

Fig.-120



MIOCENO

Episodios regresivos M_6 y M_7

Fig-121

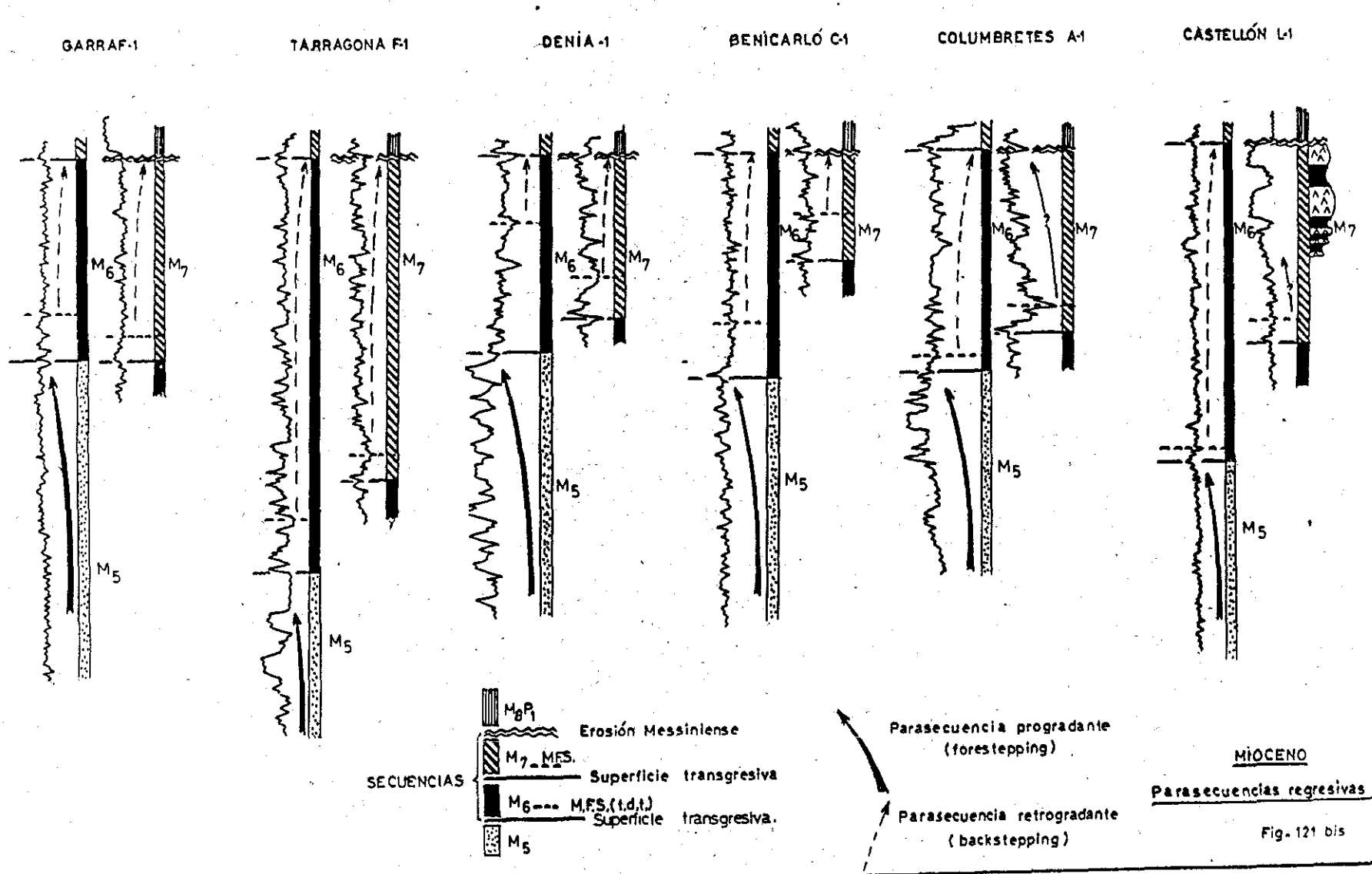

GARRAF-1
TARRAGONA F-1
DENIA-1
BENICARLÓ C-1
COLUMBRETES A-1
CASTELLÓN L-1
M6
M7
M5
M8P1
Erosión Messiniense
M7 - M.F.S.
Superficie transgresiva
M6 --- M.F.S.(t,d,t.)
Superficie transgresiva.
SECUENCIAS
Parasecuencia progradante
(forestepping)
Parasecuencia retrogradante
(backstepping)
MIOCENO
Parasecuencias regresivas M6 Y M7

Fig. 121 bis

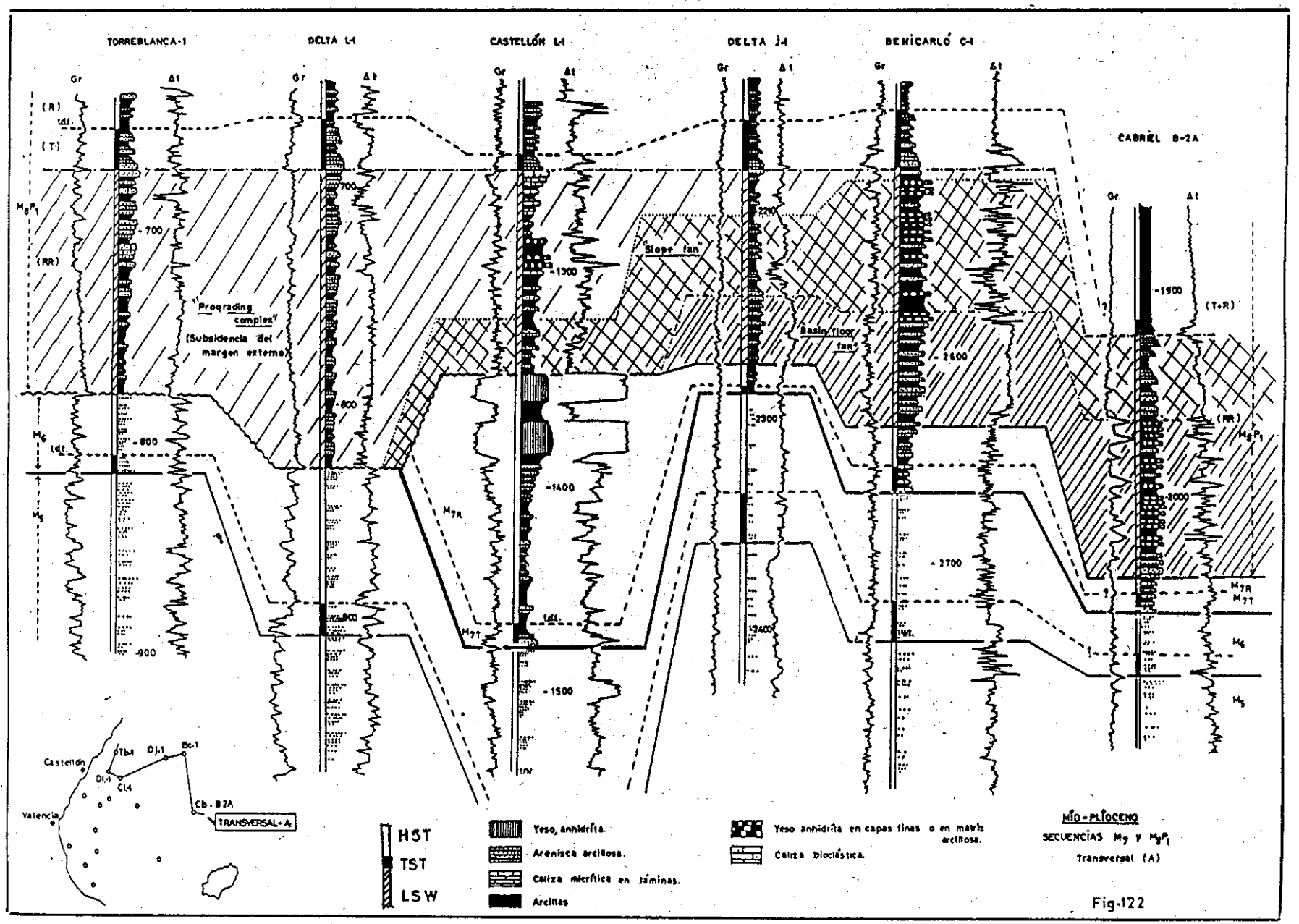

TORREBLANCA-1
DELTA L-1
CASTELLÓN L-1
DELTA J-1
BENICARLÓ C-1
CABRIEL B-2A
Gr
Δt
(R)
(T)
(RR)
(T+R)
Ldt.
"Prograding complex"
(Subsidencia del margen externo)
"Slope fan"
"Basin floor fan"
-700
-800
-900
-1300
-1400
-1500
-2600
-2700
-2000
M_{7R}
M_{7T}
M_6
M_5
M_6P_1
Castellón
Tbl
DJ-1
Bc-1
DL-1
CL-1
Cb-B2A
Valencia
TRANSVERSAL-A
HST
TST
LSW
Yeso, anhidrita.
Arenisca arcillosa.
Caliza micrítica en láminas.
Arcillas
Yeso anhidrita en capas finas o en matriz arcillosa.
Caliza bioclástica.
MIO-PLIOCENO
SECUENCIAS M_7 y M_6P_1
Transversal (A)

Fig.122

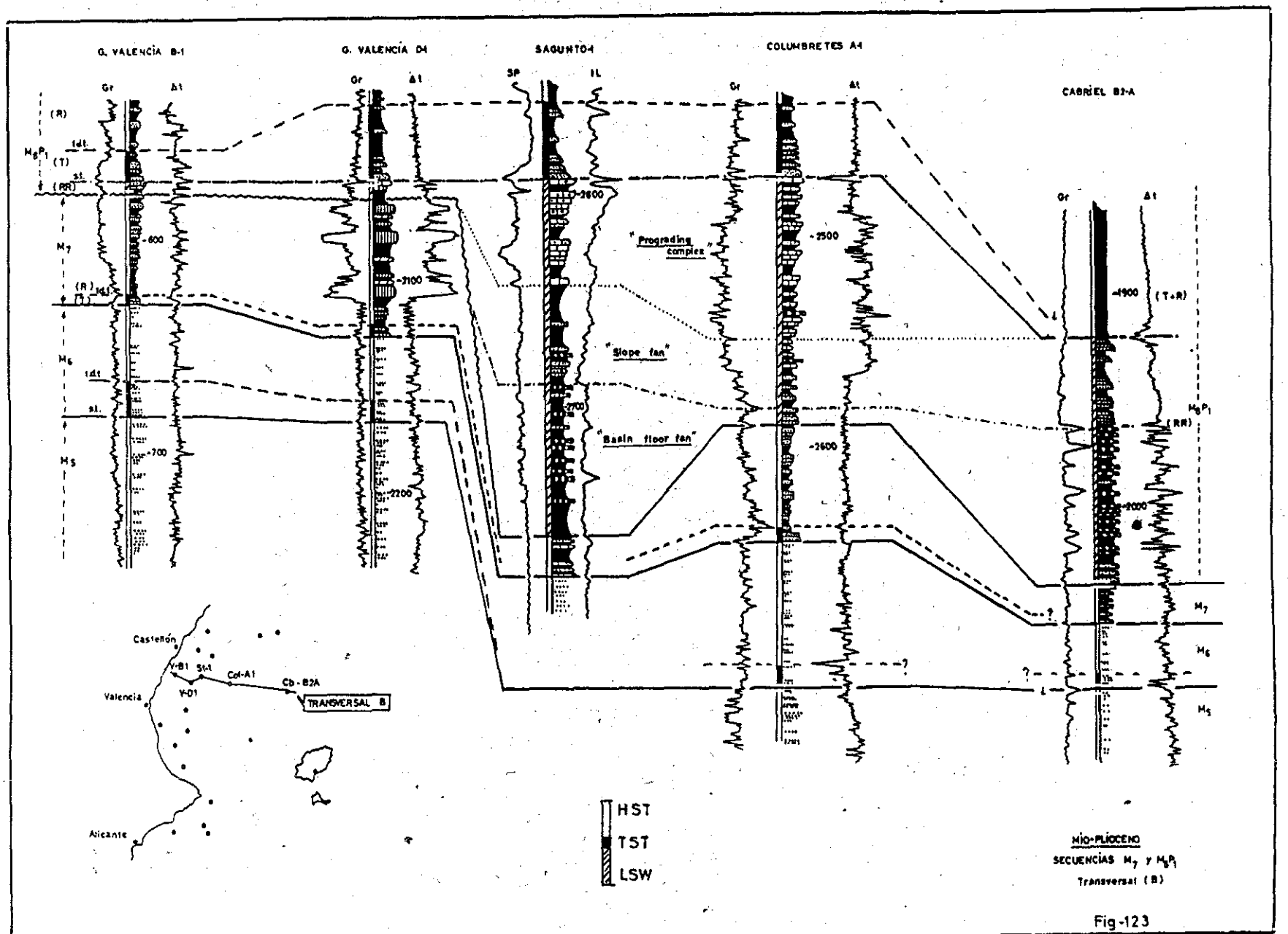

G. VALENCIA B-1
G. VALENCIA D4
SAGUNTO-1
COLUMBRETES A-1
CABRIEL B2-A
Gr
Δt
SP
IL
(R)
(T)
(RR)
tdt
st.
M_6P_1
M_7
M_6
M_5
-600
-700
-2100
-2200
-2600
-2500
-1900
-2000
"Prograding complex"
"Slope fan"
"Basin floor fan"
(T+R)
Castellón
Valencia
Alicante
V-B1
St-1
Col-A1
Cb-B2A
V-D1
TRANSVERSAL B
HST
TST
LSW
MIO-PLIOCENO
SECUENCIAS M_7 y M_6P_1
Transversal (B)

Fig-123

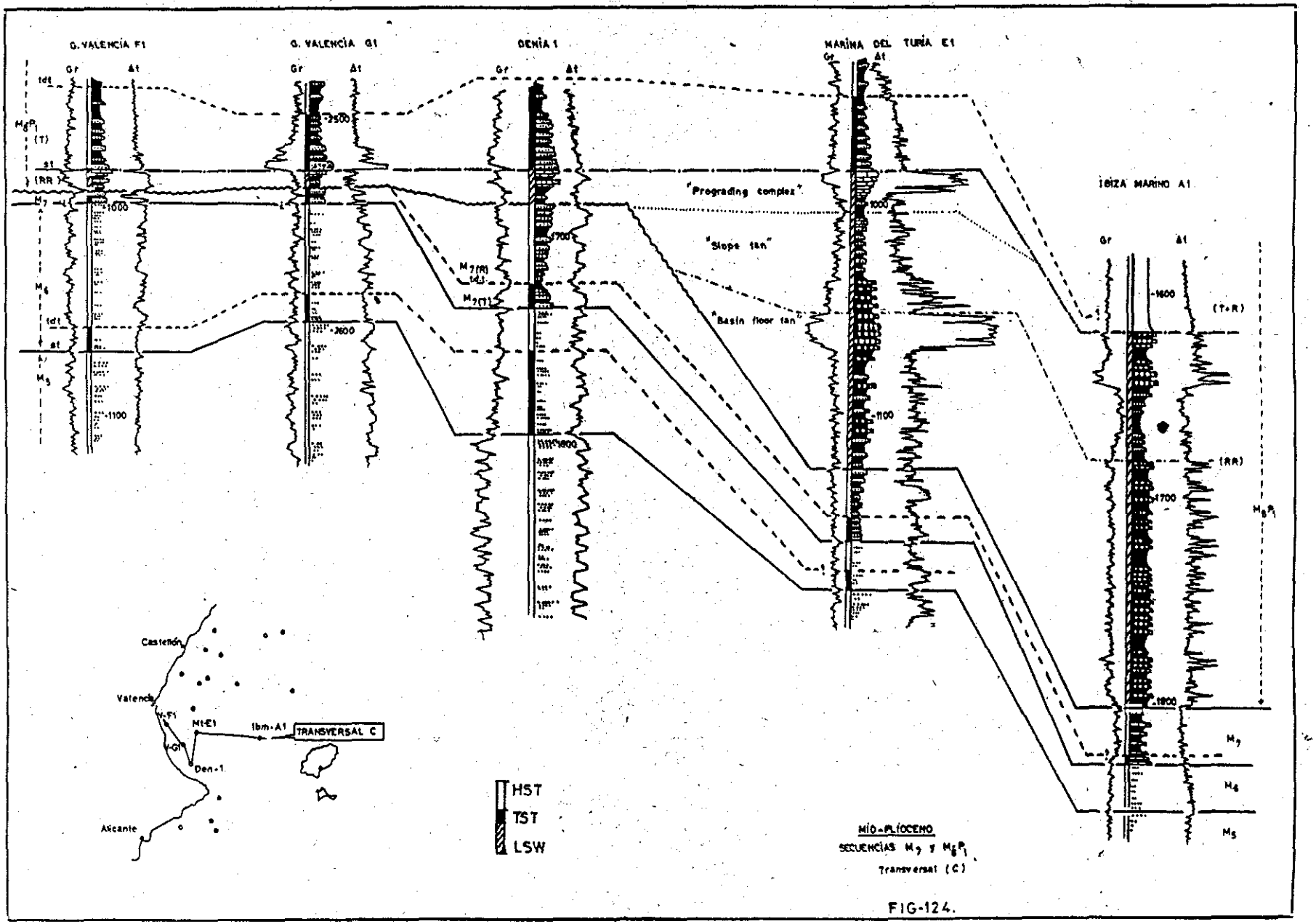

G. VALENCIA F1
G. VALENCIA G1
DENIA 1
MARINA DEL TURIA E1
IBIZA MARINO A1
Gr
At
tdt
at
(T)
(RR)
"Prograding complex"
"Slope fan"
"Basin floor fan"
-1600
-2500
-1000
-700
-2600
-1100
-1800
-1600
-1700
-1800
(T+R)
(RR)
Castellón
Valencia
V-F1
V-G1
M1-E1
Ibm-A1
TRANSVERSAL C
Den-1
Alicante
HST
TST
LSW
MIO-PLIOCENO
SECUENCIAS
Transversal (C)

FIG-124.

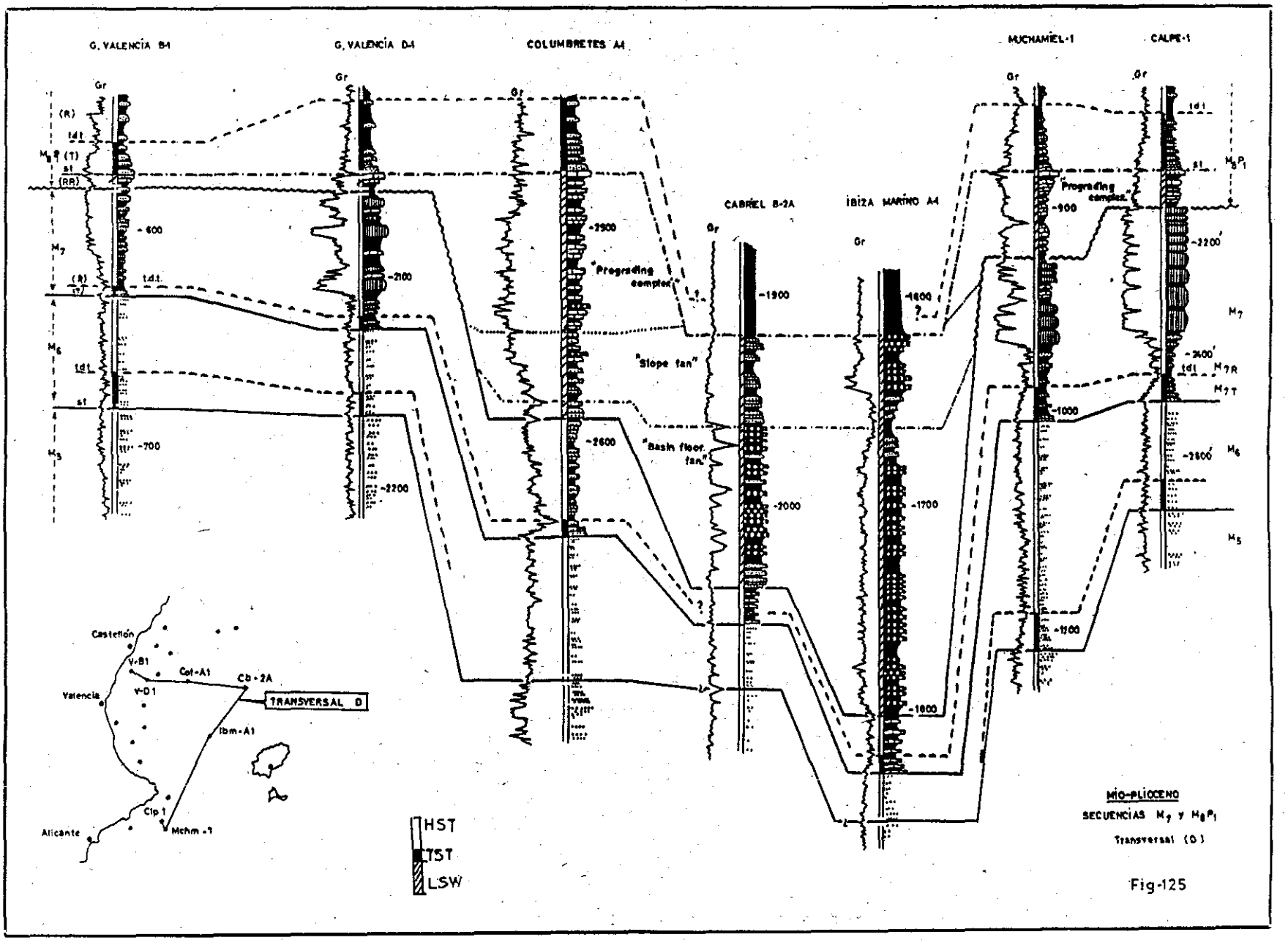
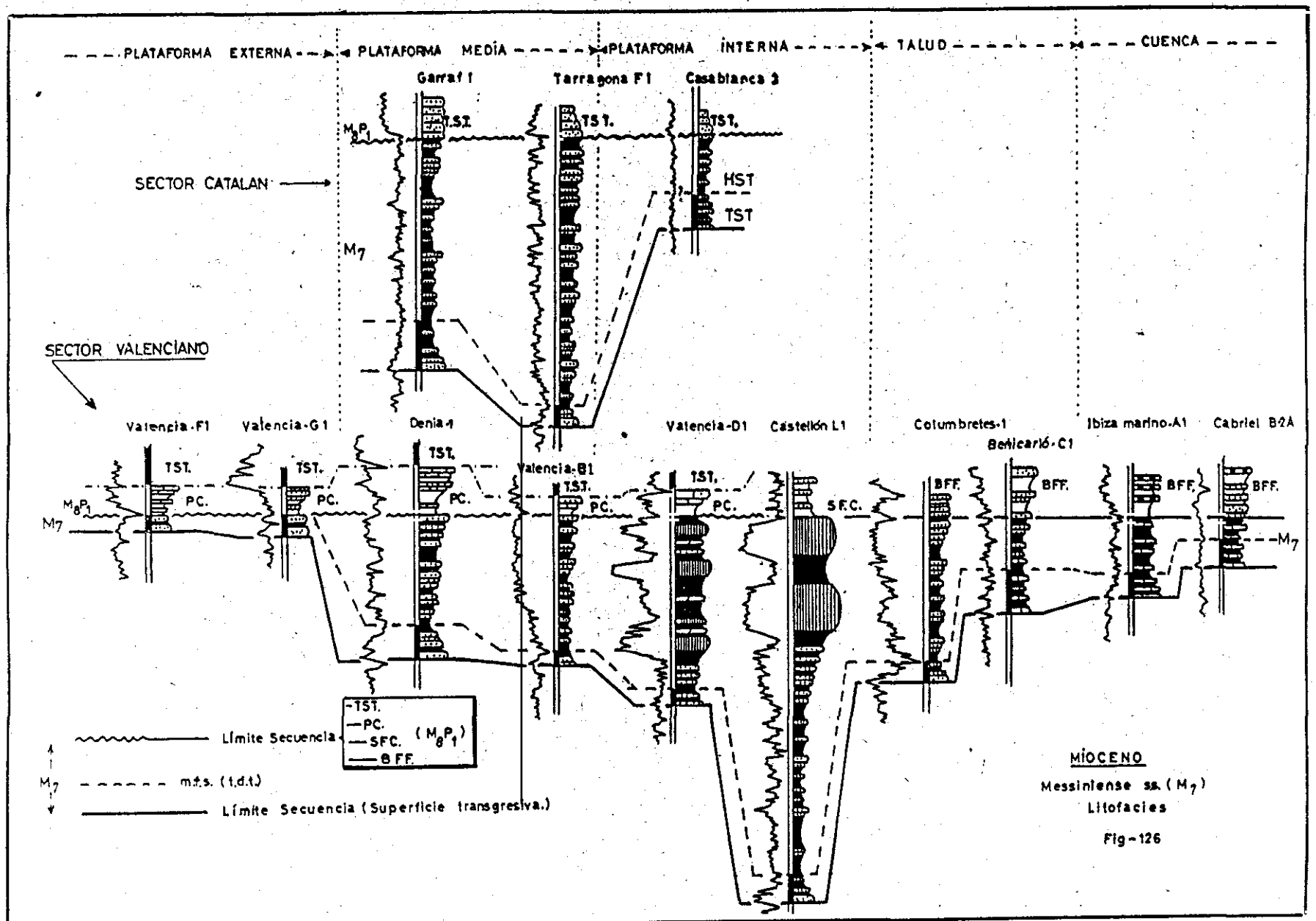
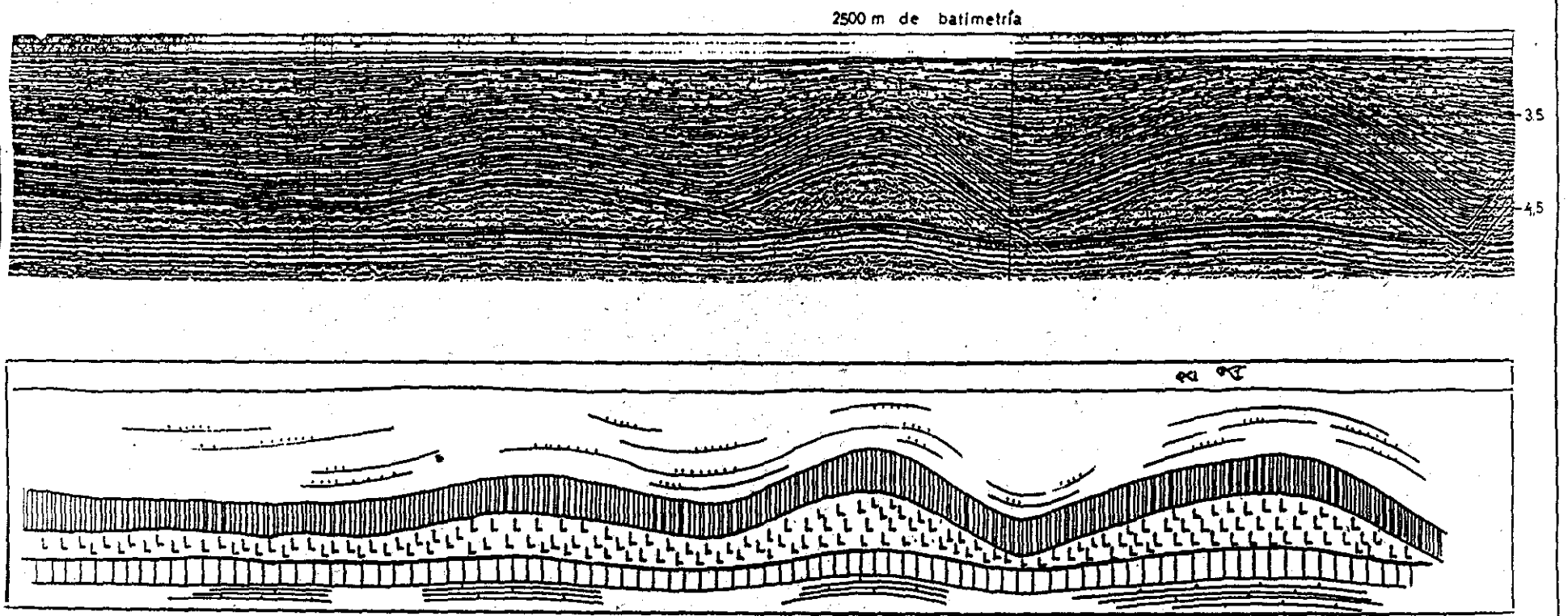

G. VALENCIA B-1
G. VALENCIA D-1
COLUMBRETES A-1
CABRIEL B-2A
IBIZA MARINO A-1
MUCHAMIEL-1
CALPE-1
Gr
(R)
td.t.
(T)
st
(RR)
-600
-700
-2100
-2200
-2500
-2600
-1900
-2000
-1600
-1700
-1800
-900
-1000
-1100
-2200'
-2600'
"Prograding complex"
"Slope fan"
"Basin floor fan"
M7
M6
M5
M7R
M7T
M6P1
Castellón
V-B1
Col-A1
Cb-2A
Valencia
V-D1
TRANSVERSAL D
Ibm-A1
Clp-1
Alicante
Mchm-1
HST
TST
LSW
MIO-PLIOCENO
SECUENCIAS M7 y M6P1
Transversal (D)

Fig-125

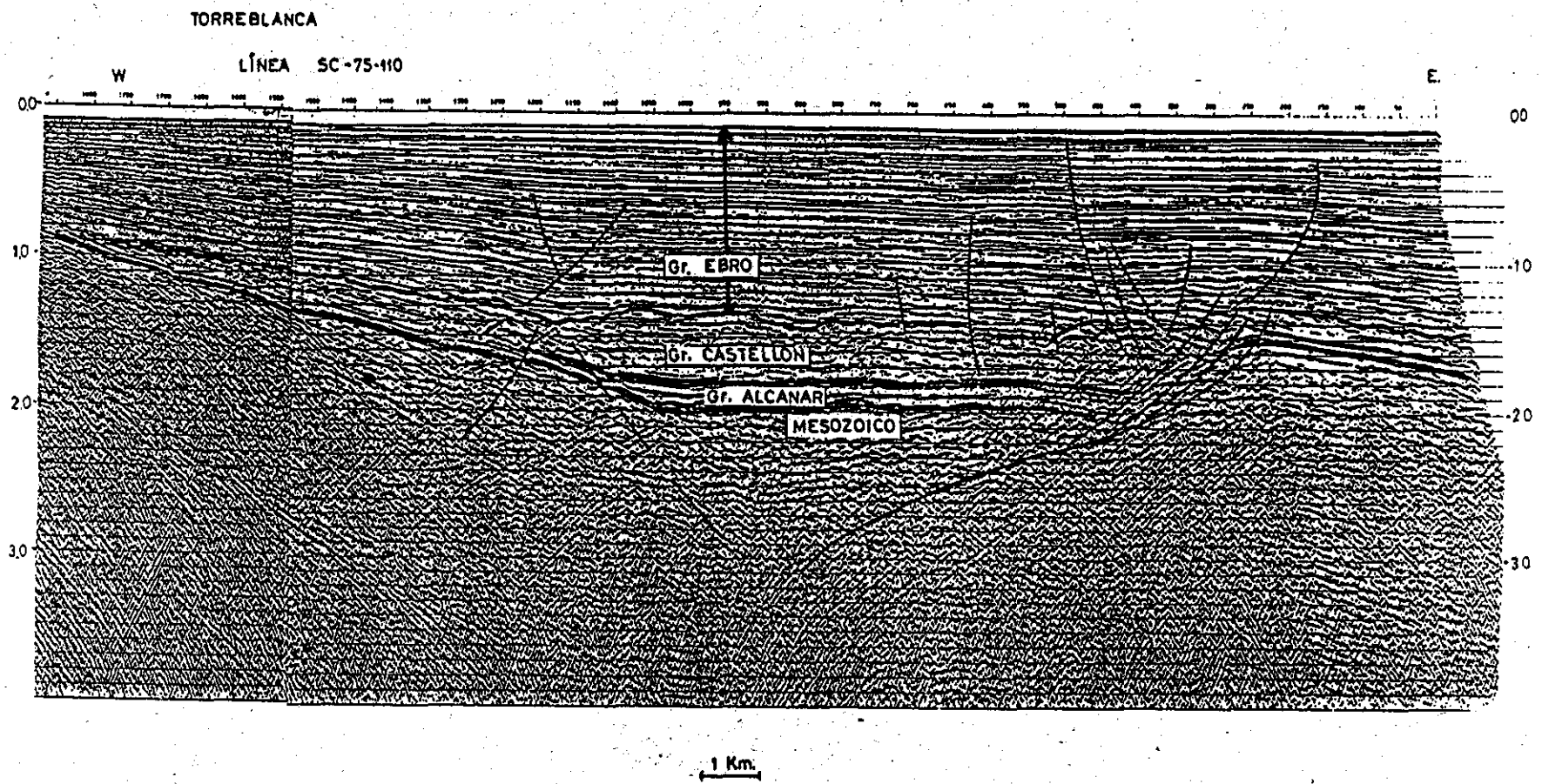

PLATAFORMA EXTERNA
PLATAFORMA MEDIA
PLATAFORMA INTERNA
TALUD
CUENCA
SECTOR CATALAN
SECTOR VALENCIANO
Garraf 1
Tarragona F1
Casablanca 3
Valencia-F1
Valencia-G1
Denia-1
Valencia-B1
Valencia-D1
Castellón L1
Columbretes-1
Ibiza marino-A1
Cabriel B-2A
Benicarló-C1
TST.
HST
PC.
SFC.
BFF.
Límite Secuencia
m.f.s. (t.d.t.)
Límite Secuencia (Superficie transgresiva.)
MIOCENO
Messiniense ss. (M7)
Litofacies
Fig-126



MIO-PLIOCENO

Cuenca Nortbalear

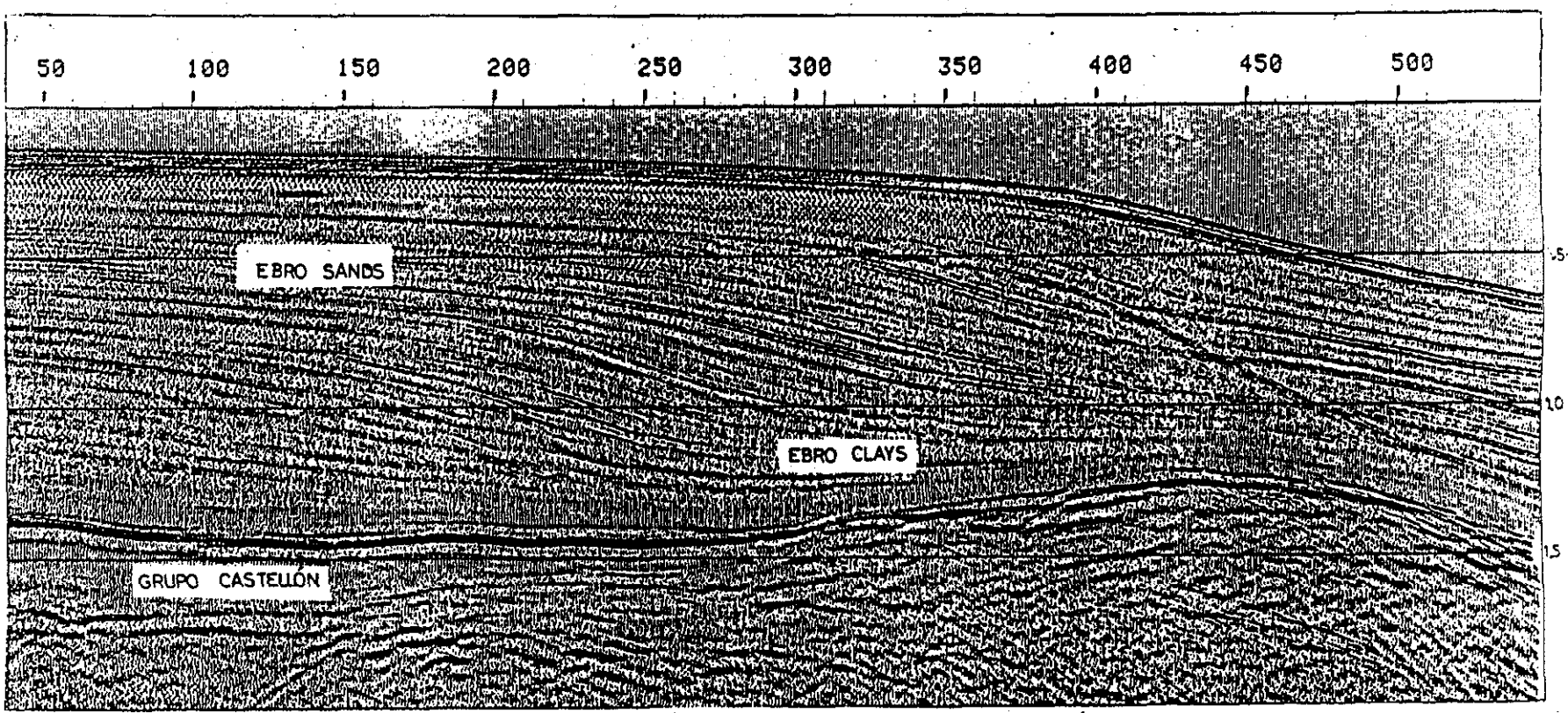
Fig-127



MIO-PLIOCENO

Grupo Ebro en el margen peninsular

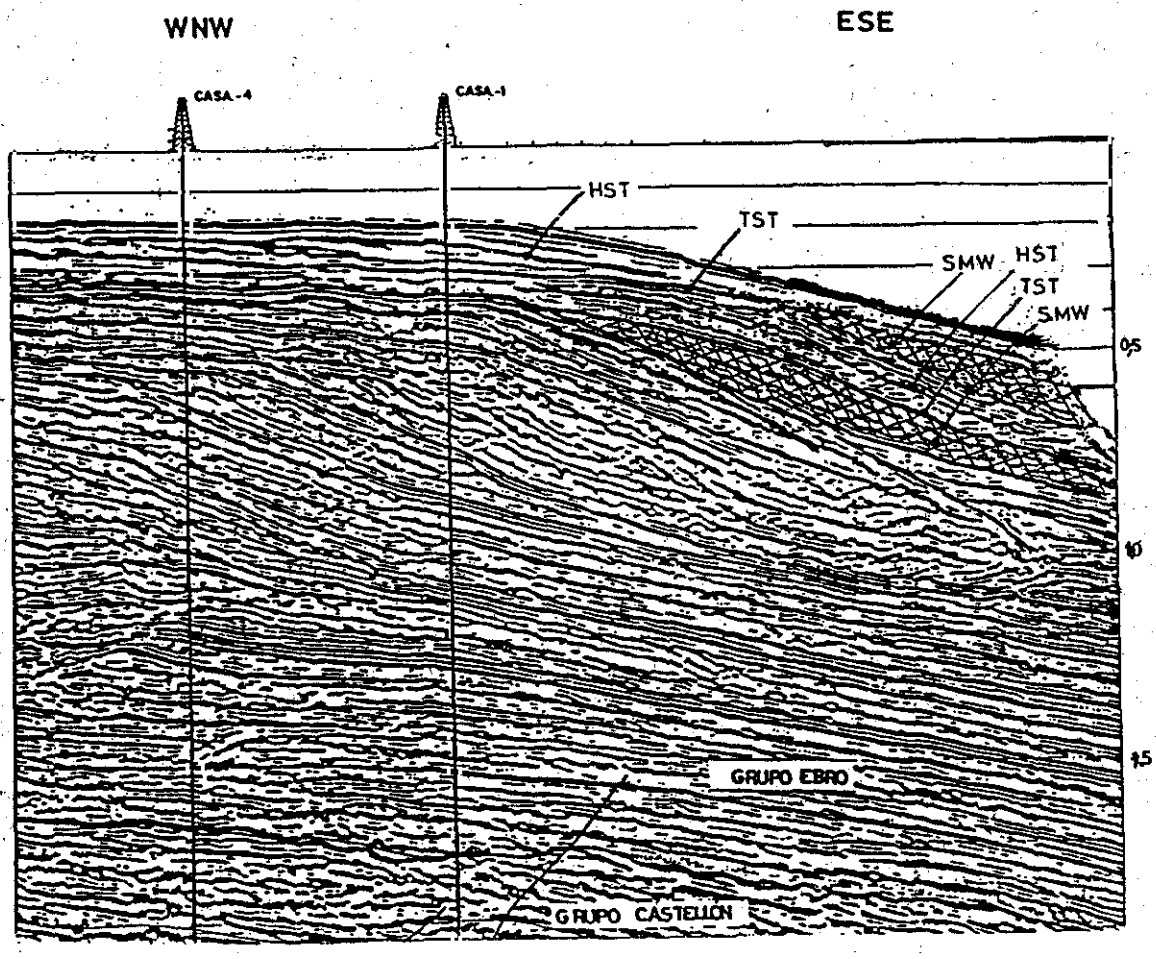
FIG-128



PLIOCENO

Progradación del Tract HST.

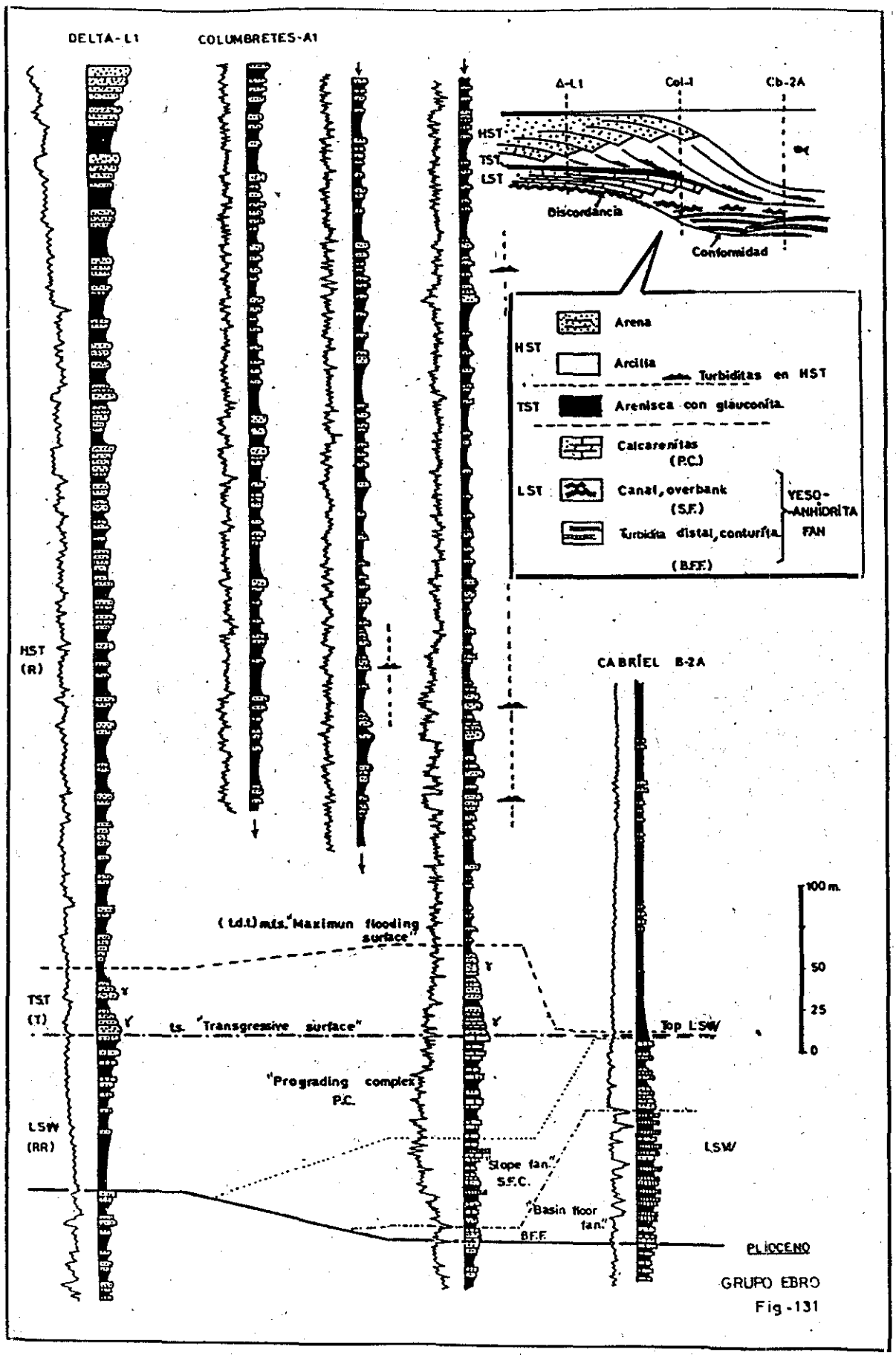
Fig.-129

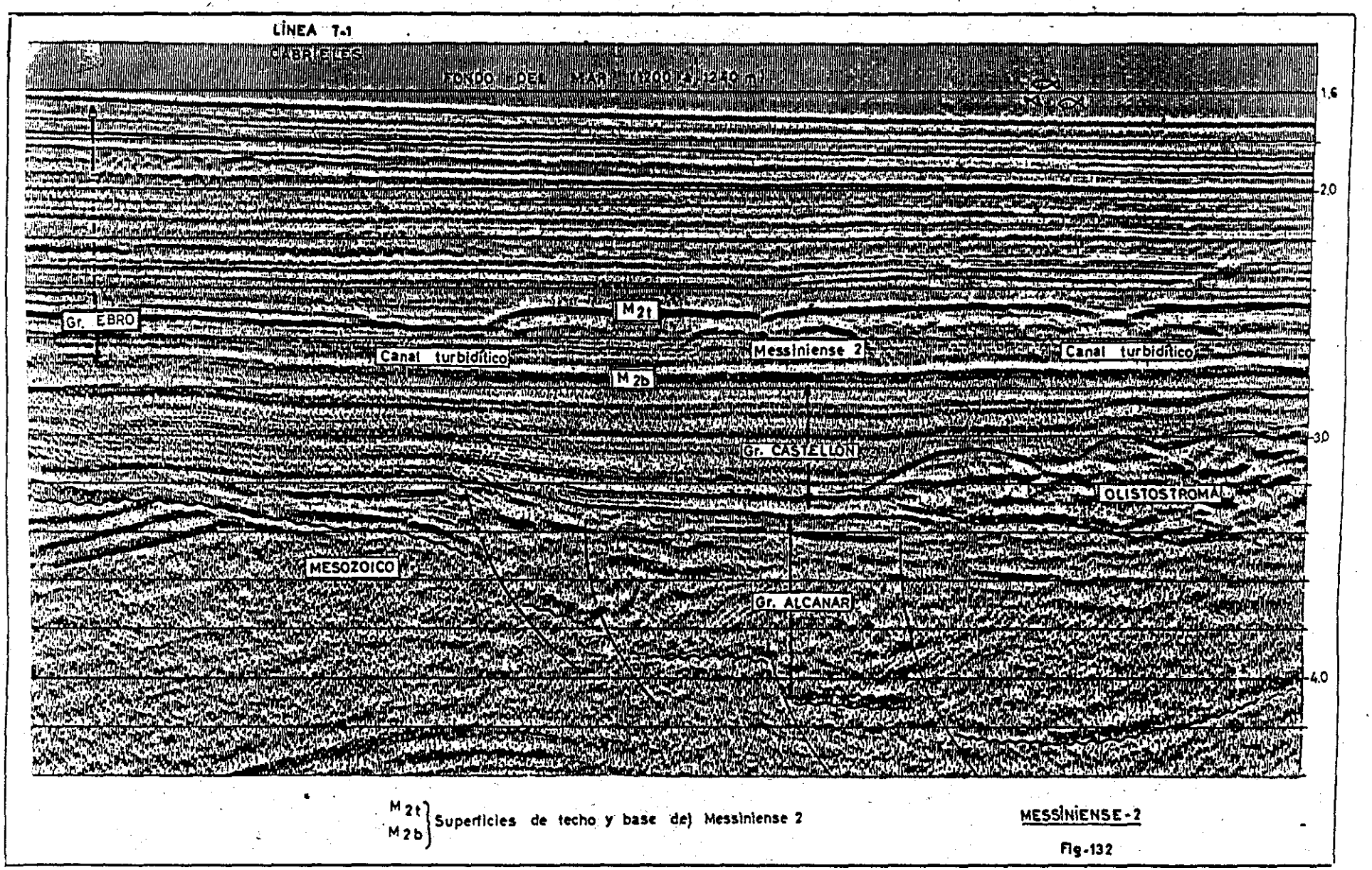


PLIO-CUATERNARIO

CUÑAS DE MARGEN (SMW) EN LAS PROBABLES SECUENCIAS DEPOSICIONALES Q_1 Y Q_2.

Fig-130

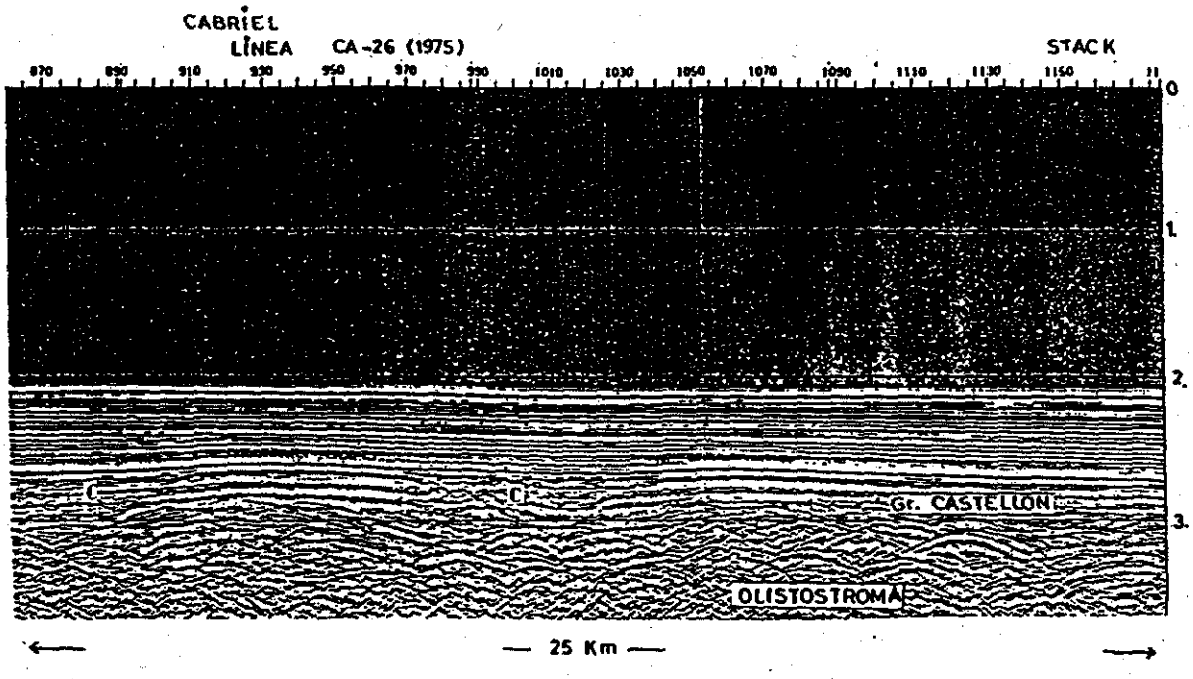

DELTA-L1
COLUMBRETES-A1
A-L1
Col-1
Cb-2A
HST
TST
LST
Discordancia
Conformidad
Arena
Arcilla
Turbiditas en HST
Arenisca con glauconita
Calcarenitas (P.C.)
Canal, overbank (S.F.)
Turbidita distal, conturita (B.F.F.)
YESO-ANHIDRITA FAN
HST (R)
CABRIEL B-2A
(t.d.t) m.t.s. "Maximun flooding surface"
TST (T)
t.s. "Transgressive surface"
Top LSW
"Prograding complex" P.C.
LSW (RR)
"Slope fan" S.F.C.
"Basin floor fan"
B.F.F.
PLIOCENO
100 m.
50
25
0
GRUPO EBRO
Fig.-131

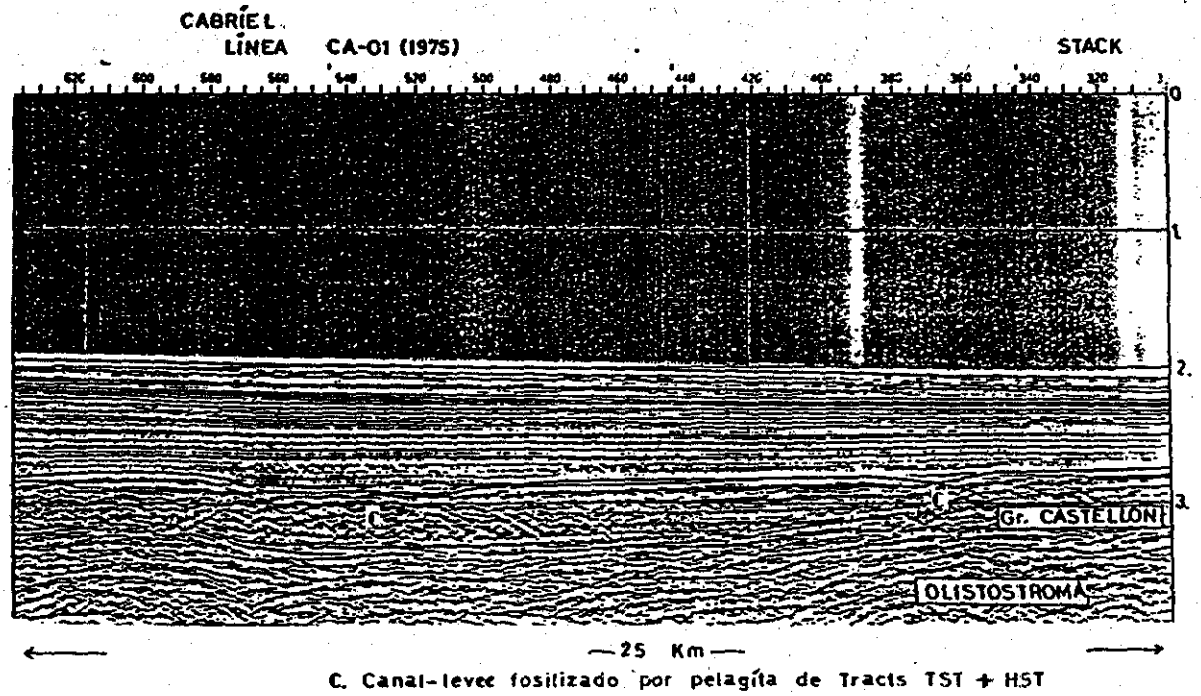


$\left.\begin{matrix} M_{2t} \\ M_{2b} \end{matrix}\right\}$ Superficies de techo y base del Messiniense 2

MESSINIENSE-2

Fig-132





C. Canal-levee fosilizado por pelagíta de Tracts TST + HST

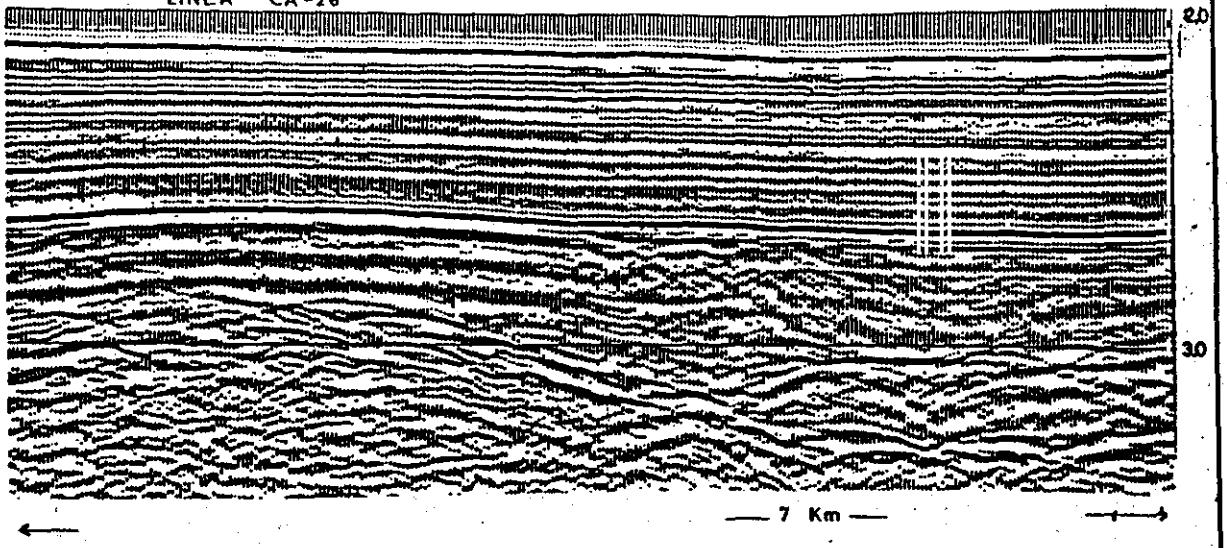
MESSINIENSE 2

Facies canalizadas en el "basin floor fan" del LST $M_{8}^{-P}{}_{1}$

Fig-133

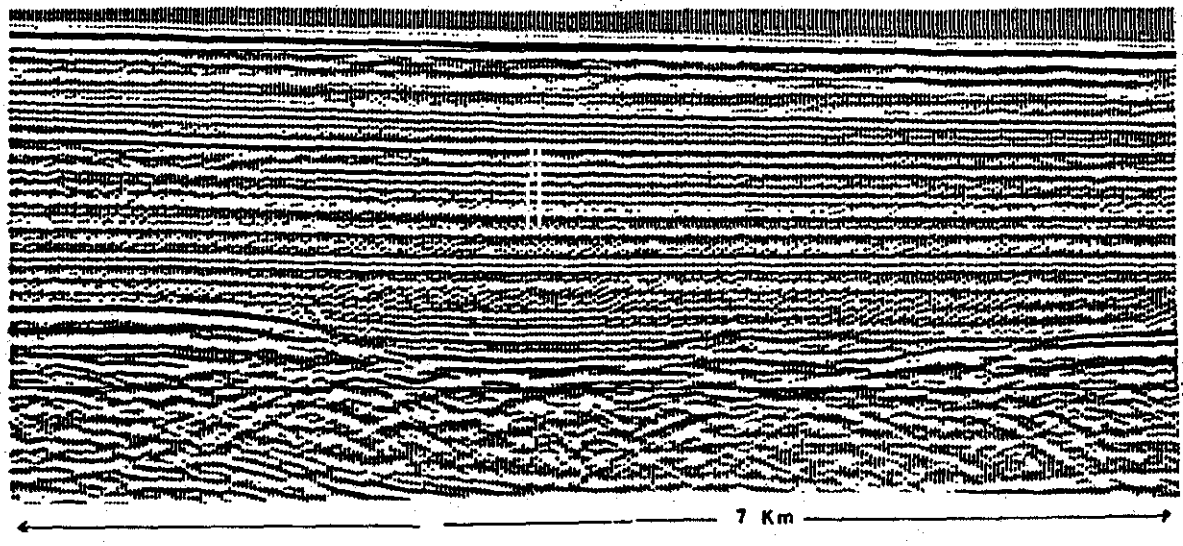
CABRIEL

LÍNEA CA-26



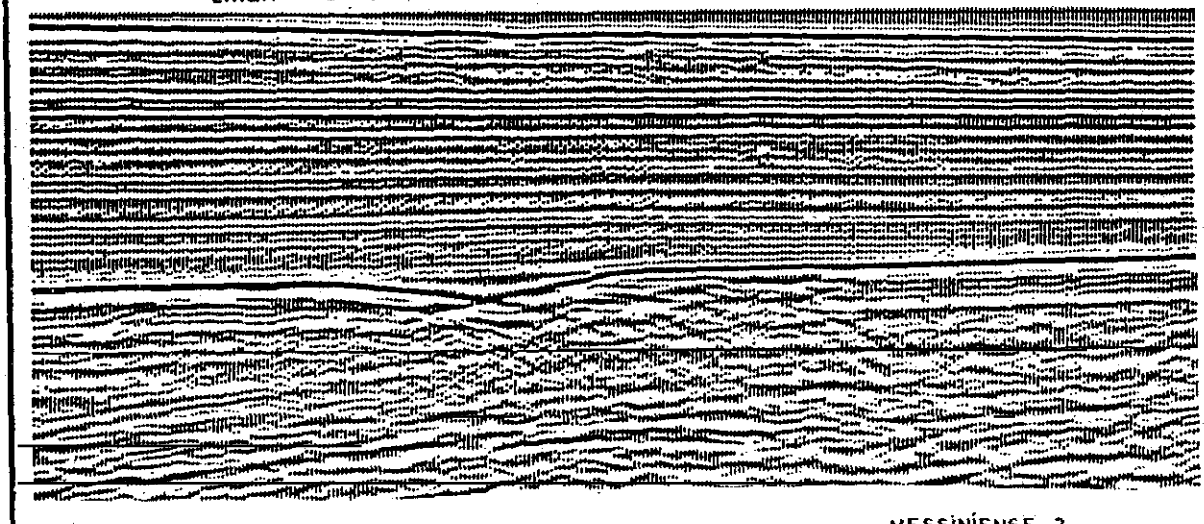
CABRIEL

LÍNEA CA-01



CABRIEL

LÍNEA CA-01



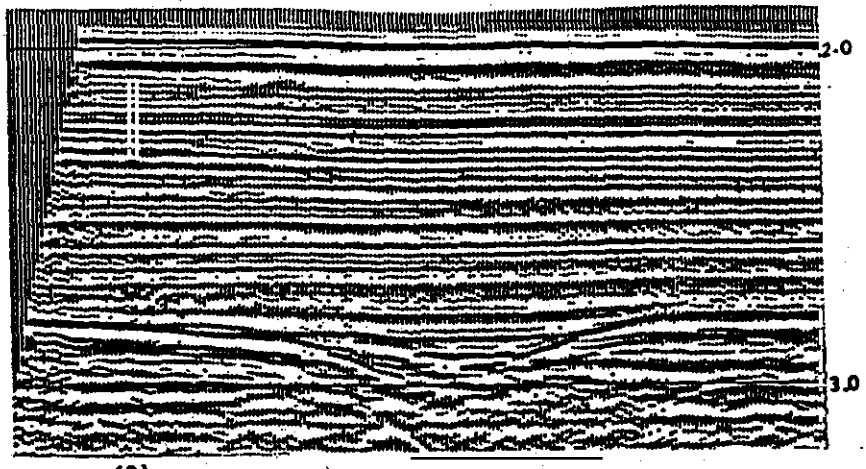
MESSINIENSE 2

Detalles de la figura 133

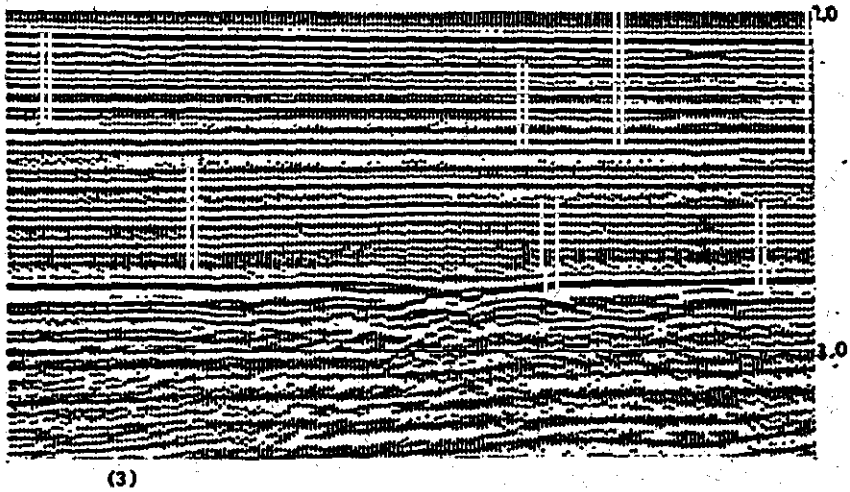
FIG-134

CABRÍEL (batimetria media 1500 m.)

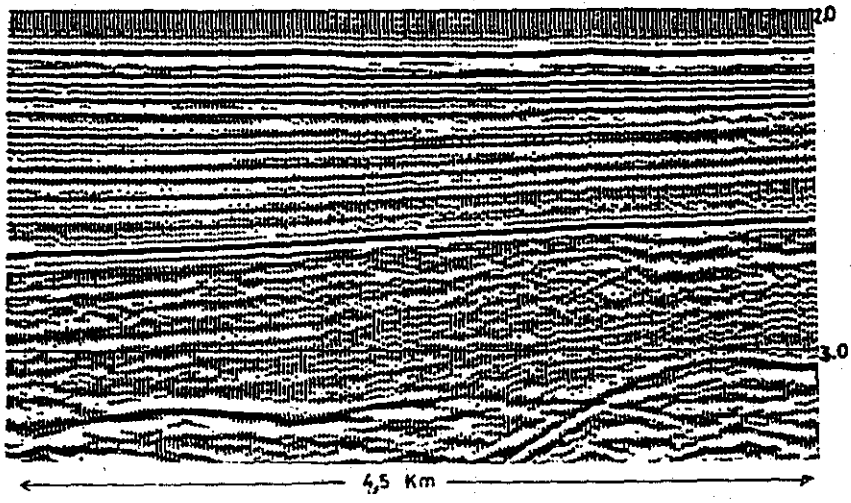
(1)
L-CA-02 (puntos de tiro 3 a 60)



(2)
L-CA-02 (p.t 240 a 300)



(3)
L-CA-02 (p.t 440 a 500)



(1) Canal-levee fosilizado por pelagita.

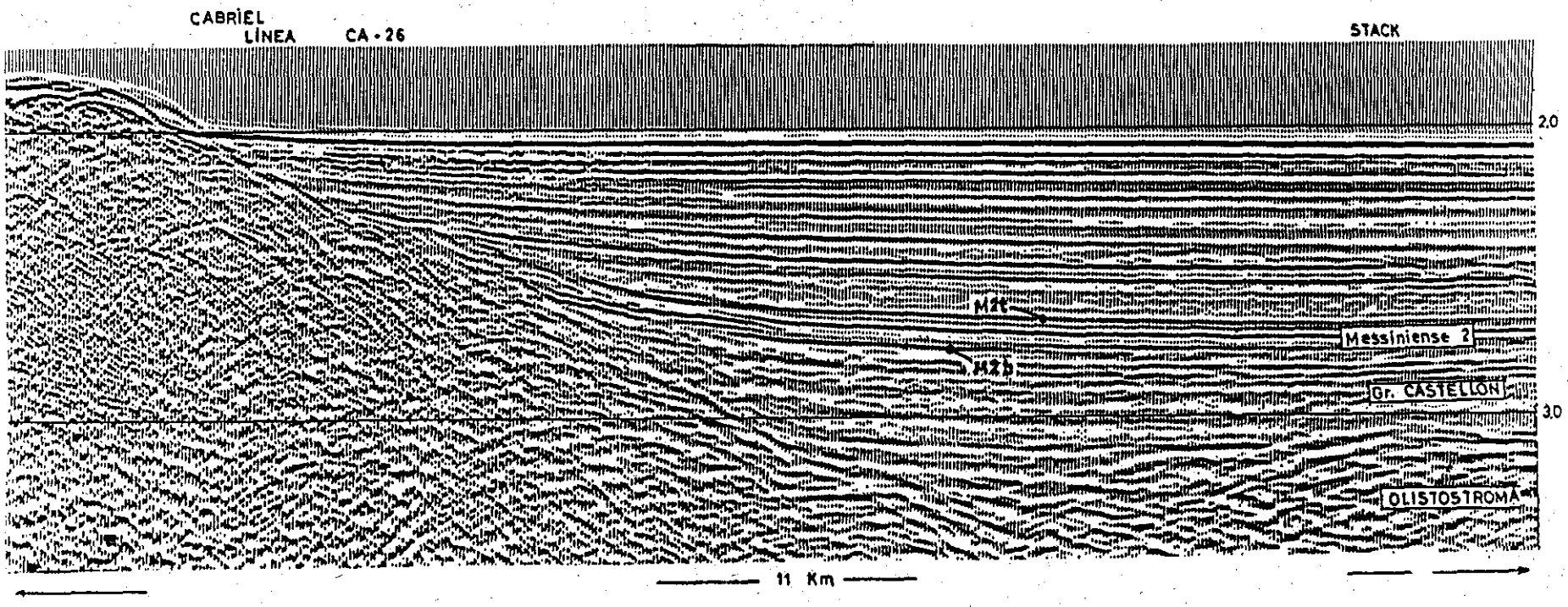
(2) Relieves sedimentario y tractivo de un canal-levee.

(3) Conformidad en facies entrecanales.

MESSINIENSE-2

Superficies M2b y M2t.

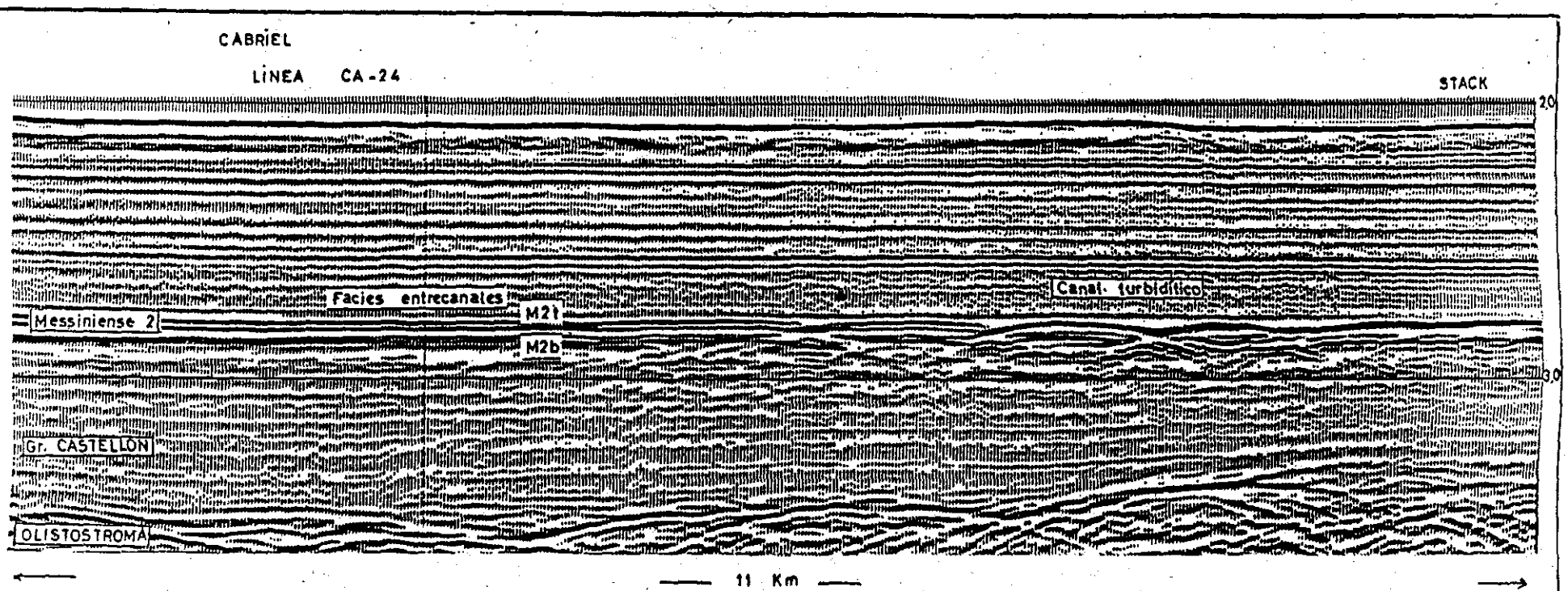
FIG-135



- Messiniense 2 en facies de entrecanales (M2b. y M2t. planares).
- Conformidad de los Grupos Castellón y Ebro.
- Fosilización mediante "onlap" distal de un volcan submarino.

MESSINIENSE - 2

FIG - 136



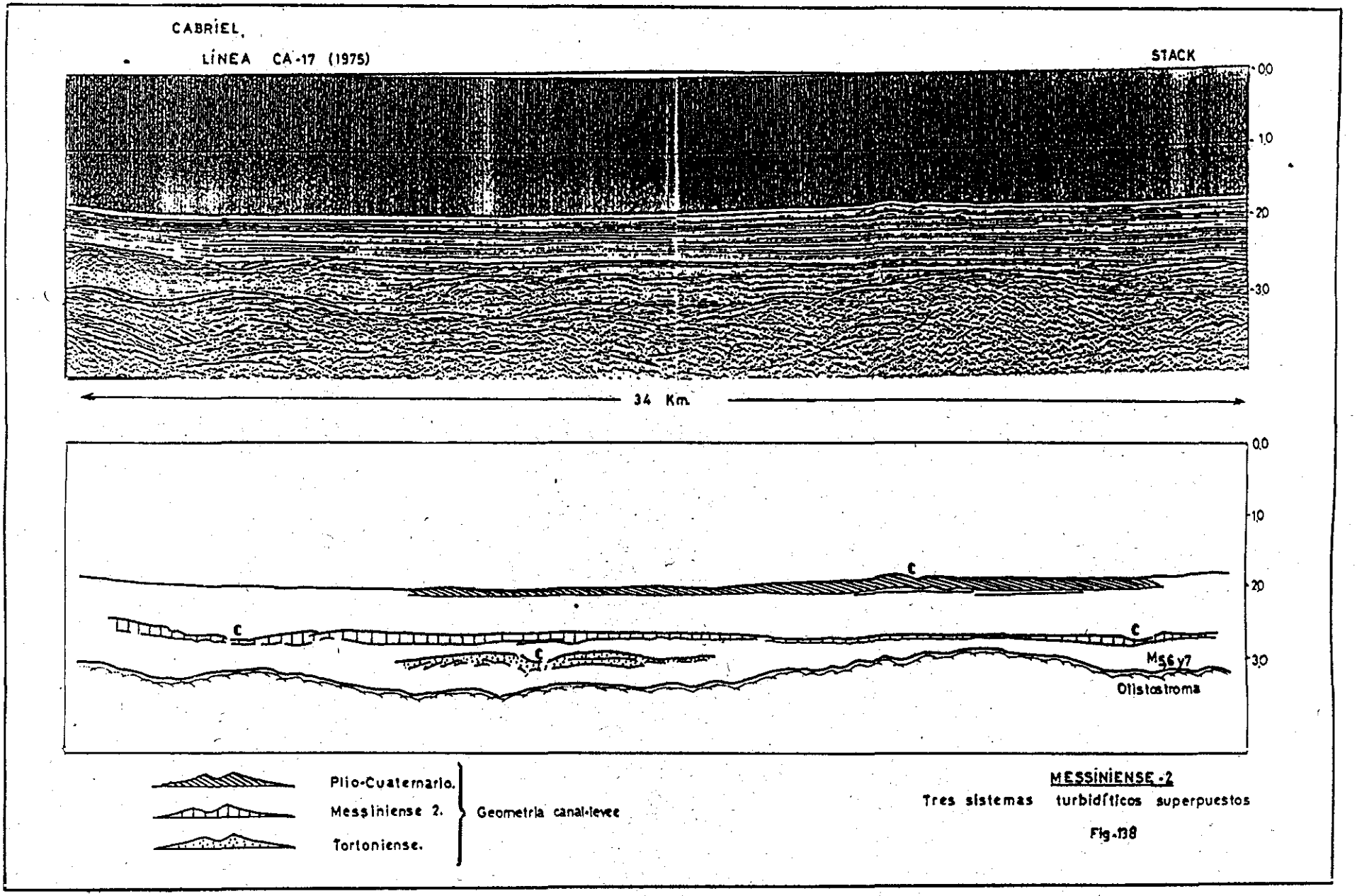
- Superficies de base y techo del Messiniense-2. (M2b. y M2t)

a)- Planoparalelas, conformes etc.. (FACIES DE ENTRECANAL)

b)- Disconformes, caóticas etc.. (RELIEVE SEDIMENTARIO Y TRACTIVO DE LAS FACIES CANALIZADAS)

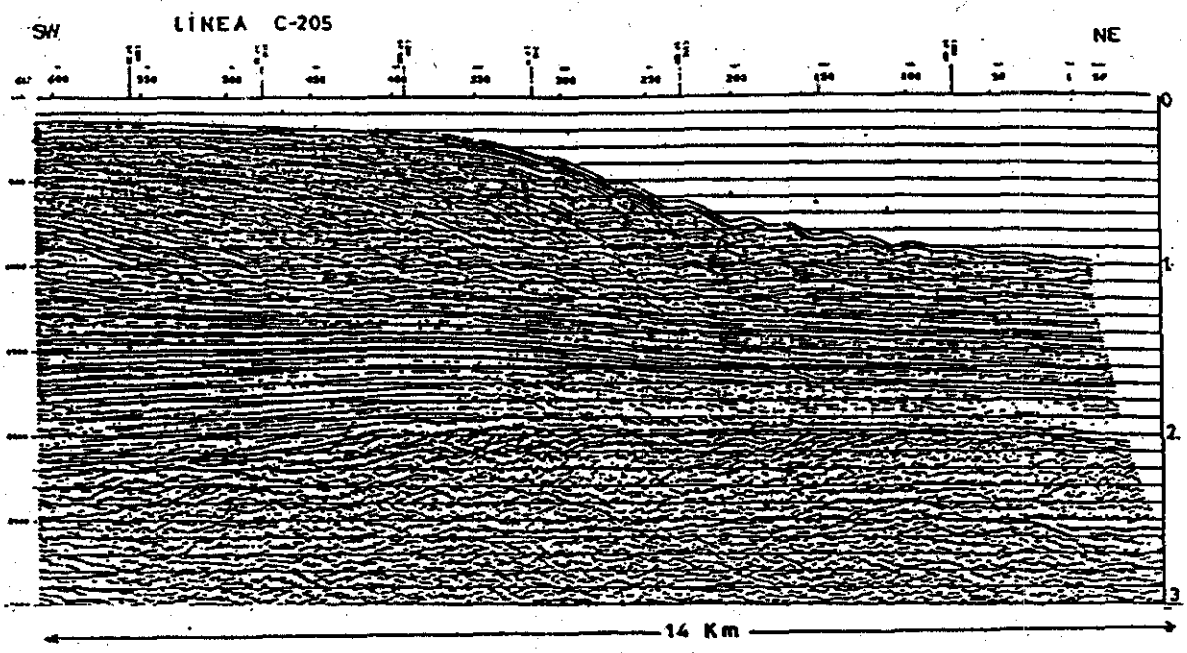
MESSINIENSE-2

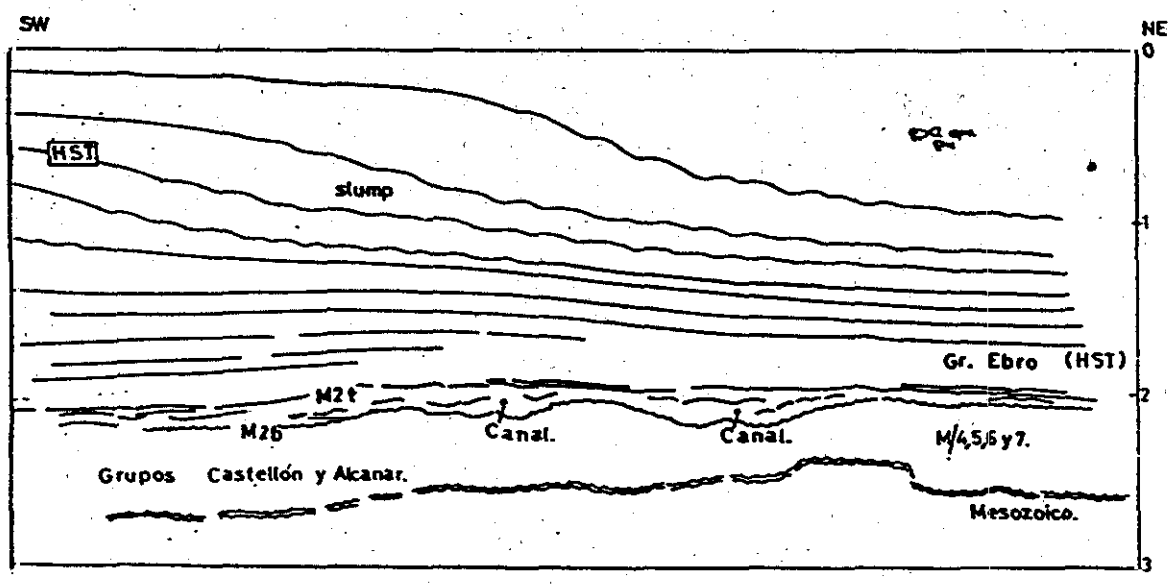
FIG-137


CABRIEL
LINEA CA-17 (1975)
STACK
0.0
1.0
2.0
3.0
34 Km.
0.0
1.0
2.0
3.0
C
C
C
C
Ms6 y7
Olistostroma
Plio-Cuaternario.
Messiniense 2.
Tortoniense.
Geometria canal-levee
MESSINIENSE -2
Tres sistemas turbidíticos superpuestos
Fig.138

MARINA DEL TURIA

LINEA C-205



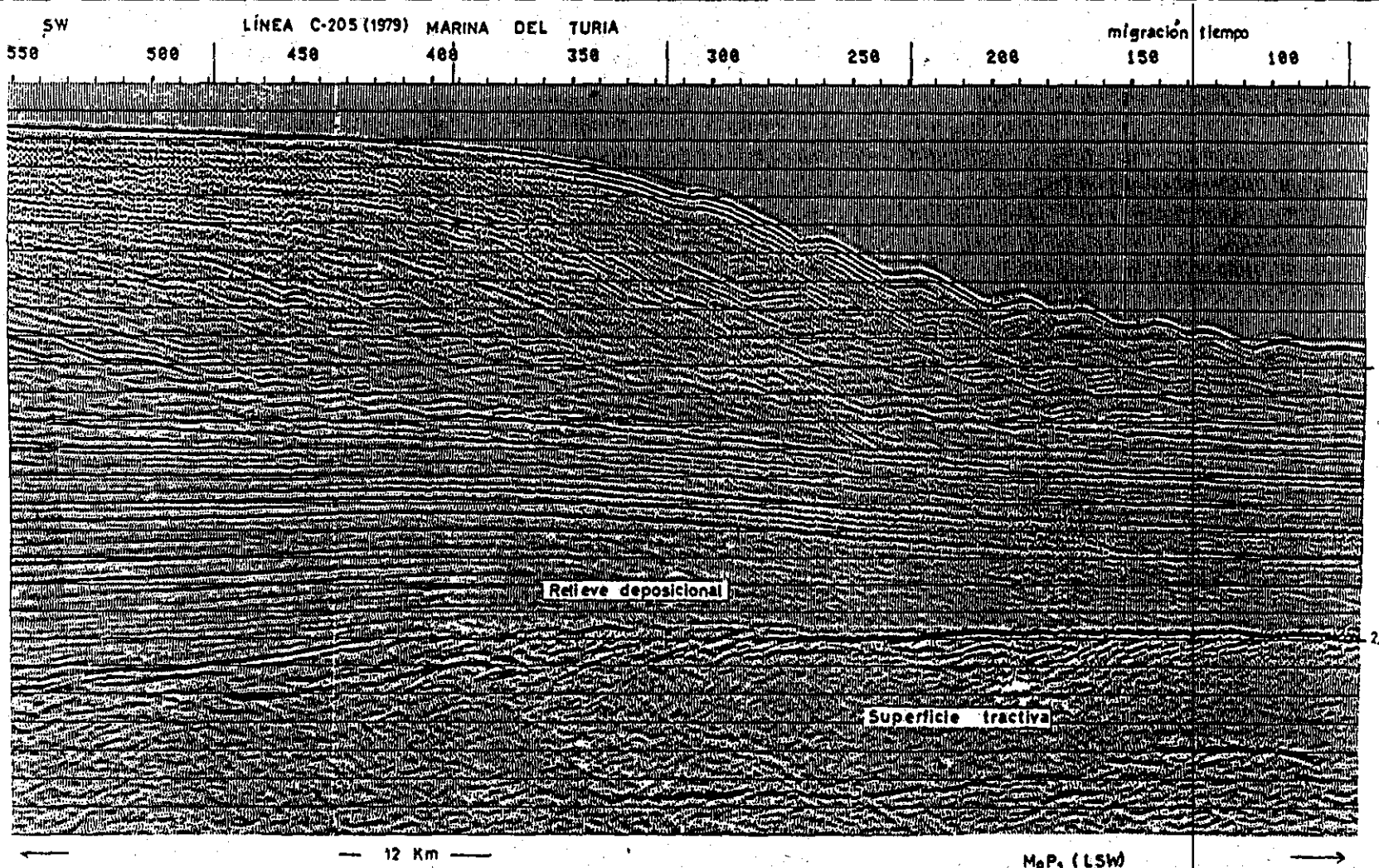


M2t – Relieve sedimentario
M2b – Erosión por canales turbidíticos

$M_6^P{}_1$ (S.F.C) Yeso-anhidrita fan

$M_6^P{}_1$ (LSW)
MESSINIENSE-2

FIG-139



M_8P_1 (LSW)

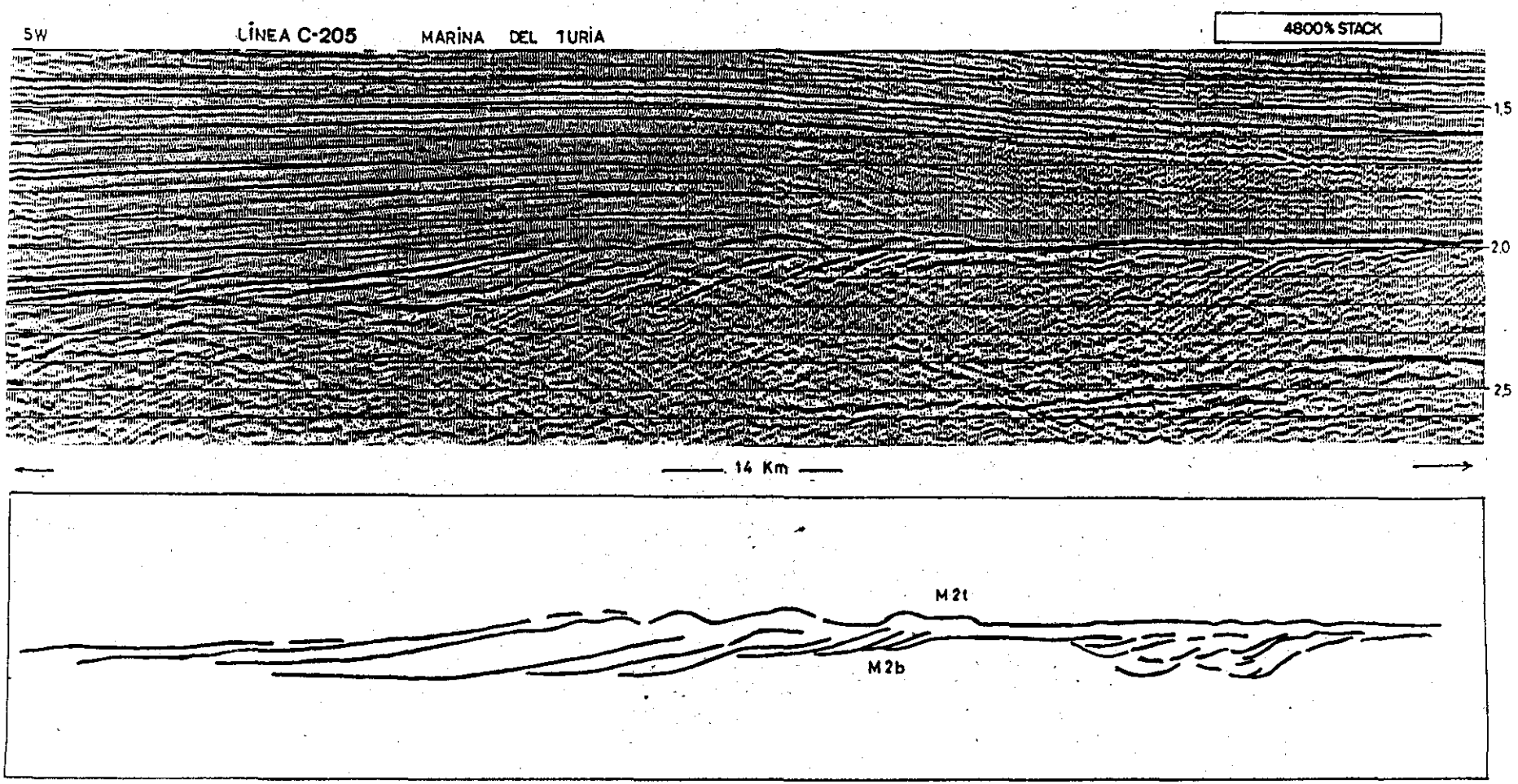
MESSINIENSE 2

Superficie erosiva y relieve deposicional

S.F.C. Yeso-anhidrita tan

Detalle fig 139

FIG-140



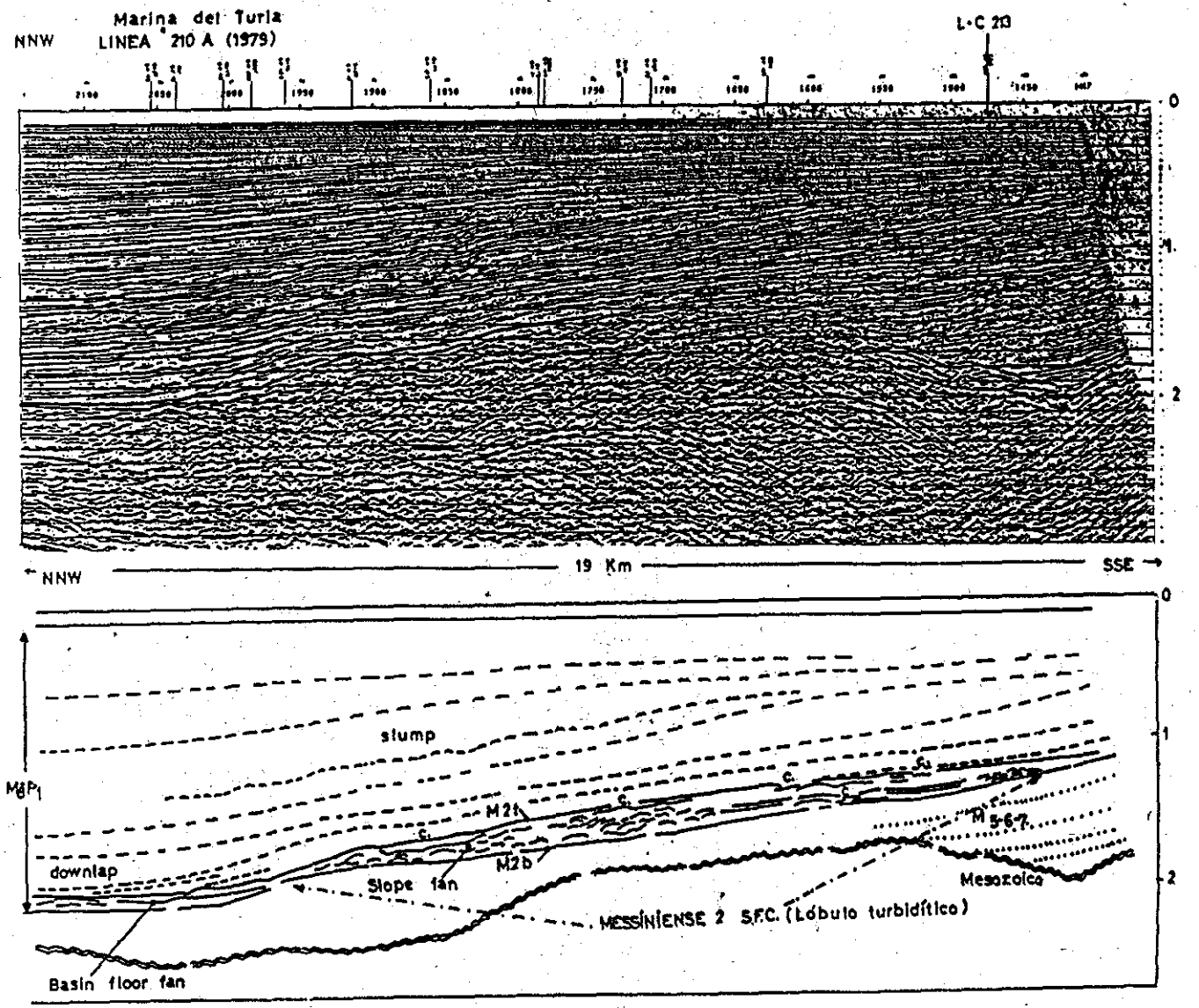
Detalle de la fig. 139

Excavación y deriva lateral de canales turbidíticos del Messiniense 2

Superficies no conformes M2b y M2t (Messin-2, base y techo)

$\frac{Mg P_1 (LSW)}{MESSINIENSE\ 2}$

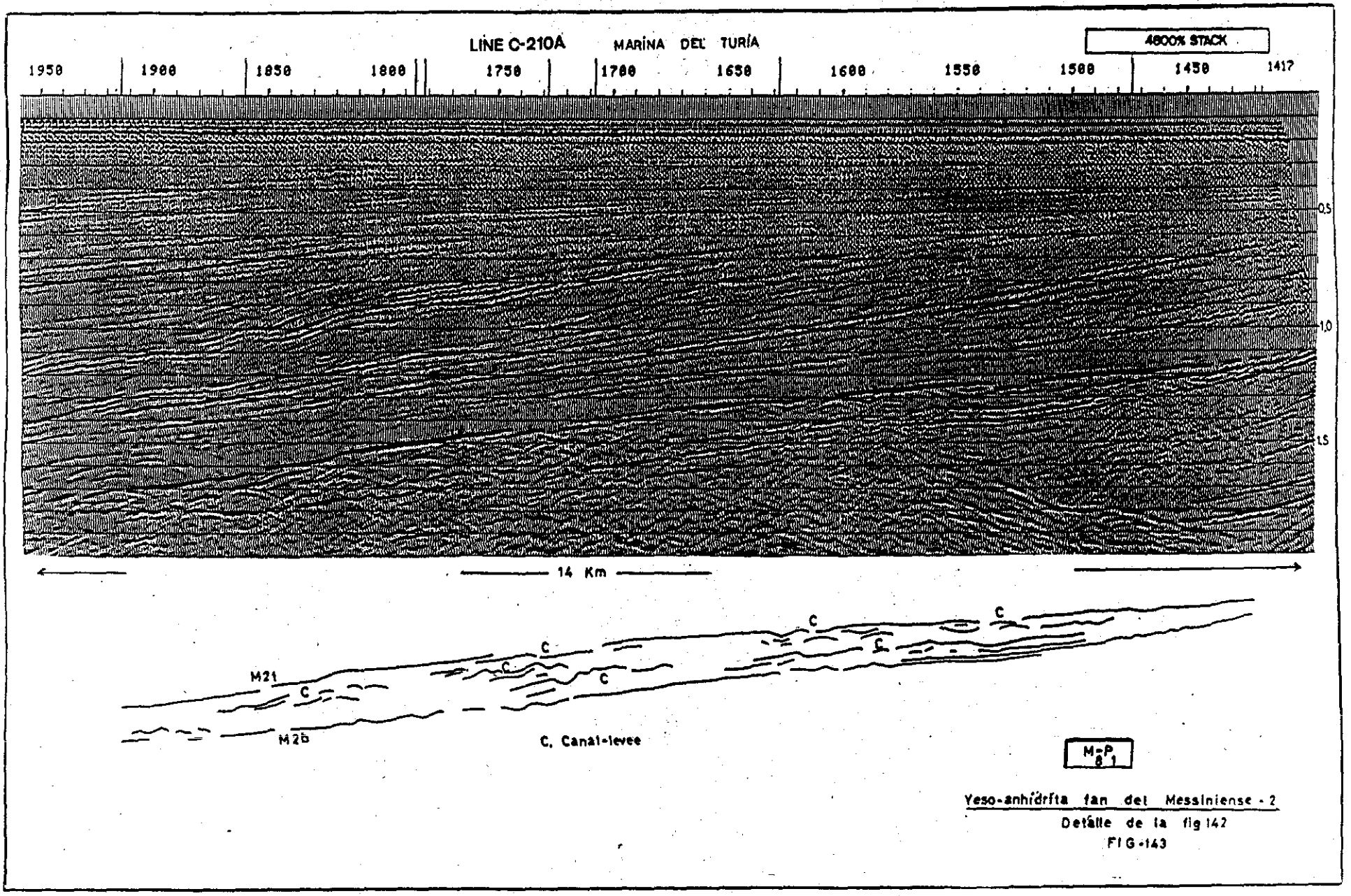
FIG·141

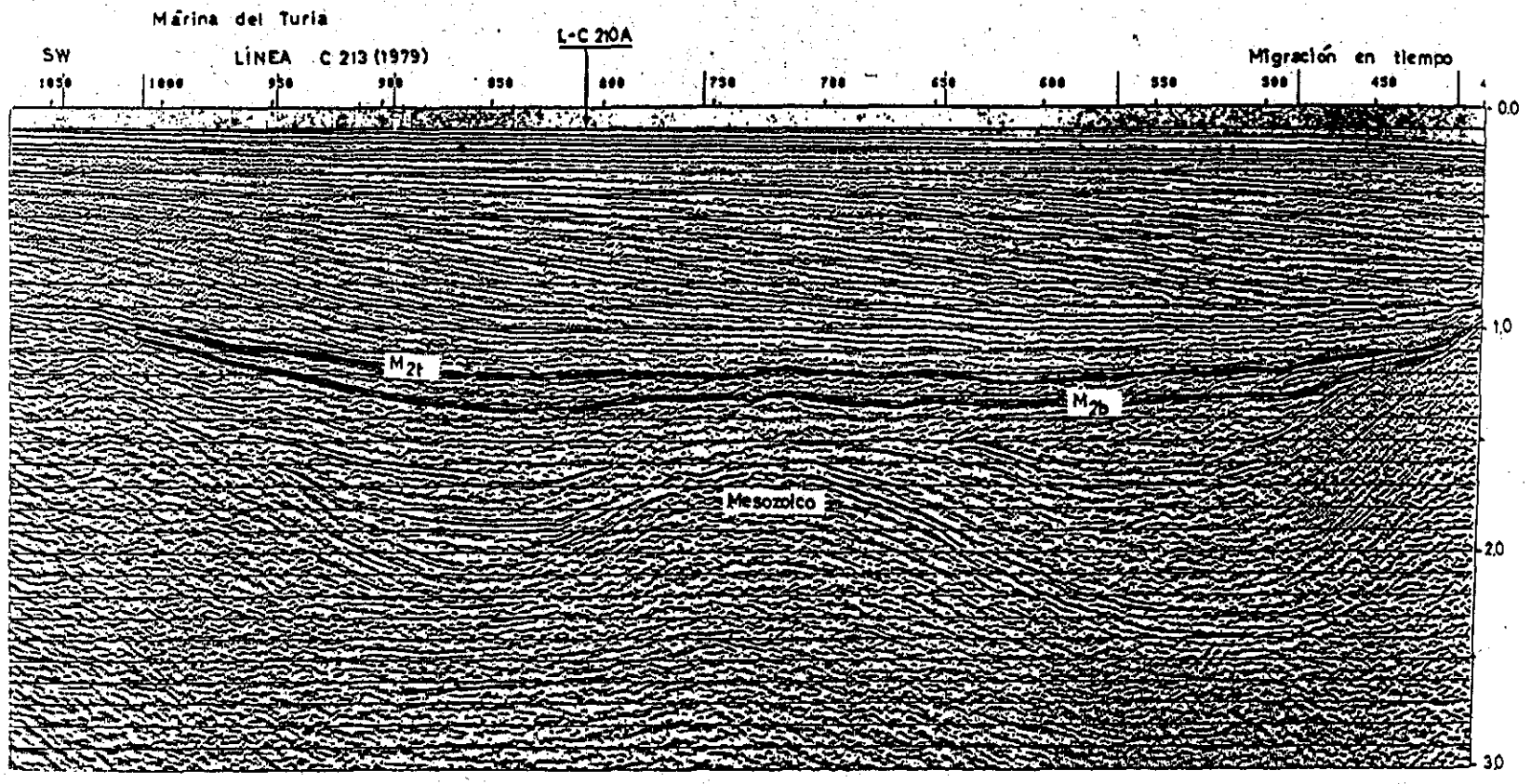


- Lóbulo deposicional
- Superficies M2b y M2t.

MgP1 (LSW)
MESSINIENSE-2

FIG-142


LINE C-210A
MARINA DEL TURÍA
4800% STACK
1950
1900
1850
1800
1750
1700
1650
1600
1550
1500
1450
1417
0.5
1.0
1.5
14 Km
M21
M2b
C
C, Canal-levee
M-P 8 1
Yeso-anhidrita fan del Messiniense - 2
Detalle de la fig 142
FIG-143

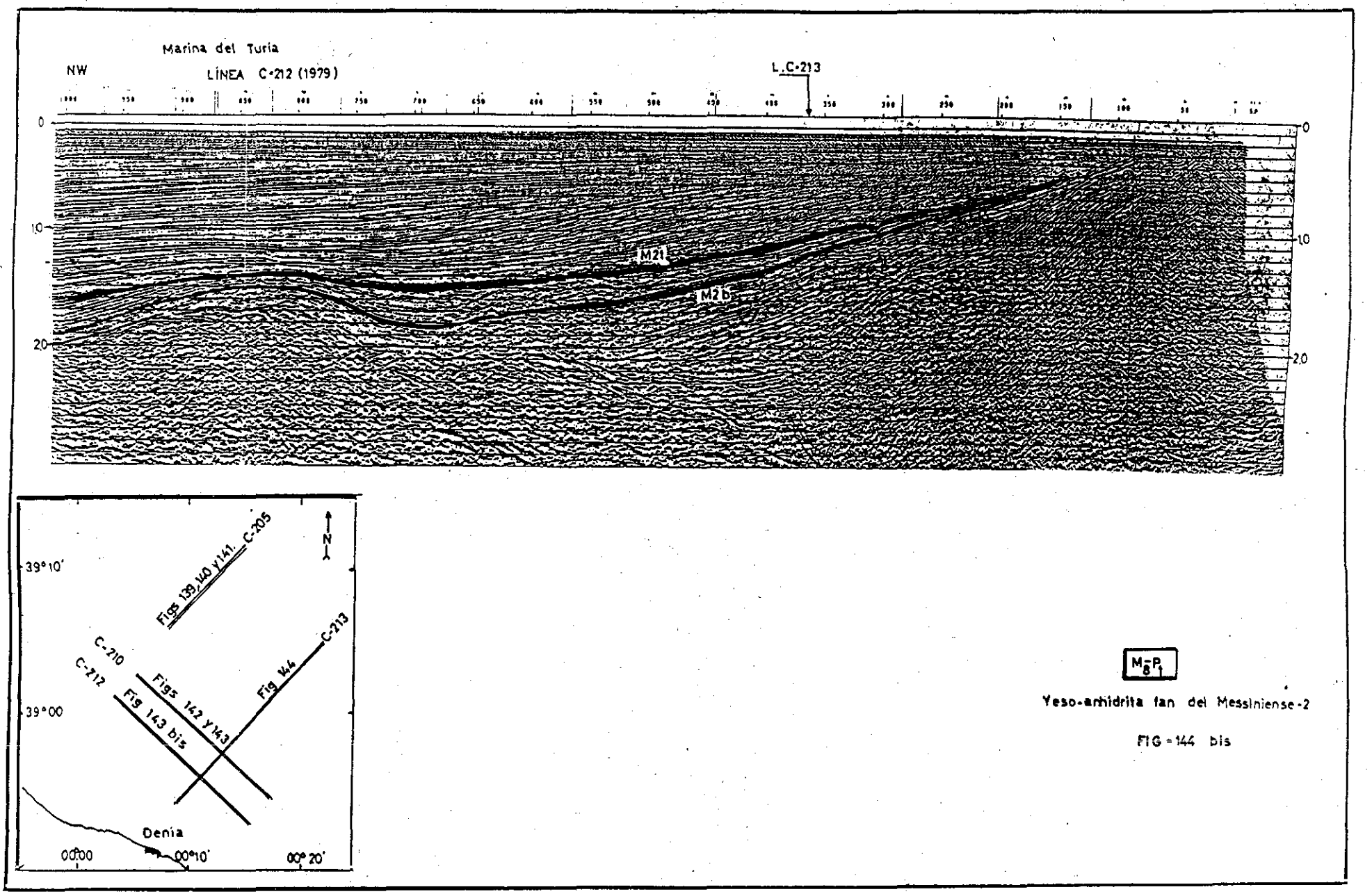


Surco interdiapírico (sinforma) condicionando el depósito del MESSINIENSE 2 yeso-anhidrita (turbidítico) sobre una antiforma del Mesozoico tipo caparaza de tortuga.

MESSINIENSE-2

Superficies M2b. y M2t.

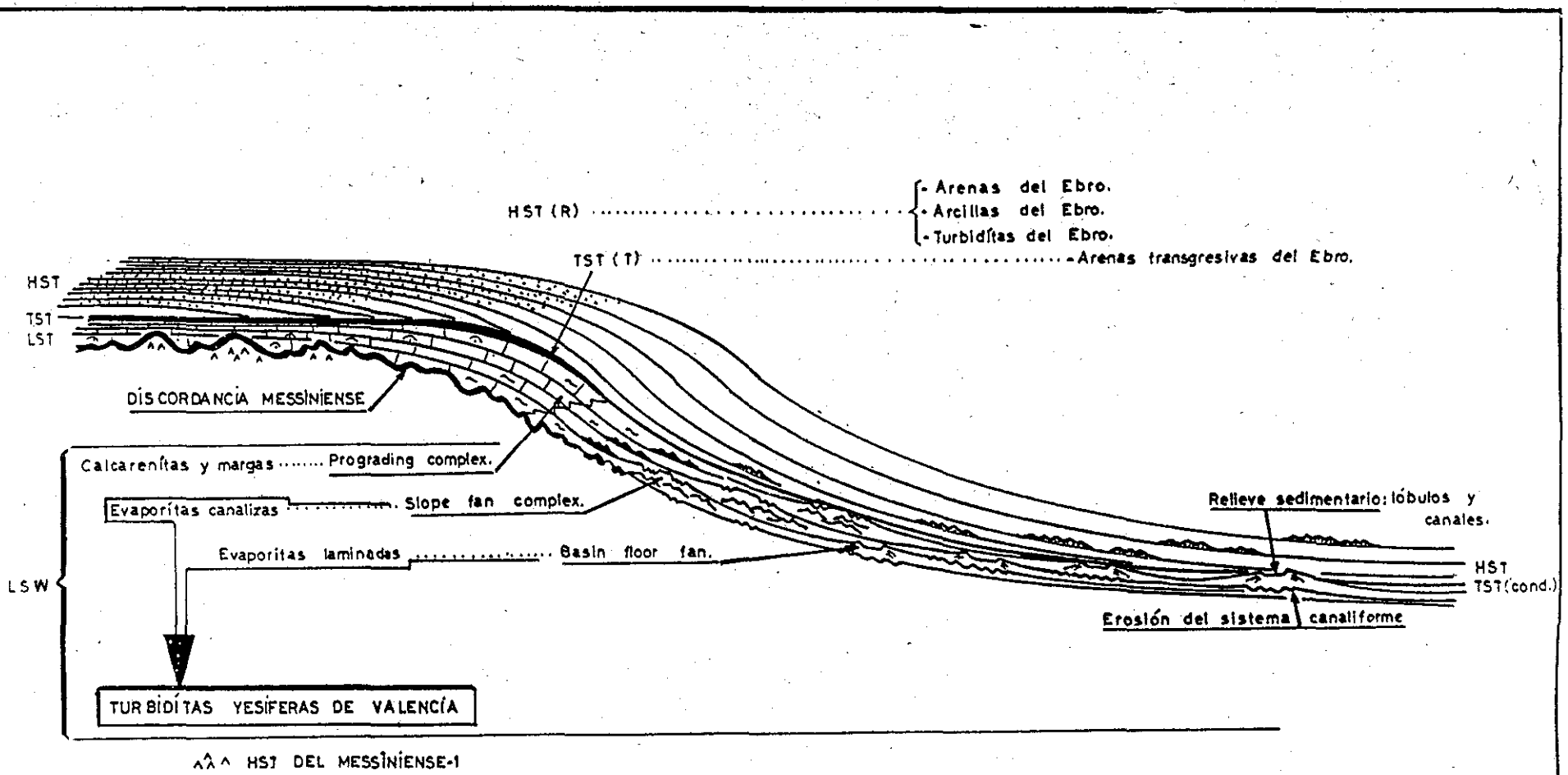
FIG-144



$M_8^2 P_1$

Yeso-anhidrita fan del Messiniense-2

FIG = 144 bis



Grupo Ebro

Discordancia y acordancia del Messiniense-2.

FIG-145

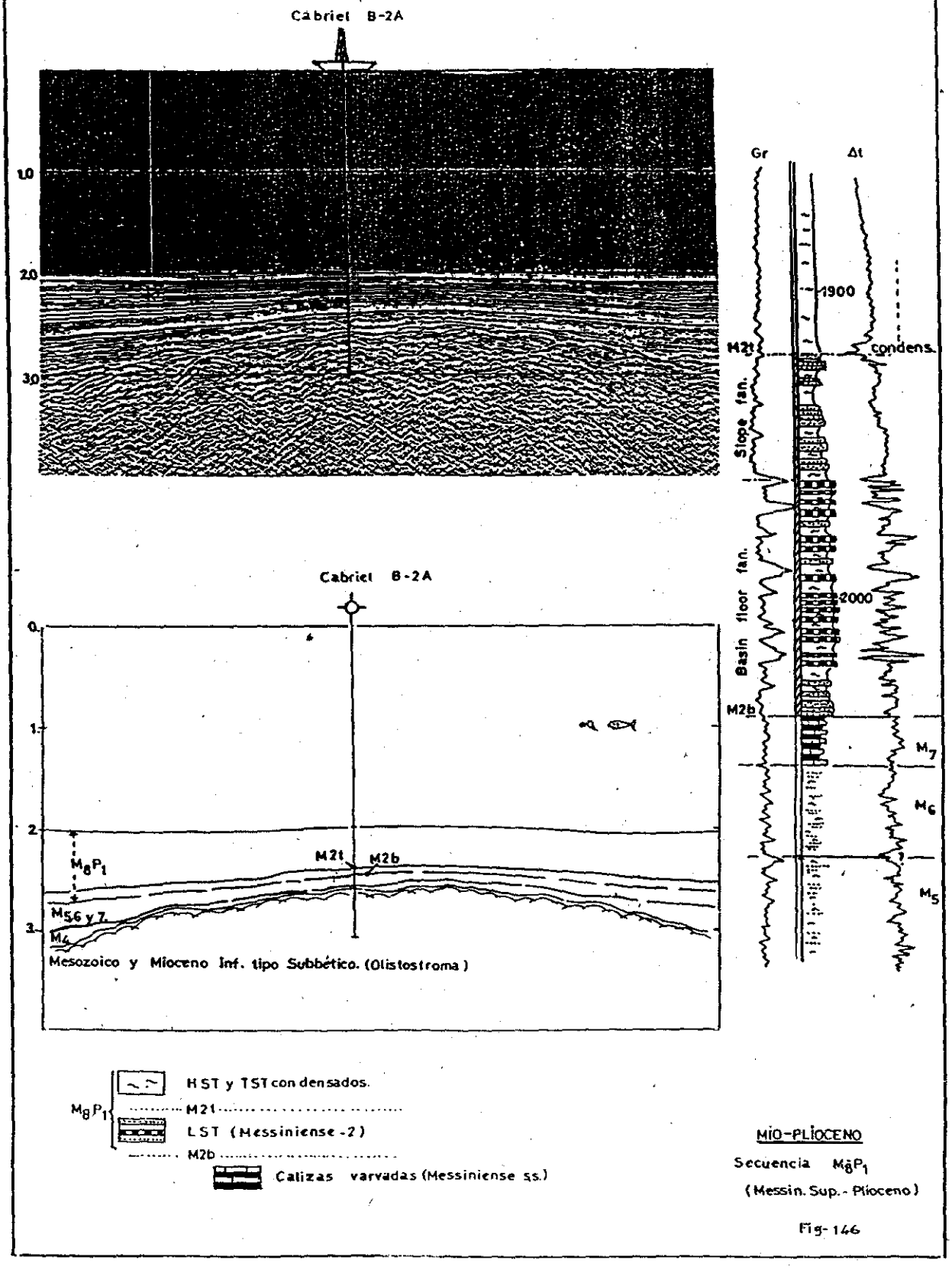
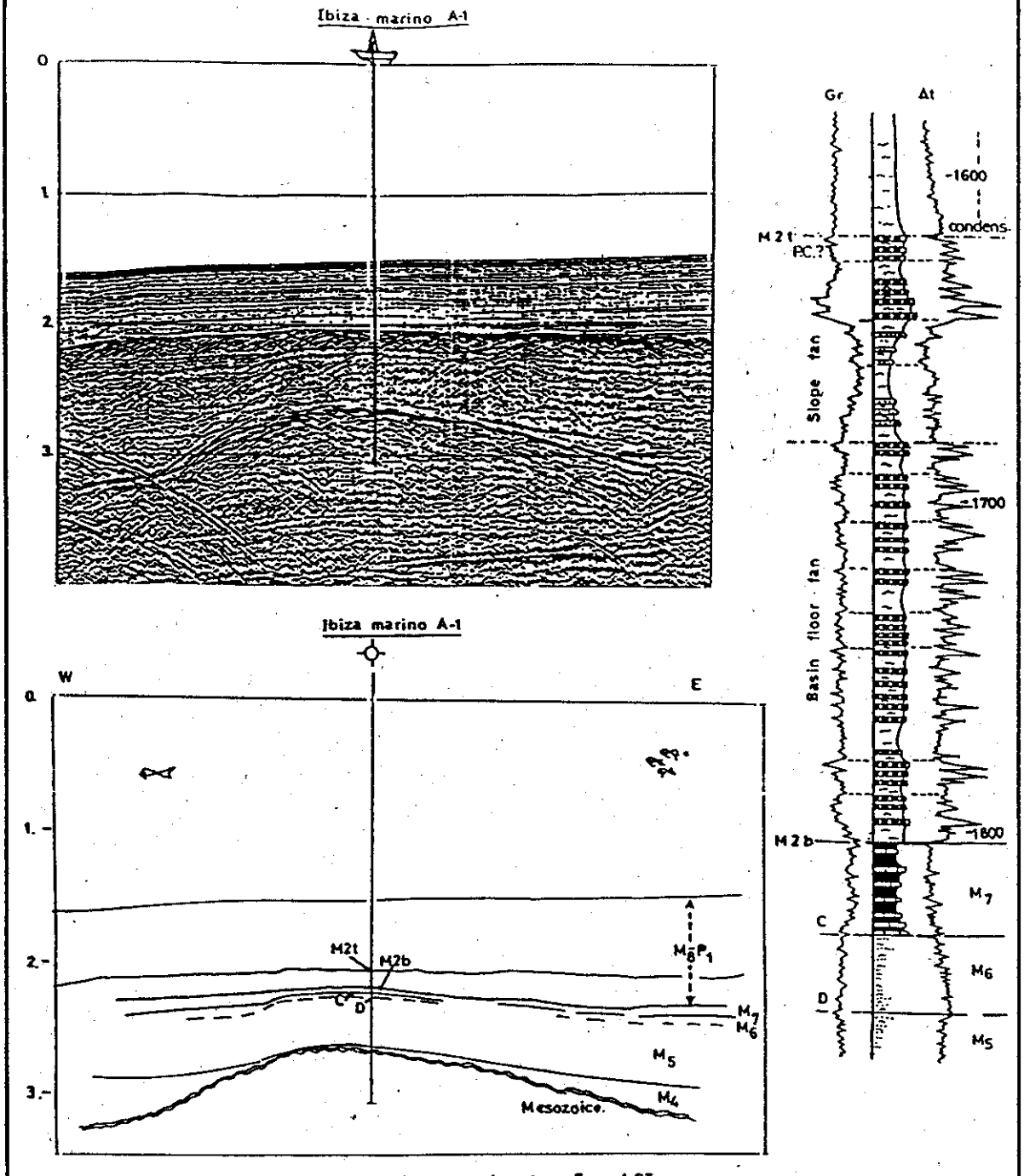

Cabriel B-2A
1.0
2.0
3.0
Gr
Δt
1900
2000
M2t
condens.
Slope fan.
Basin floor fan.
M2b
M7
M6
M5
Cabriel B-2A
0
1
2
3
M8P1
M2t
M2b
M5,6 y 7
M4
Mesozoico y Mioceno Inf. tipo Subbético. (Olistostroma)
M8P1
HST y TST condensados.
M2t
LST (Messiniense-2)
M2b
Calizas varvadas (Messiniense ss.)
MIO-PLIOCENO
Secuencia M8P1
(Messin. Sup. - Plioceno)

Fig-146



SUPERFICIES { M2t.... Tope LST
M2b ... Base LST (Límite de Secuencia)

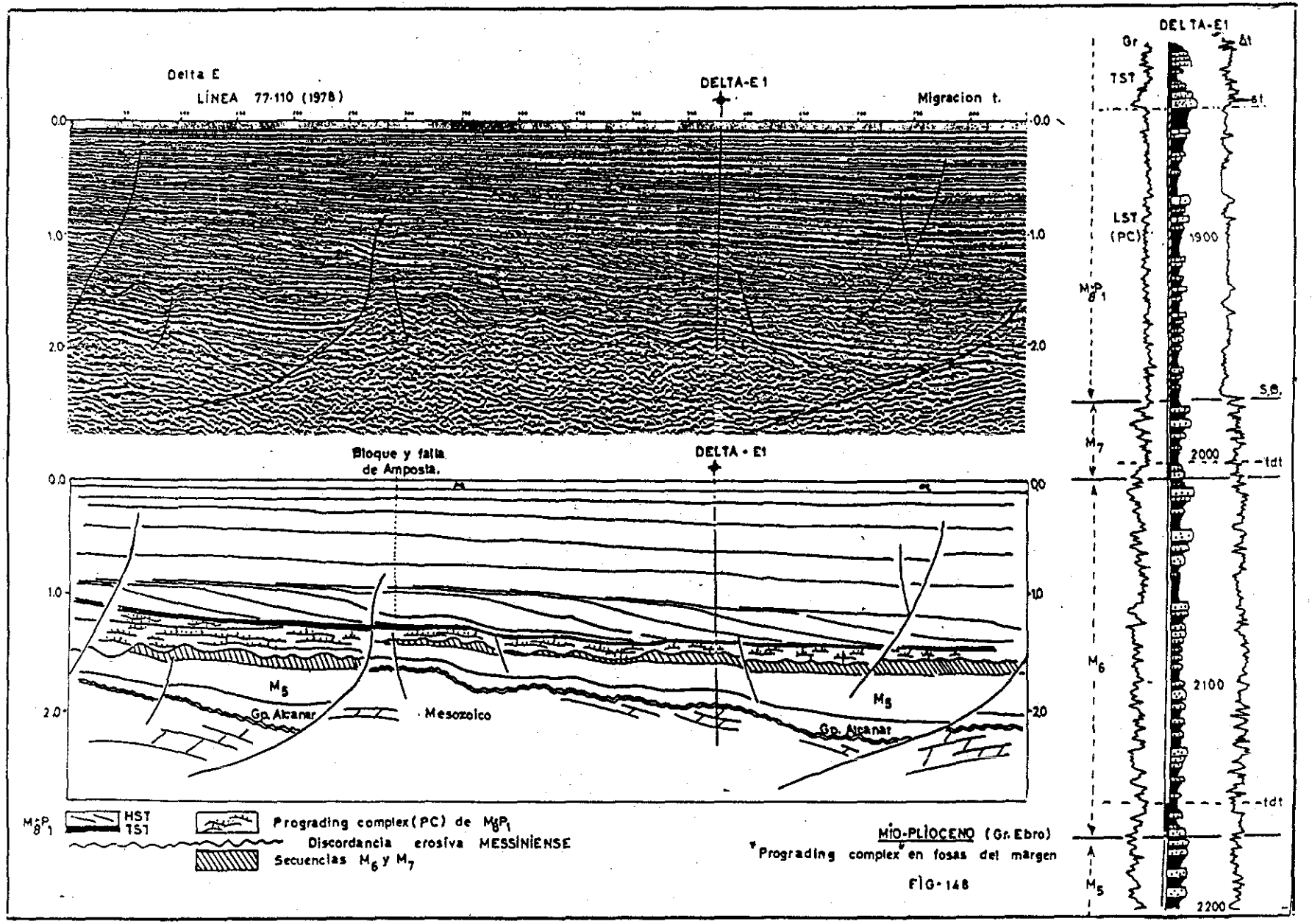
M_6P_1 { Hemipelágico T.S.T. y H.S.T.
M2t
Yeso-anhidrita fan de Valencia (B.F.F. y S.F.C.)
M2b

M_7 Calizas varyadas.

M_6 y M_5 Hemipelágicos.

MIO-PLIOCENO
Sec. M_6P_1

FIG-147



MIO-PLIOCENO (Gr. Ebro)

*Prograding complex en fosas del margen

FIG-148

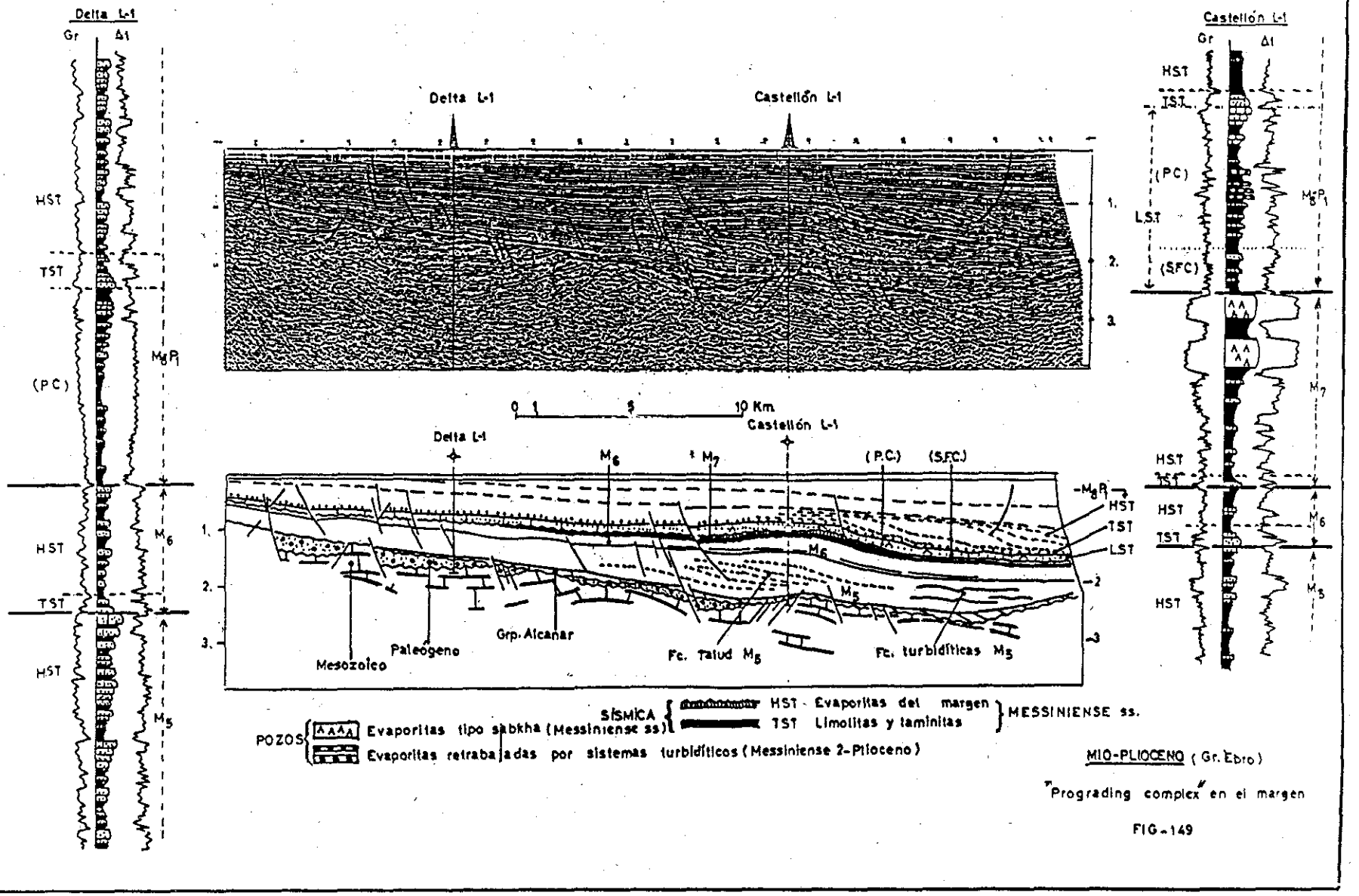
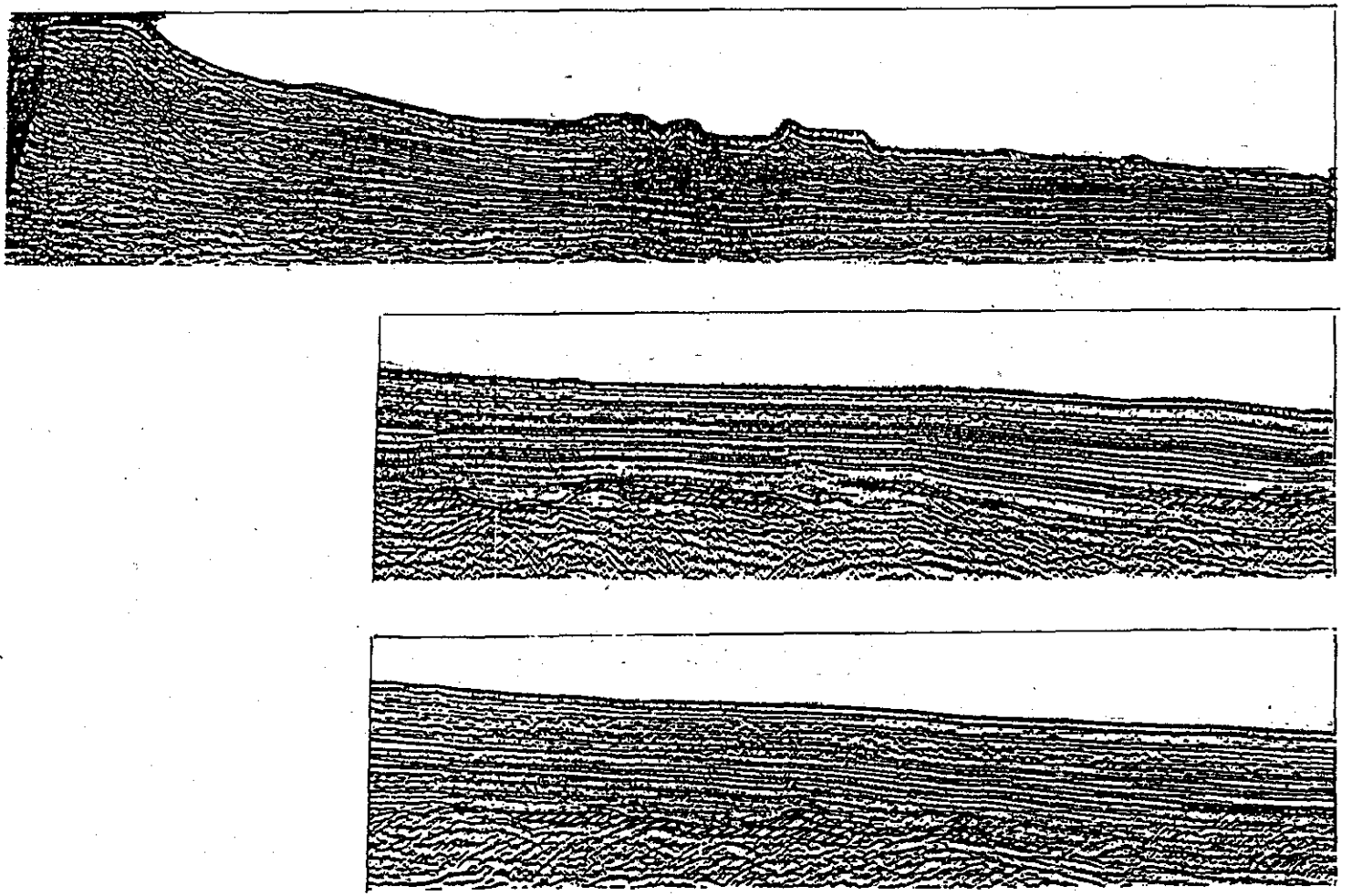

Delta L-1
Gr
Δt
HST
TST
(PC)
M8R1
M6
HST
TST
HST
M5
Delta L-1
Castellón L-1
1.
2.
3.
0 1 5 10 Km
Delta L-1
Castellón L-1
M6
M7
(P.C.)
(S.F.C.)
M8R1
HST
TST
LST
M6
M5
Mesozoico
Paleógeno
Grp. Alcanar
Fc. Talud M5
Fc. turbidíticas M5
Castellón L-1
Gr
Δt
HST
T.S.T.
(PC)
L.S.T.
(S.F.C.)
M8R1
M7
HST
TST
HST
TST
M6
HST
M5
SÍSMICA
HST - Evaporitas del margen
TST Limolitas y laminitas
MESSINIENSE ss.
POZOS
Evaporitas tipo sabkha (Messiniense ss)
Evaporitas retrabajadas por sistemas turbidíticos (Messiniense 2-Plioceno)
MIO-PLIOCENO (Gr. Ebro)
"Prograding complex" en el margen

FIG.-149

"ARCO" VALENCIA - COLUMBRETES



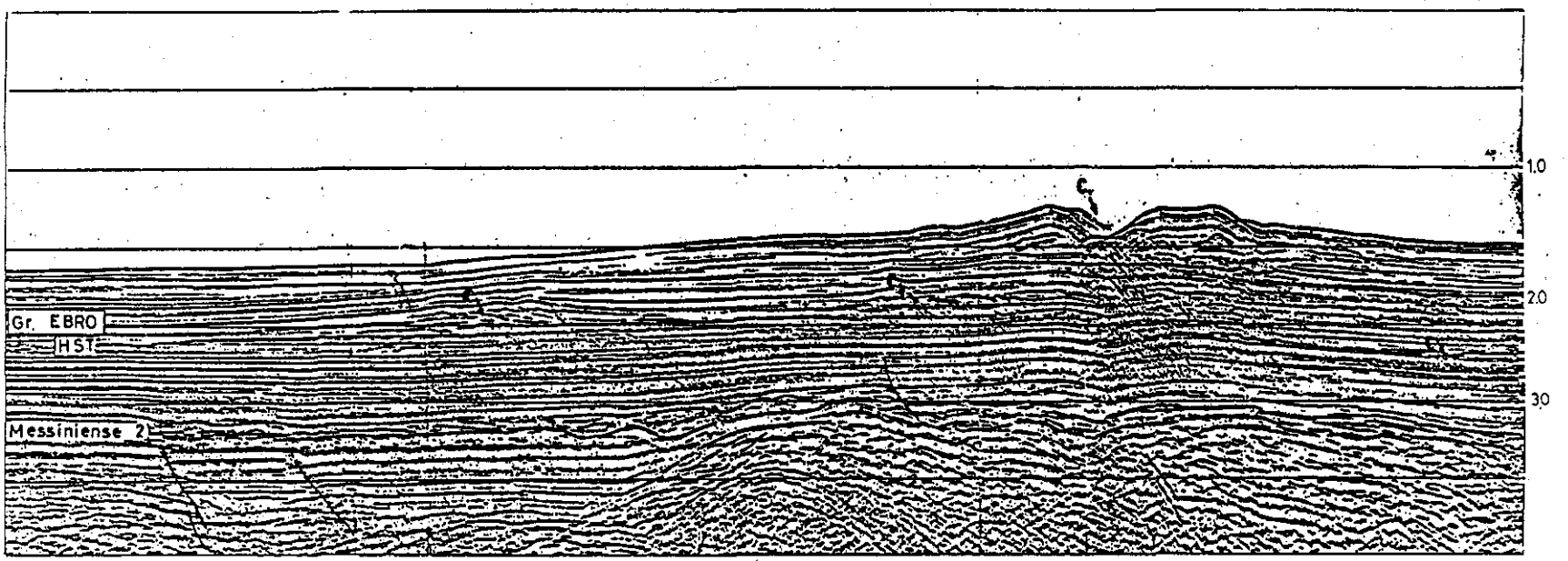
Progradación actual y fosil de los complejos turbidíticos de pie de talud

MIO-PLIOCENO

$M_6^P_1$

HST del Grupo Ebro

FIG - 150



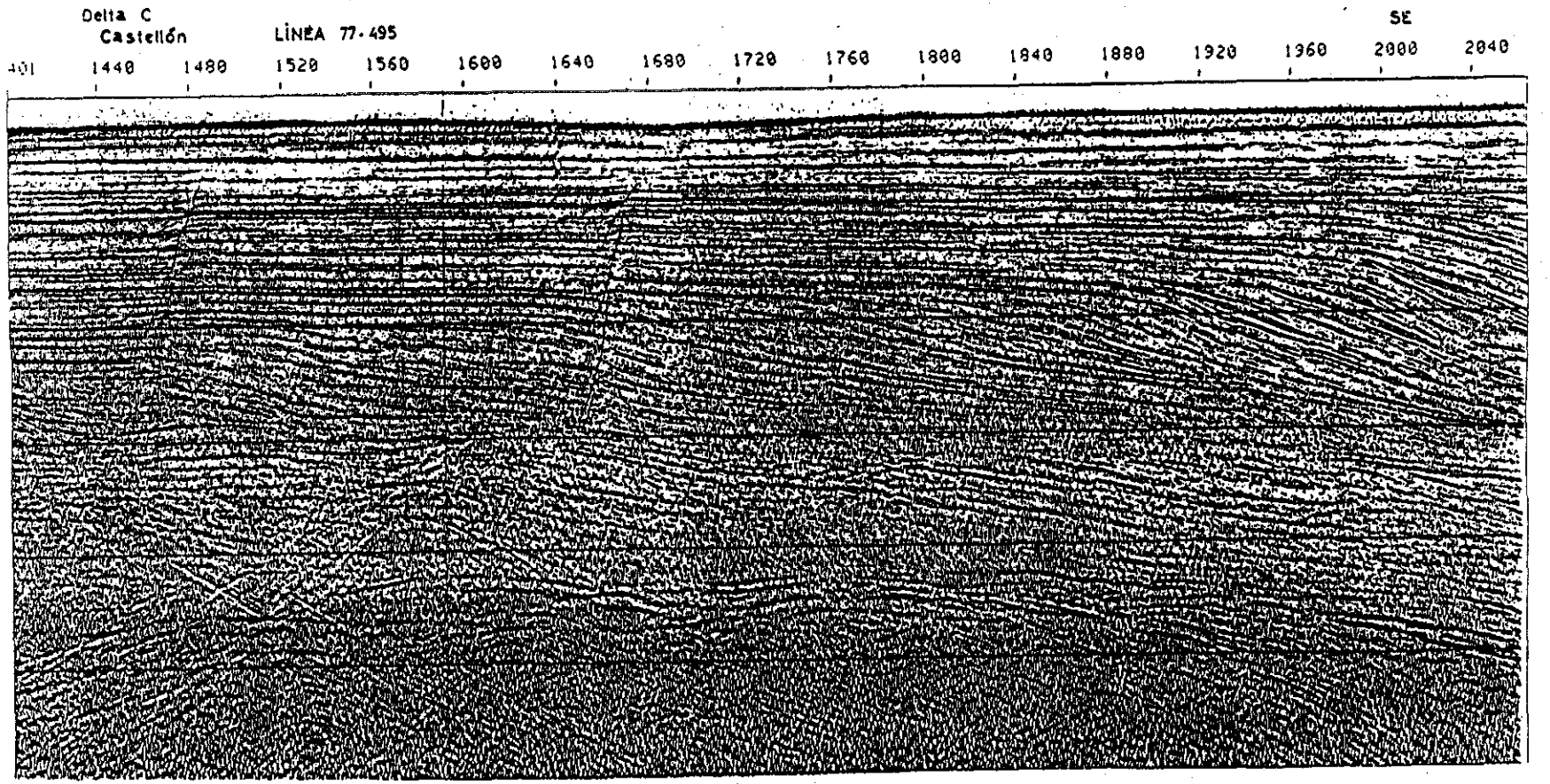
C. Canales turbidíticos fósiles y actuales.

MIO-PLIOCENO

M_6P_1

HST del Grupo Ebro

FIG. 151



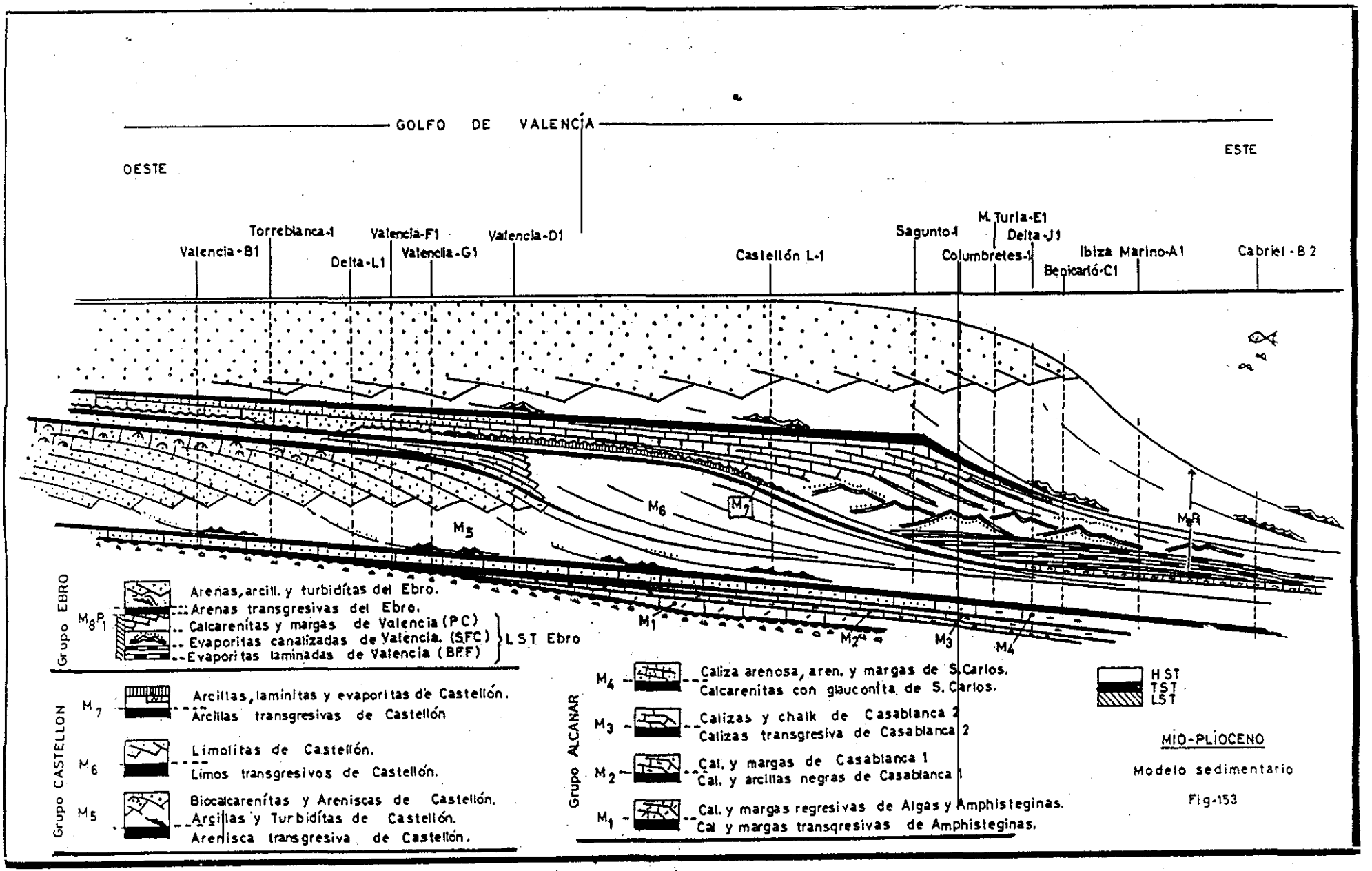
MÍO-PLIOCENO

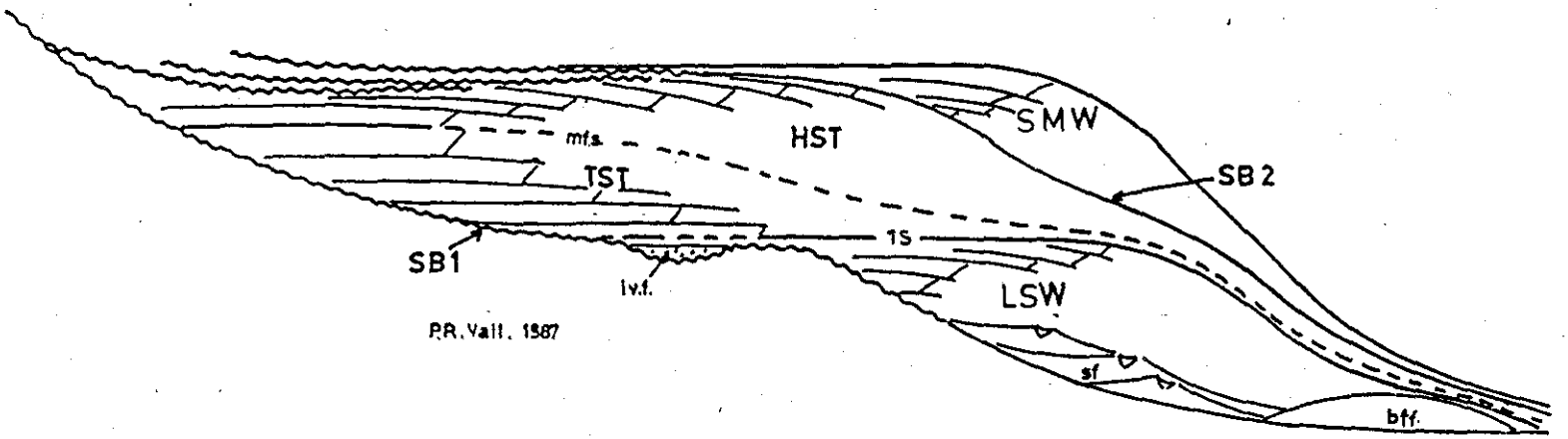
M-P
8 1

Velocidades de progradación

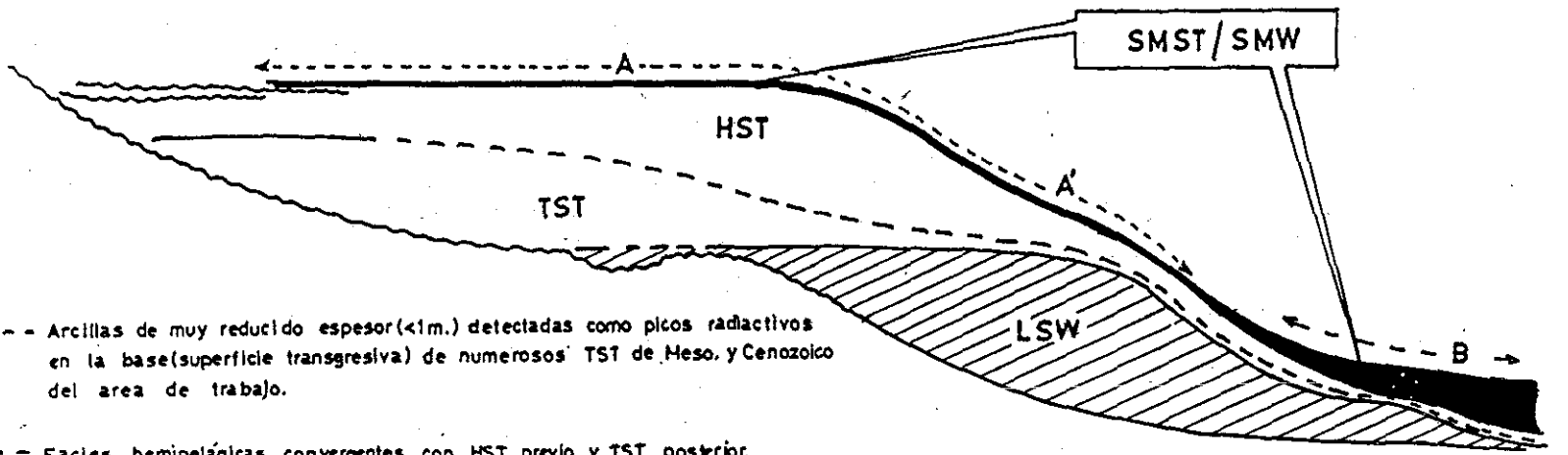
HST Grupo Ebro

FIG-152


GOLFO DE VALENCIA
OESTE
ESTE
Valencia-B1
Torreblanca-1
Delta-L1
Valencia-F1
Valencia-G1
Valencia-D1
Castellón L-1
Sagunto-1
Columbretes-1
M. Turia-E1
Delta-J1
Benicarló-C1
Ibiza Marino-A1
Cabriel-B 2
M5
M6
M7
M8R
M1
M2
M3
M4
Grupo EBRO
M8P1
Arenas, arcill. y turbiditas del Ebro.
Arenas transgresivas del Ebro.
Calcarenitas y margas de Valencia (PC)
Evaporitas canalizadas de Valencia. (SFC)
Evaporitas laminadas de Valencia (BFF)
LST Ebro
Grupo CASTELLON
M7
Arcillas, laminitas y evaporitas de Castellón.
Arcillas transgresivas de Castellón
M6
Limolitas de Castellón.
Limos transgresivos de Castellón.
M5
Biocalcarenitas y Areniscas de Castellón.
Arcillas y Turbiditas de Castellón.
Arenisca transgresiva de Castellón.
Grupo ALCANAR
M4
Caliza arenosa, aren. y margas de S. Carlos.
Calcarenitas con glauconita de S. Carlos.
M3
Calizas y chalk de Casablanca 2
Calizas transgresiva de Casablanca 2
M2
Cal. y margas de Casablanca 1
Cal. y arcillas negras de Casablanca 1
M1
Cal. y margas regresivas de Algas y Amphisteginas.
Cal y margas transqresivas de Amphisteginas.
HST
TST
LST
MIO-PLIOCENO
Modelo sedimentario
Fig-153



P.R. Vail, 1987



- - A A' - - Arcillas de muy reducido espesor (<1m.) detectadas como picos radiactivos en la base (superficie transgresiva) de numerosos TST de Meso. y Cenozoico del area de trabajo.

- - B - - Facies hemipelágicas convergentes con HST previo y TST posterior.

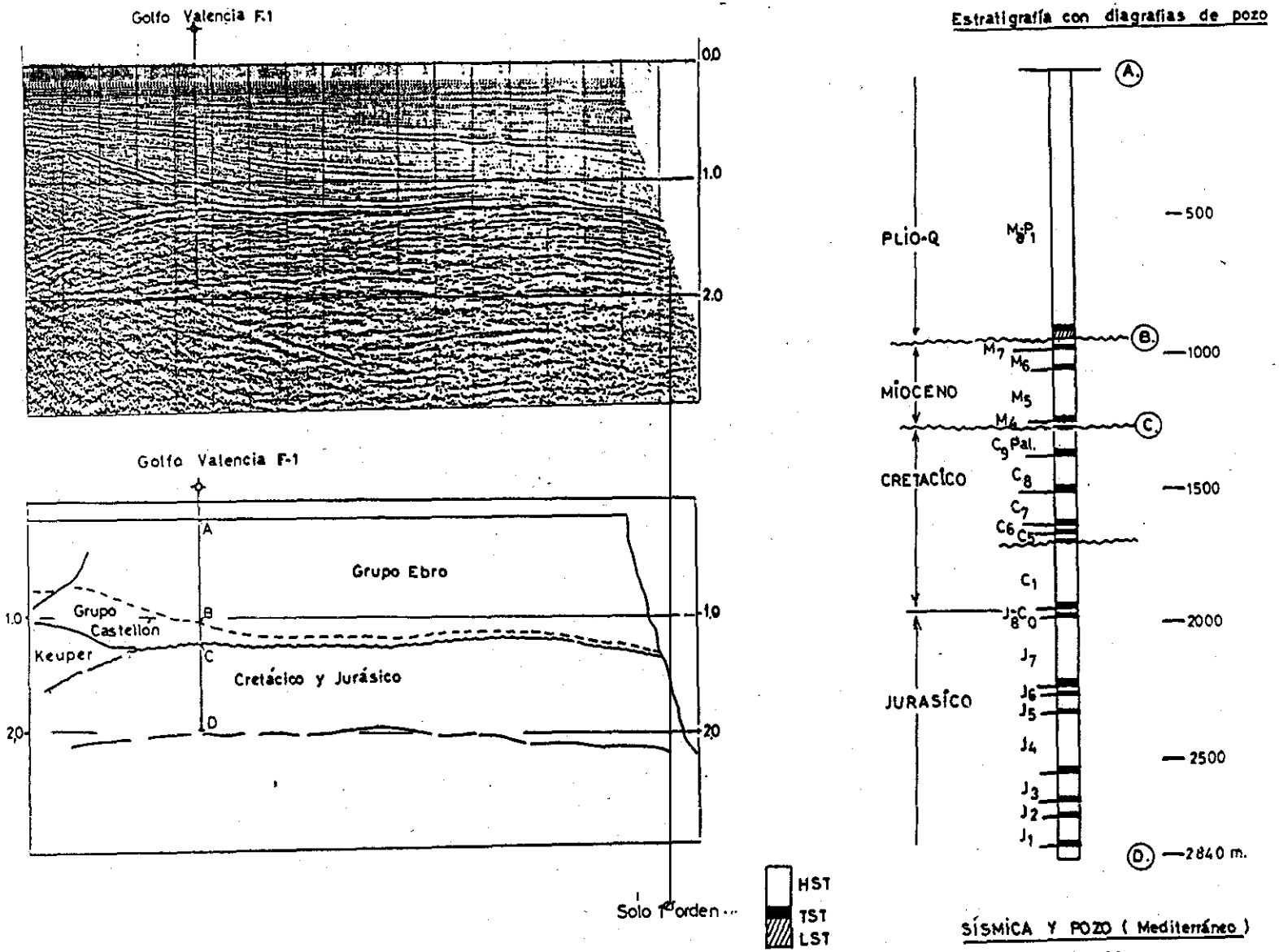
PROBLEMÁTICA DE LOS EPISODIOS DE NIVEL BAJO

Fig-154

LÍNEAS SÍSMICAS Y POZOS

- Ejemplos de interpretación.
  - Golfo de Valencia
  - Prebético
  - Llanos de Colombia y Venezuela
  - Paleozoico de Bolivia

Figuras 155 a 160

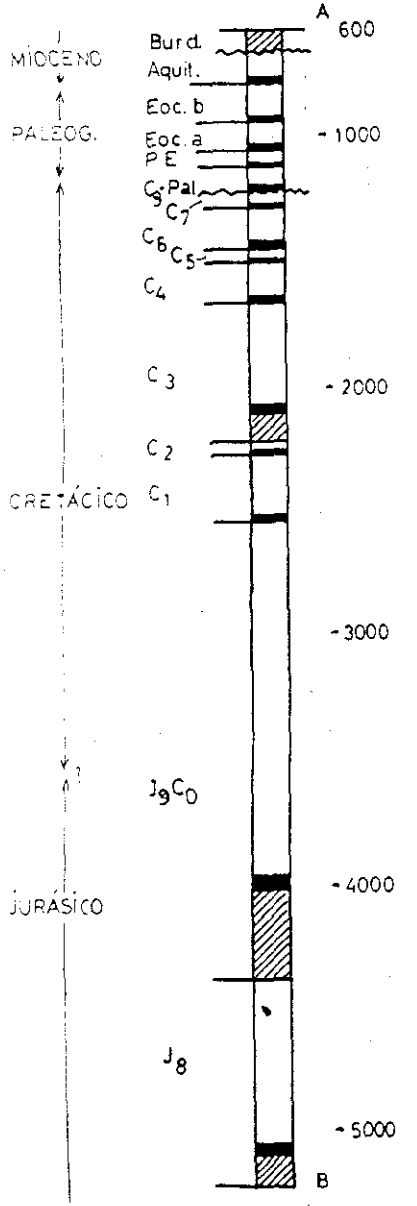


SÍSMICA Y POZO (Mediterráneo)

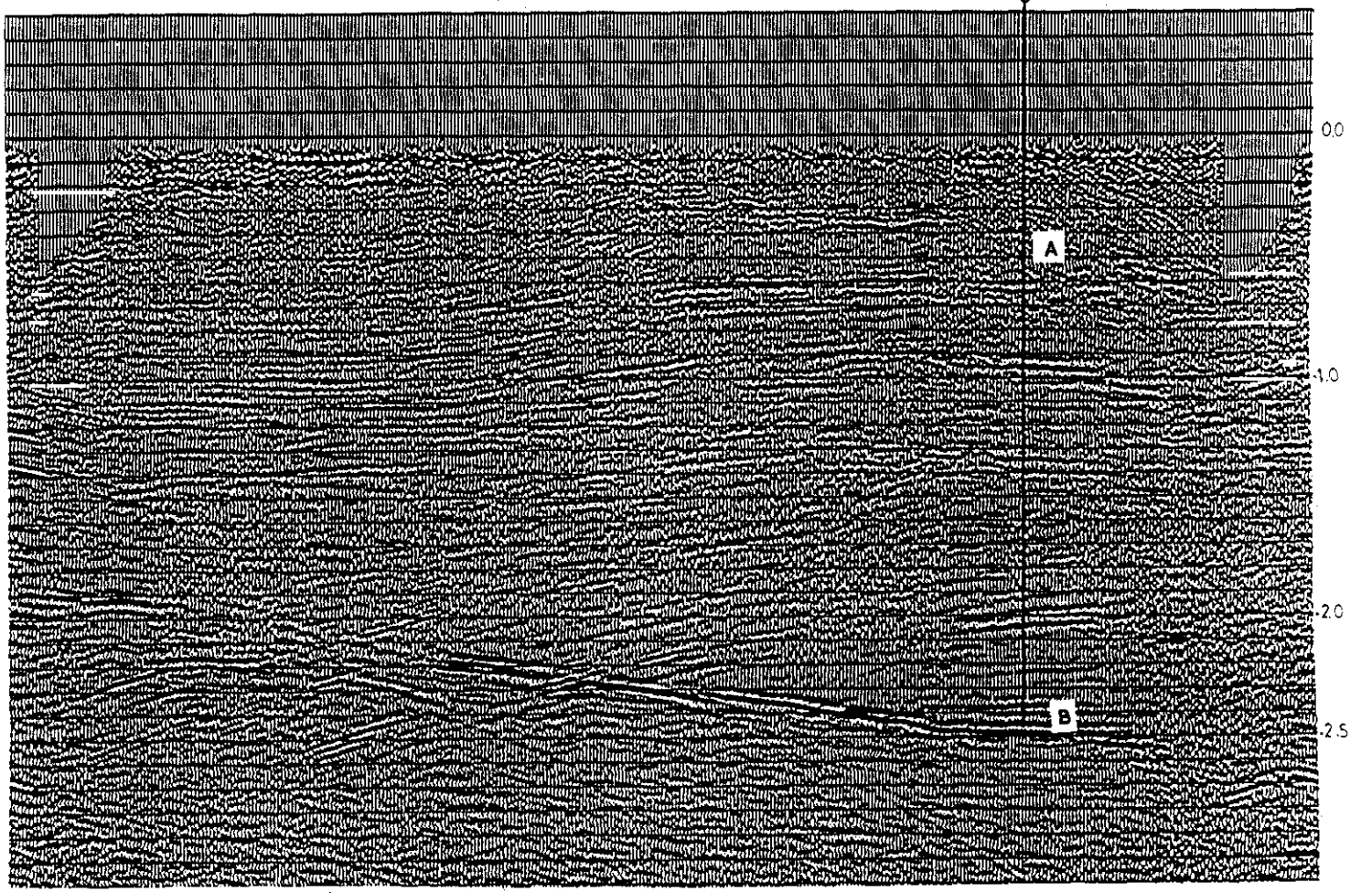
Fig-155

RÍO SEGURA G-1

Estratigrafía con diagrafías de pozo



LÍNEA BT-4

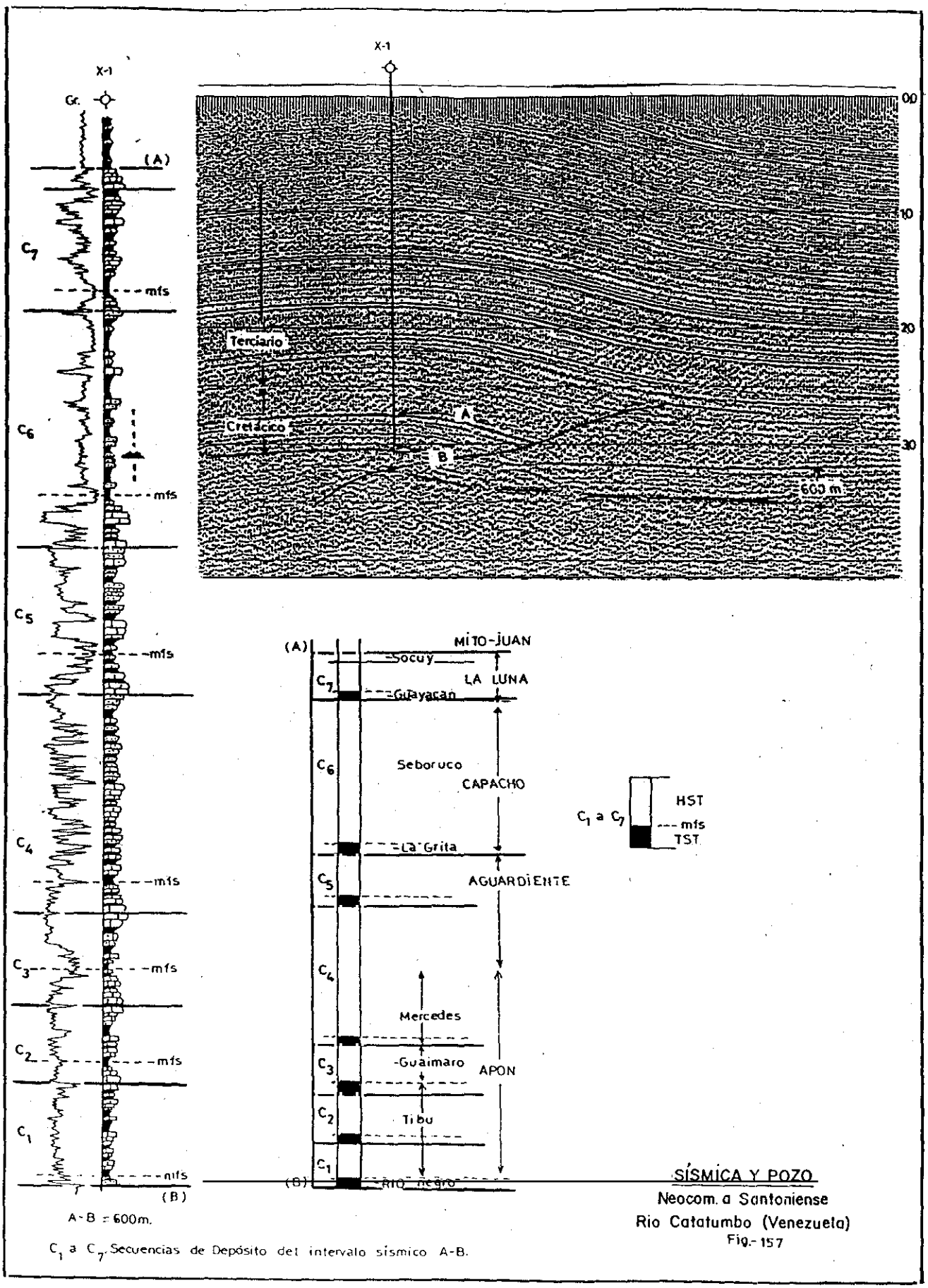


2,5 Km.

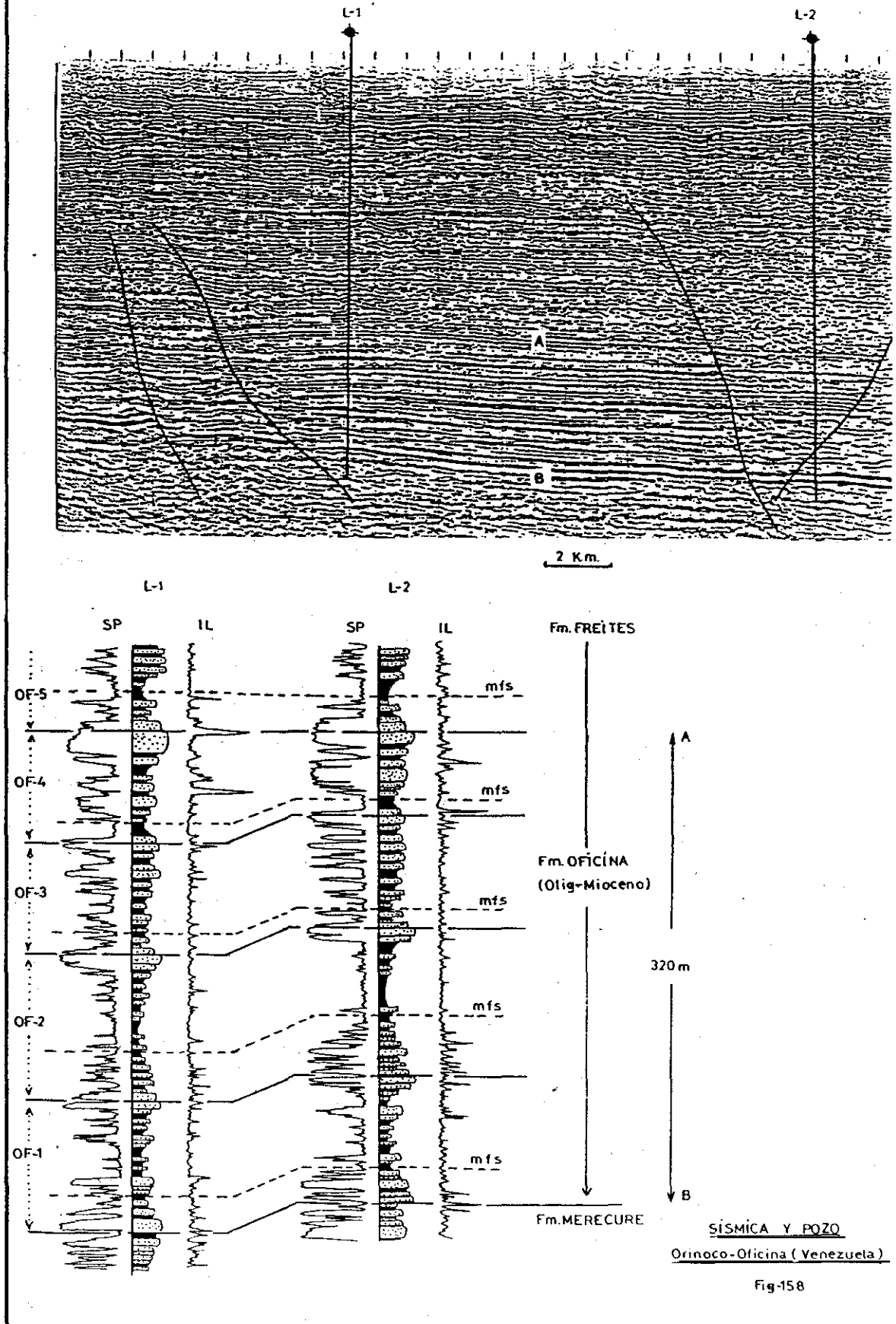
HST
TST
LST
De primer orden.

SÍSMICA Y POZO (Prebético)

Fig.156



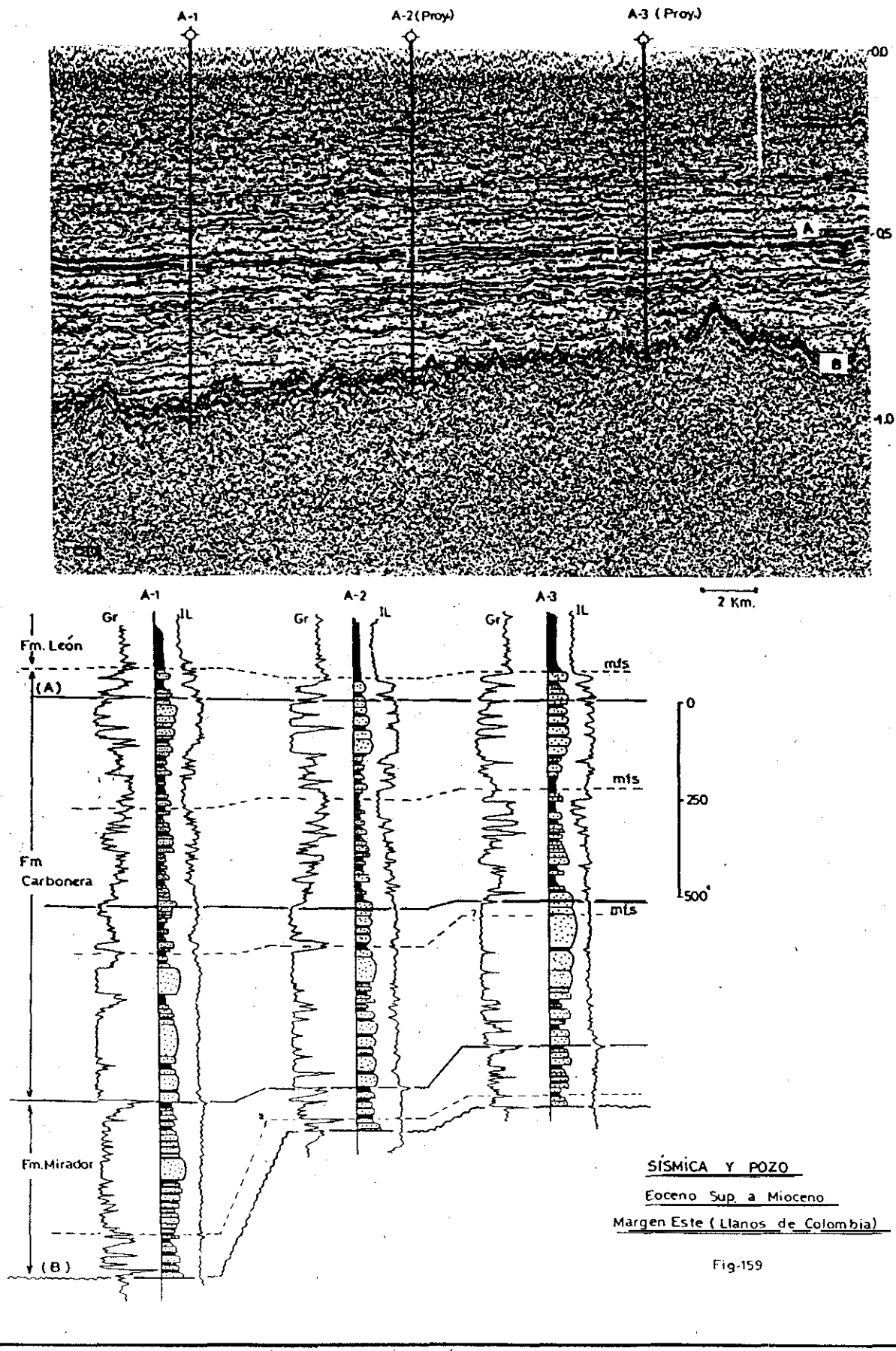
C_1 a C_7 Secuencias de Depósito del intervalo sísmico A-B.



SÍSMICA Y POZO

Orinoco-Oficina (Venezuela)

Fig-158

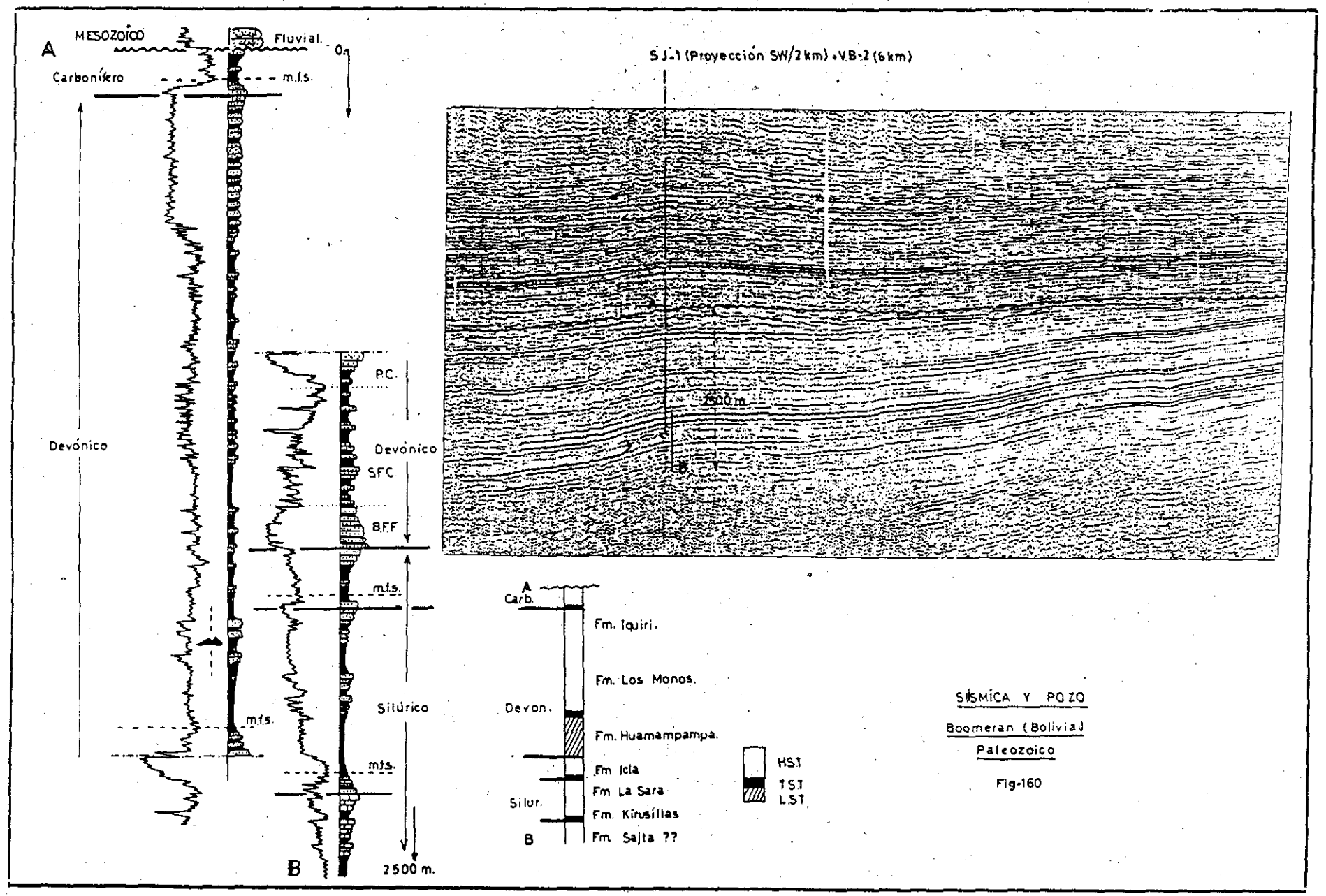


SÍSMICA Y POZO

Eoceno Sup. a Mioceno

Margen Este (Llanos de Colombia)

Fig-159



SÍSMICA Y POZO

Boomeran (Bolivia)

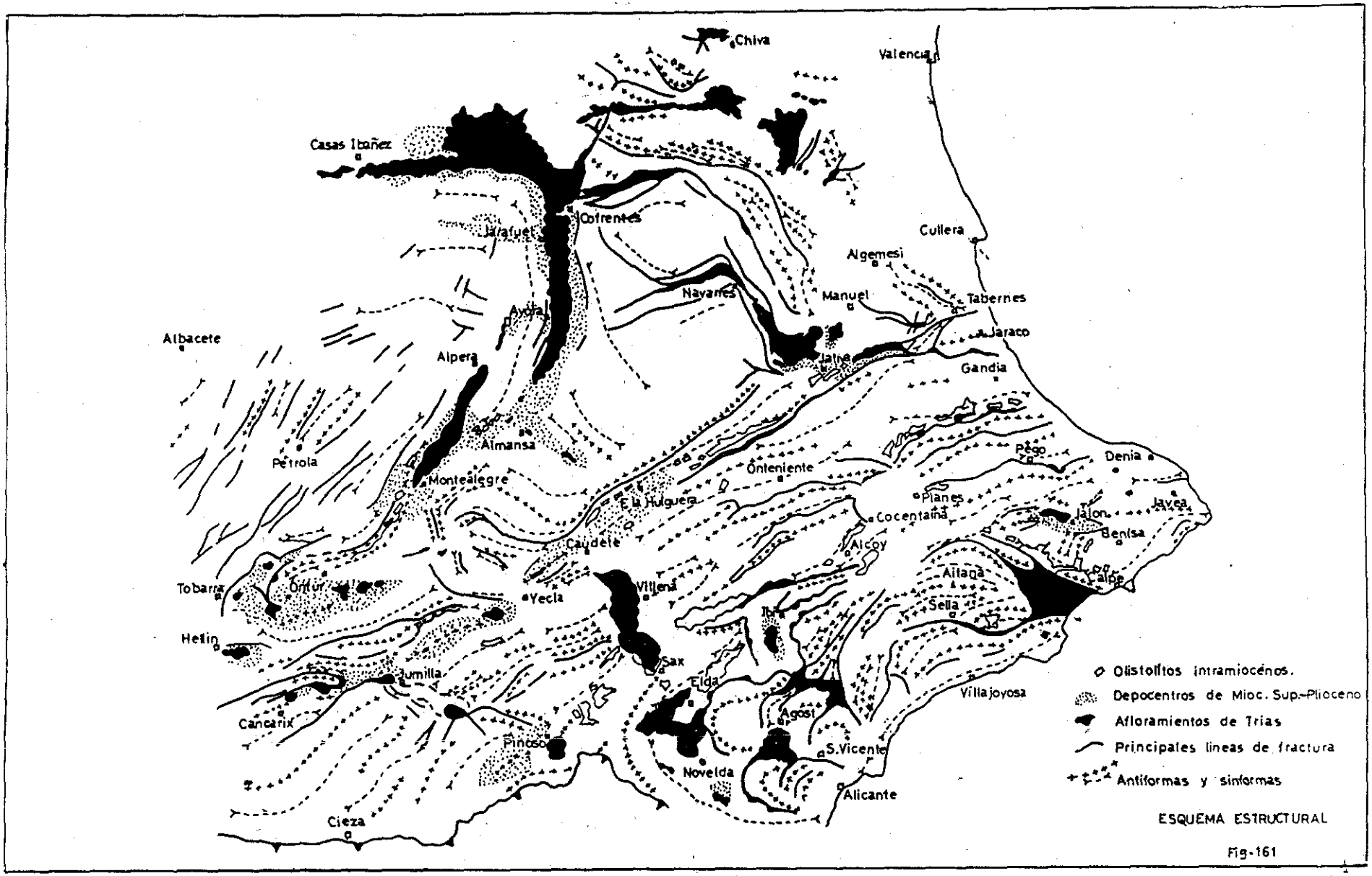
Paleozoico

Fig-160

ESTRUCTURACIÓN

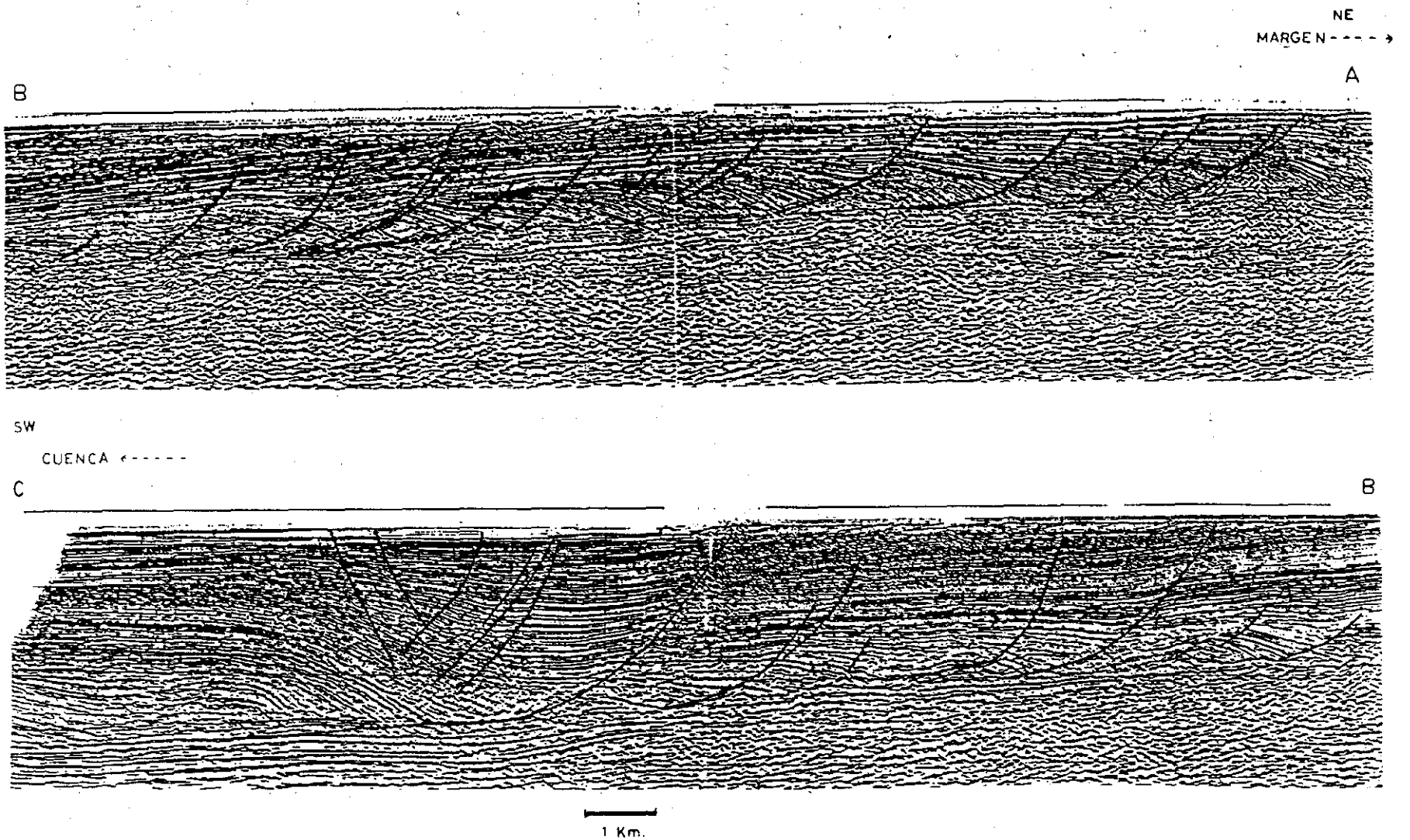
- Geometrías de la deformación salina.
- Problemática estructural de Prebético e Ibérico.
- Tipos estructurales.
  - Margen en techo de fábrica.
  - Valles triásicos de El Caroch
  - Antiformas y sinformas por falla lístrica
  - Flexuras-rodillas de largo recorrido
  - Antiformas tipo balsa de traza rectilínea
  - Antiformas de traza curva
  - Antiformas dobles sobre una cicatriz salina
  - Antiformas tipo caparaza de tortuga de 1ª y 2ª fase
  - Cicatrices salinas
  - Olistolítos y material contaminante de origen diapírico.
- Deformación estructural y líneas sísmicas.
- Conclusiones estructurales en base a la información sísmica.

Figuras 161 a 220



ESQUEMA ESTRUCTURAL

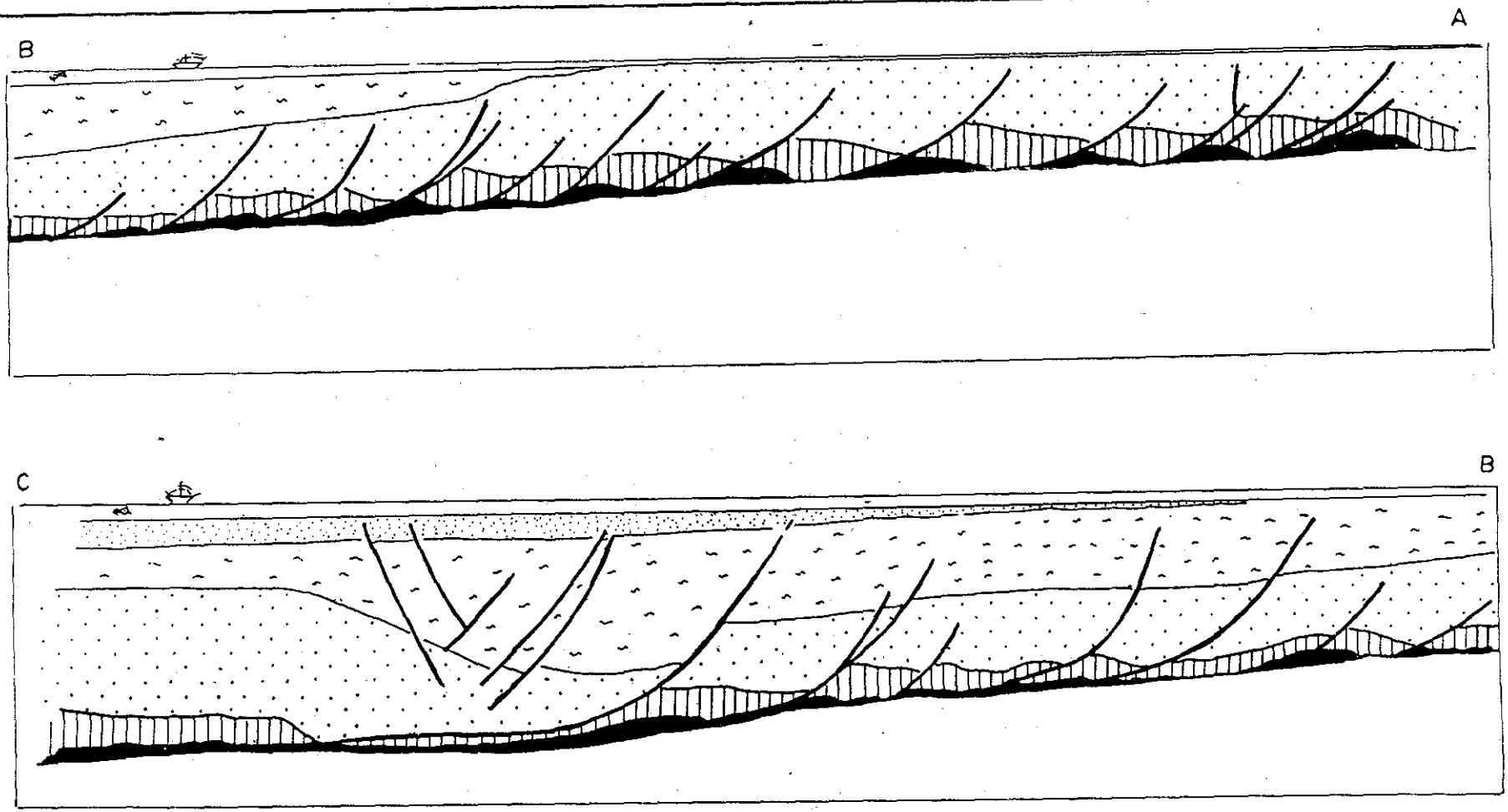
Fig-161



DIAPIRISMO

Margen de cuenca salina tipo pasivo o Atlántico (Angola)

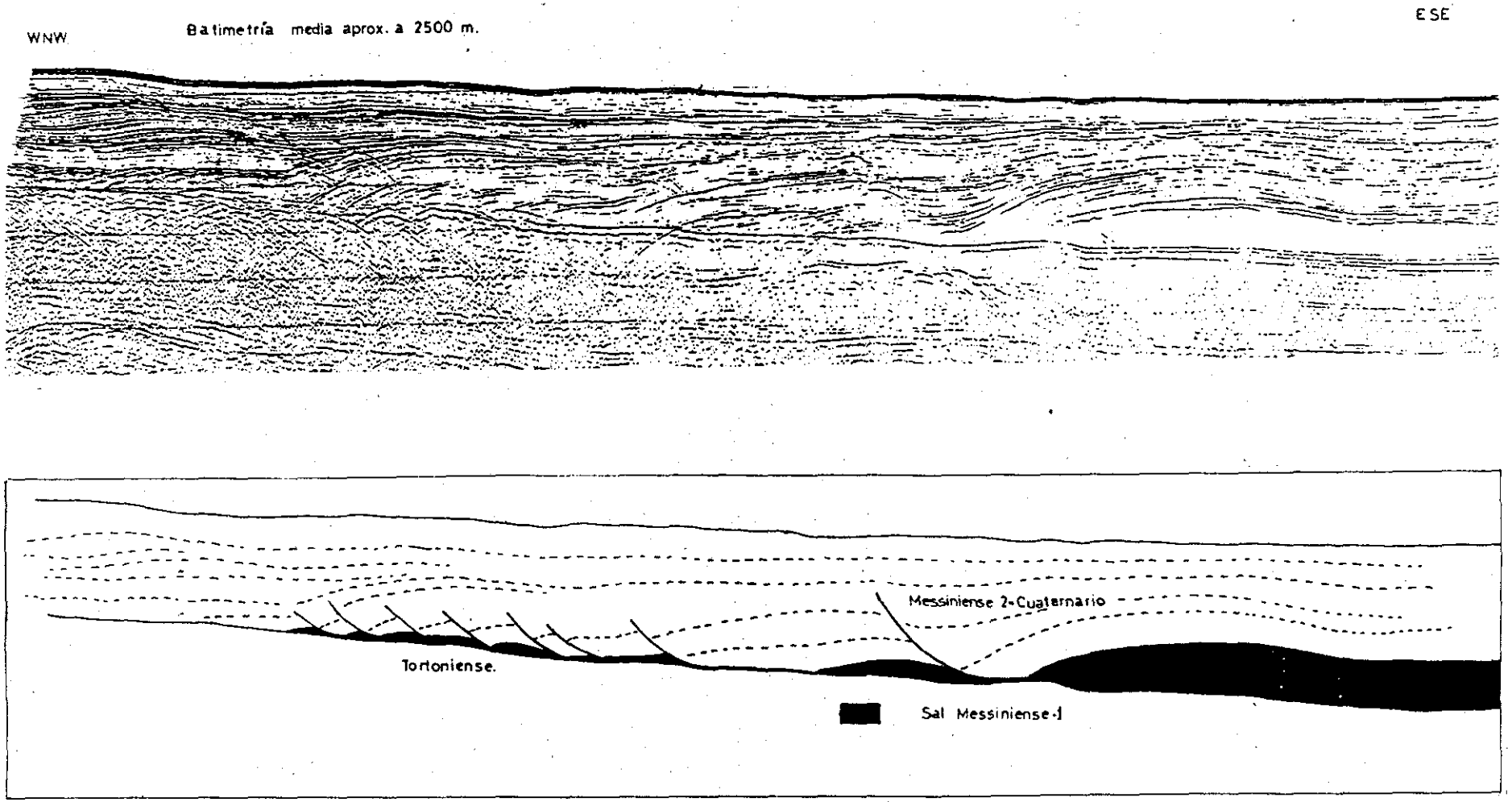
Fig-162



DIAPIRISMO

Interpretación regional
Angola

Fig-162 bis.



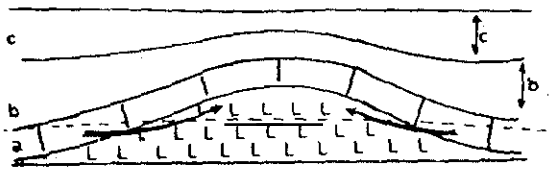
DIAPIRISMO

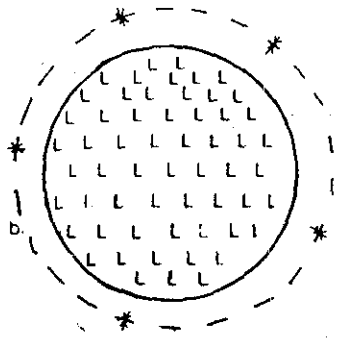
Deformación en techo de fábrica en el borde de la sal de la cuenca Nortbalear

- Pendiente hacia cuenca.
- Fallas sinsedimentarias no penetrativas.
- Ausencia de accidentes en el presalino.

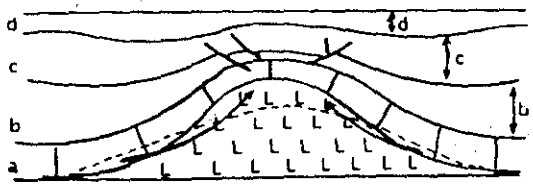
Fig - 163

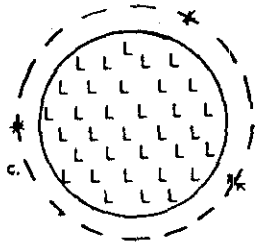
1. COLCHÓN



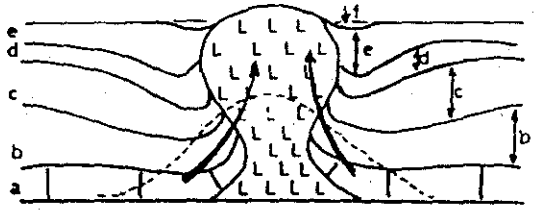


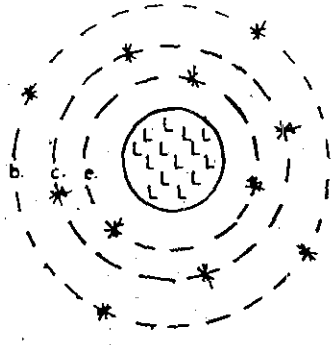
2. DOMO

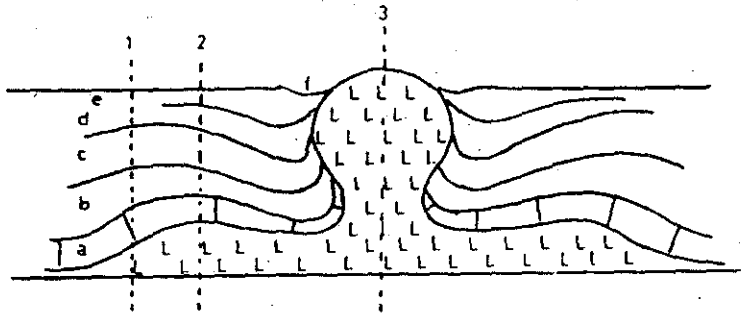




3. DIAPIRO







LLL Sal

Sedimentos isopácos

b,c,d,e,f... Sedimentos coetáneos con la migración salina.

Contorno salino en el estadio precedente.

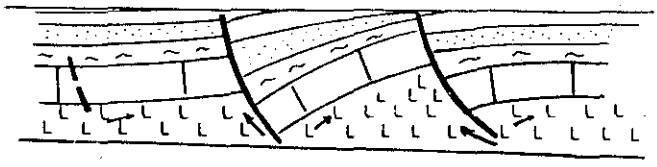
Sinclinales y depocentros periféricos.

Volumenes de sal migrados.

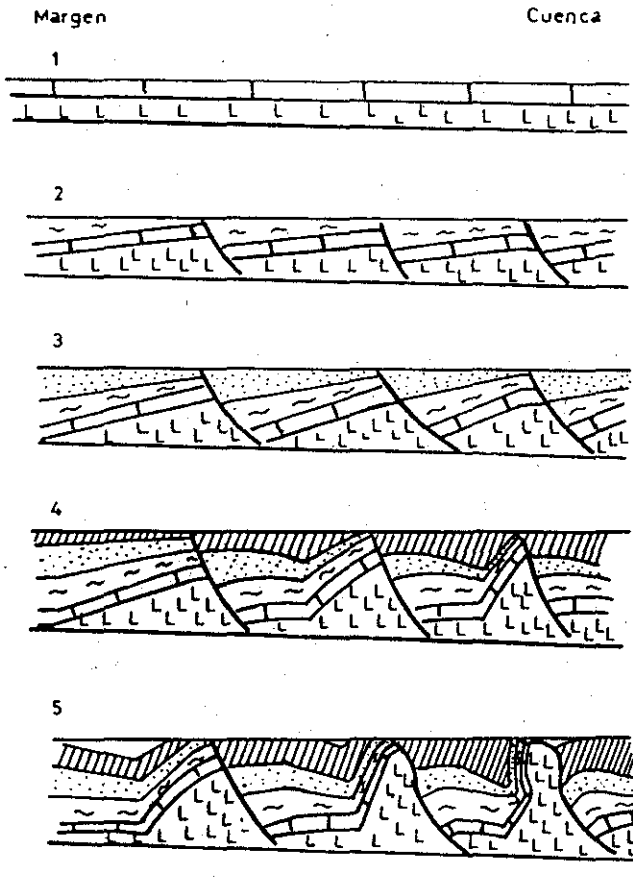
DIAPIRISMO

Colchón - domo - diapiro

Fig-164



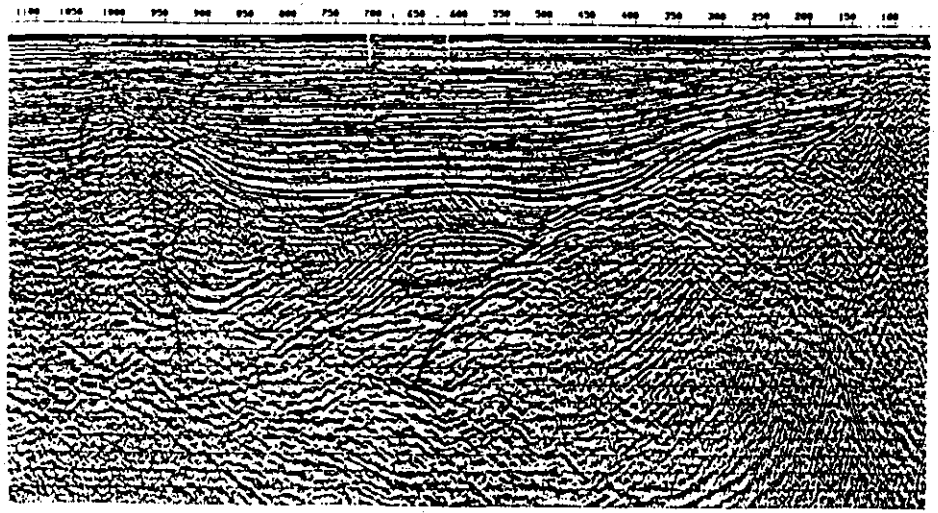
Presiones diferenciales generadas por la rotación de bloques

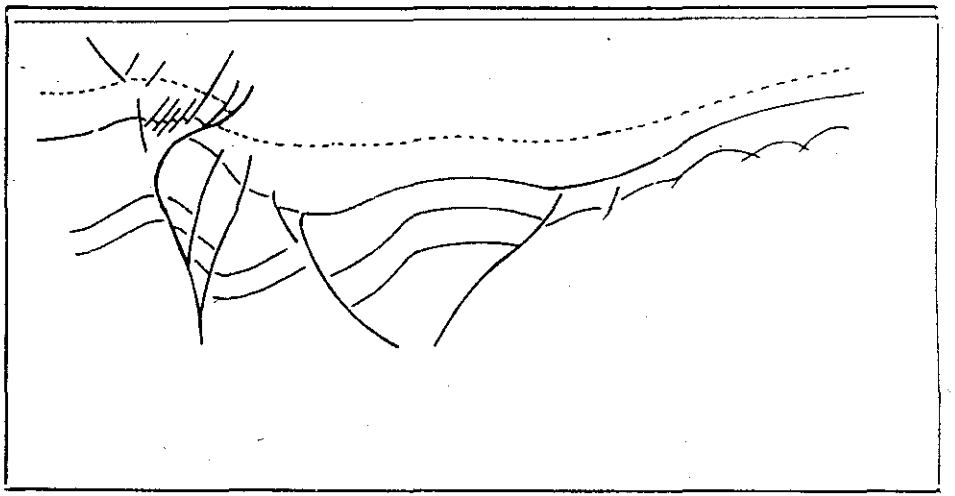


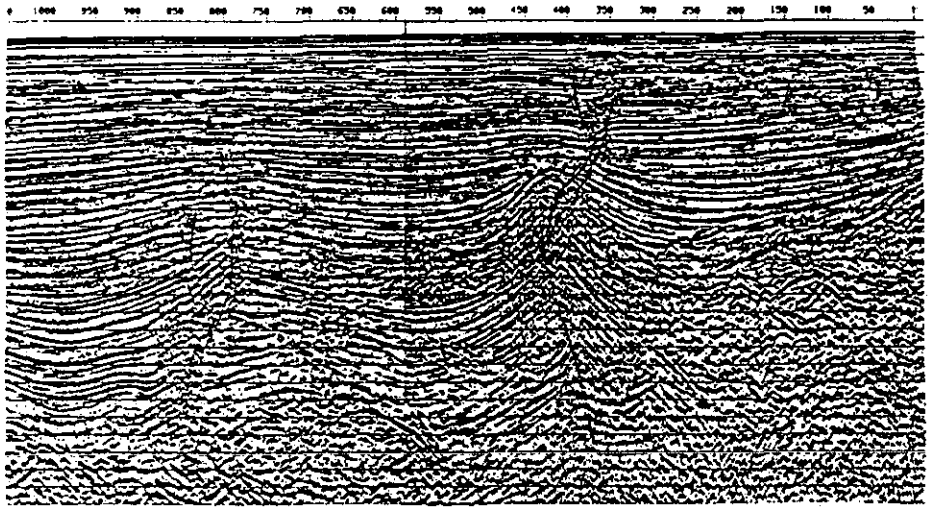
DIAPIRISMO

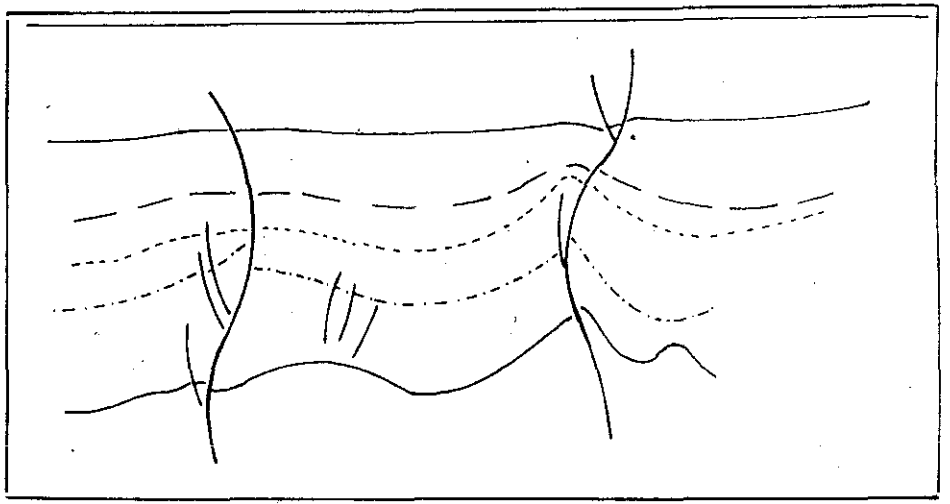
Colchón en techo de fábrica a cicatriz salina

Fig-165





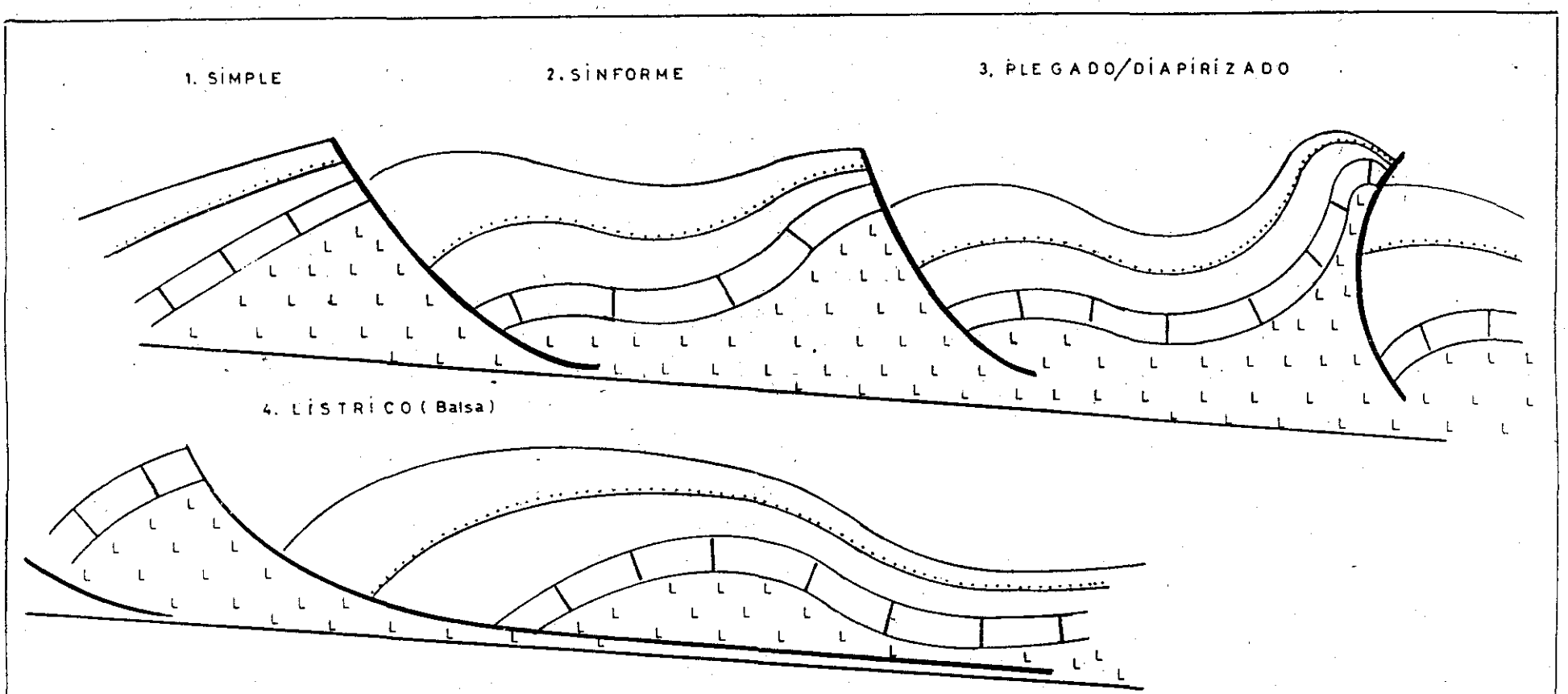




DIAPIRISMO

Fallas y cicatrices alabeadas en Mio-Plioceno sobre olistostroma del Golfo de Cadiz

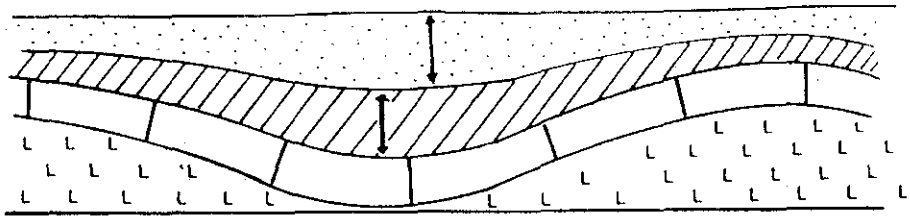
Fig -166



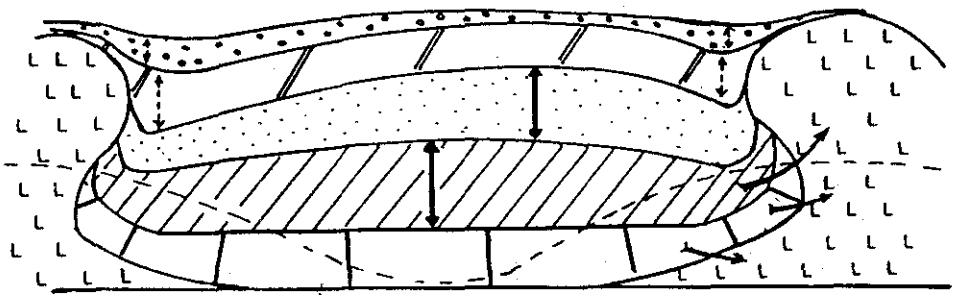
DIAPIRISMO

Usuales formas del techo de fábrica

Fig-167



1)



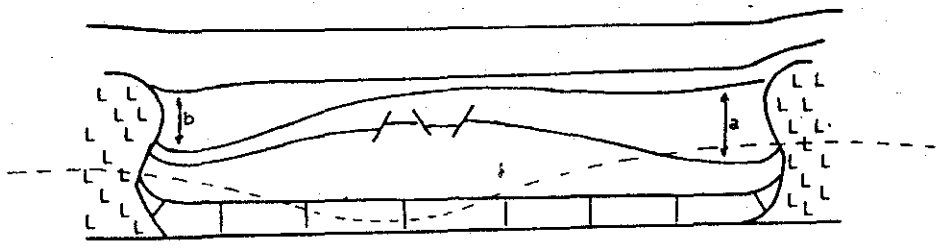
Cresta de máximos espesores = Sinforma anterior a la reabsorción del pie diapírico.

Sinclinales periféricos = Coetáneos con la reabsorción - extrusión.

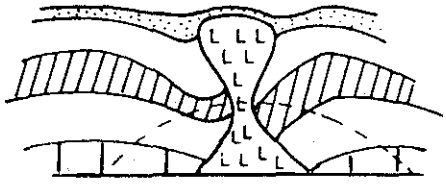
Contorno de los originales domos salinos

Migración salina = Reabsorción del pie diapírico y creación de la antiforma.

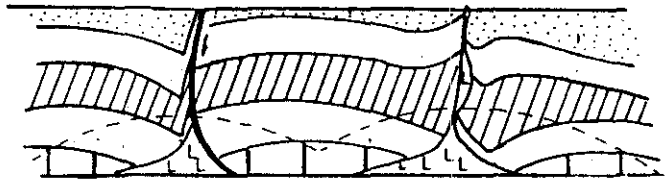
2)



3)



4)



1) Caparazón de tortuga simétrica (inusual)

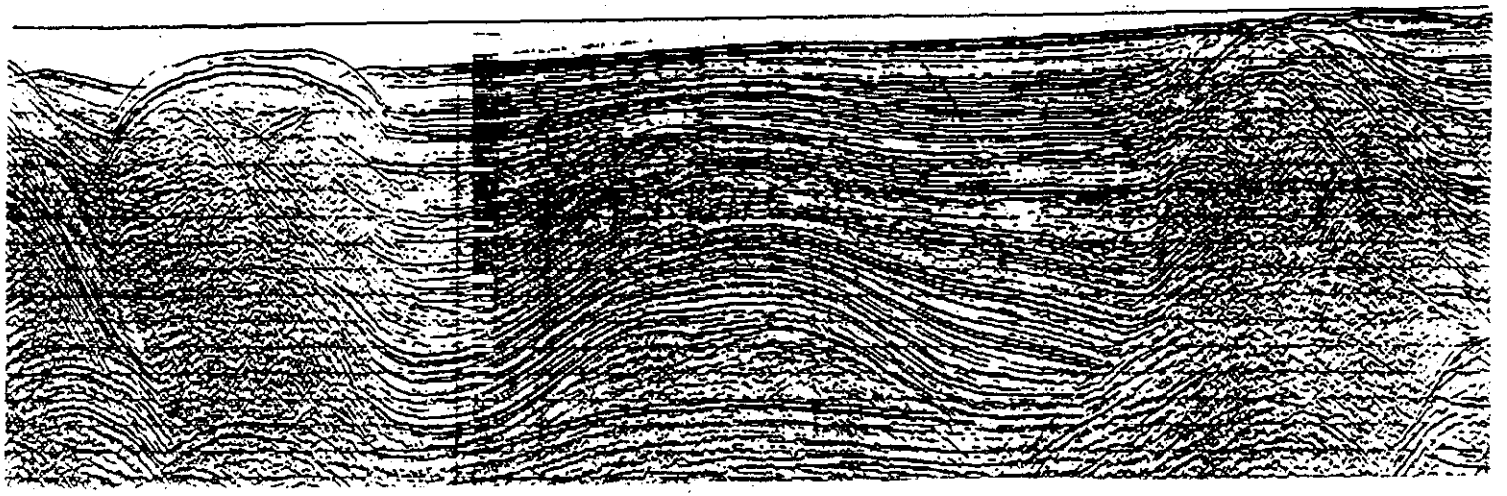
2) Caparazón asimétrico

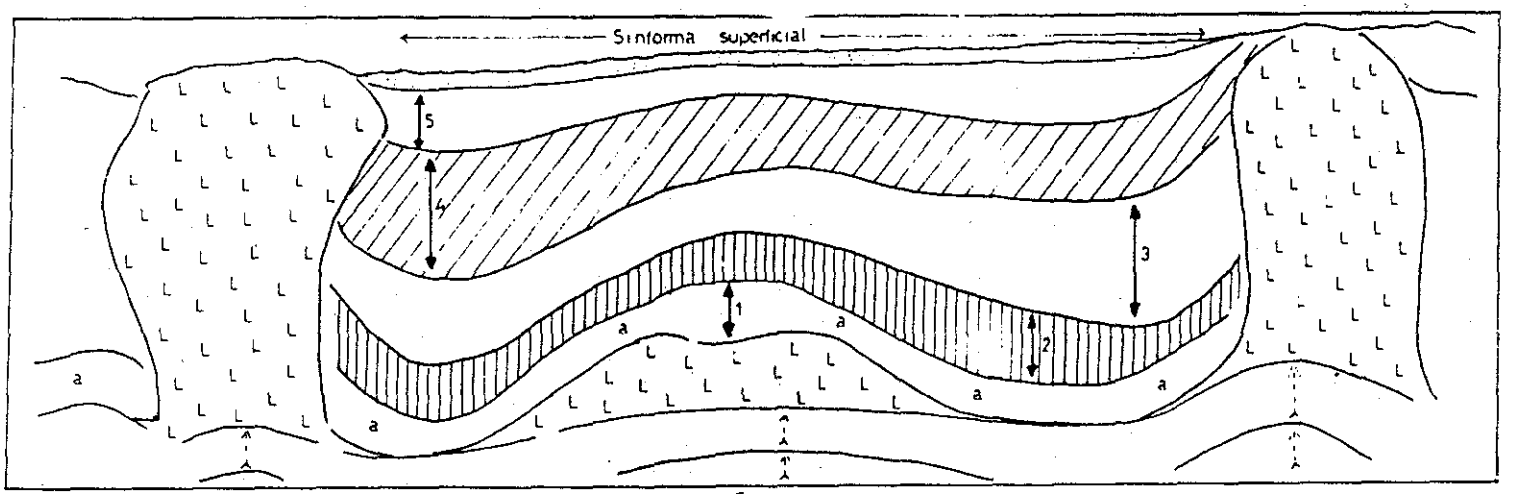
3) y 4) Doble geometria tipo caparaza inter - diapiros o cicatrices

DIAPIRISMO

Caparazones de tortuga de 1ª generación

Fig-168





↕ Imagen en tiempo sísmico, "pull up"

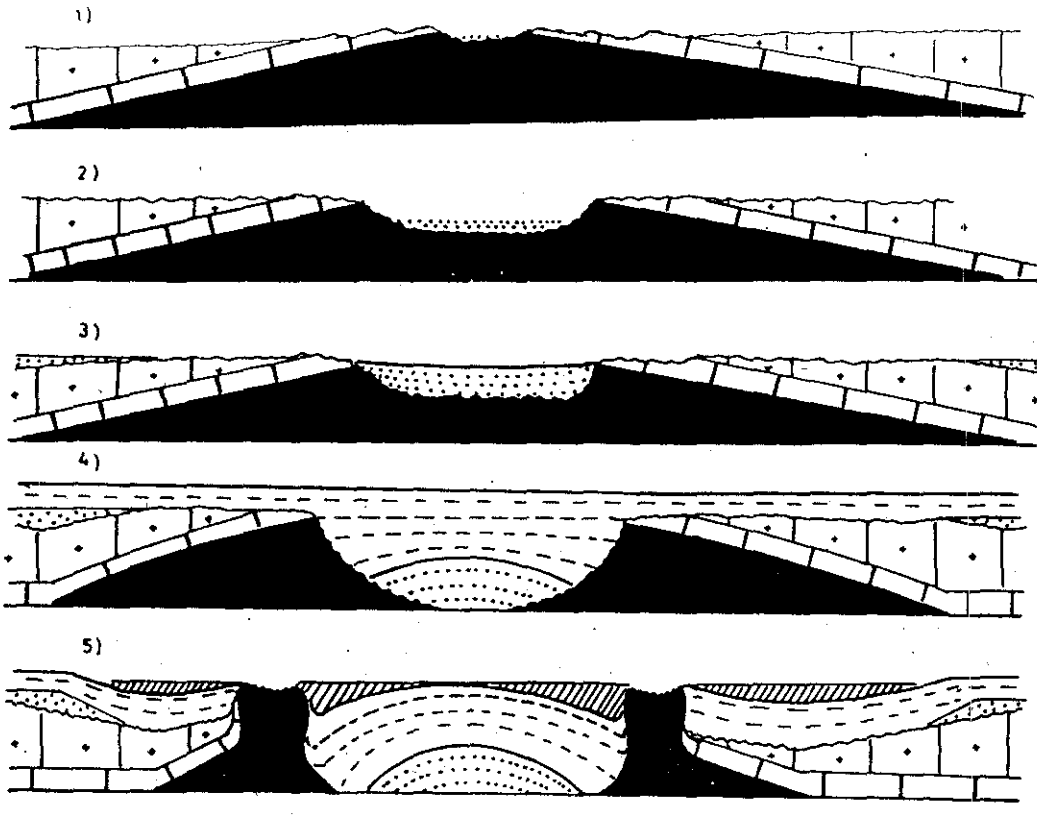
2↕ Depocentros por extrusiones diferenciales

a. Capa prácticamente isópaca

DIAPIRISMO

Caparazas de tortuga

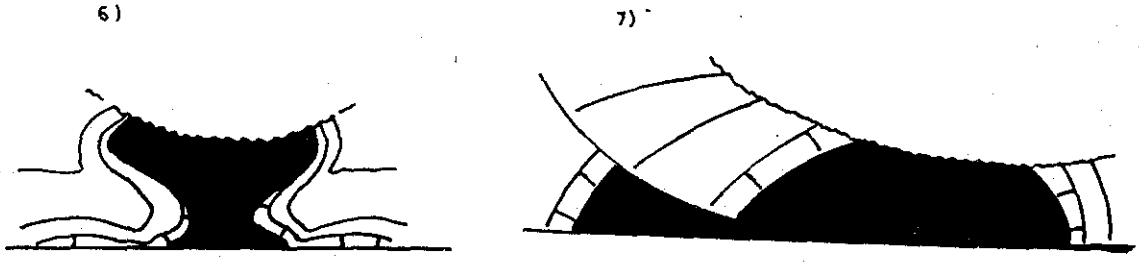
Fig-168 bis



1-2. Erosión-disolución de una masa salina

3. Relleno inicial de la cubeta de erosión

4-5. Evolución sinsedimentaria tipo caparaza de tortuga de primera generación.



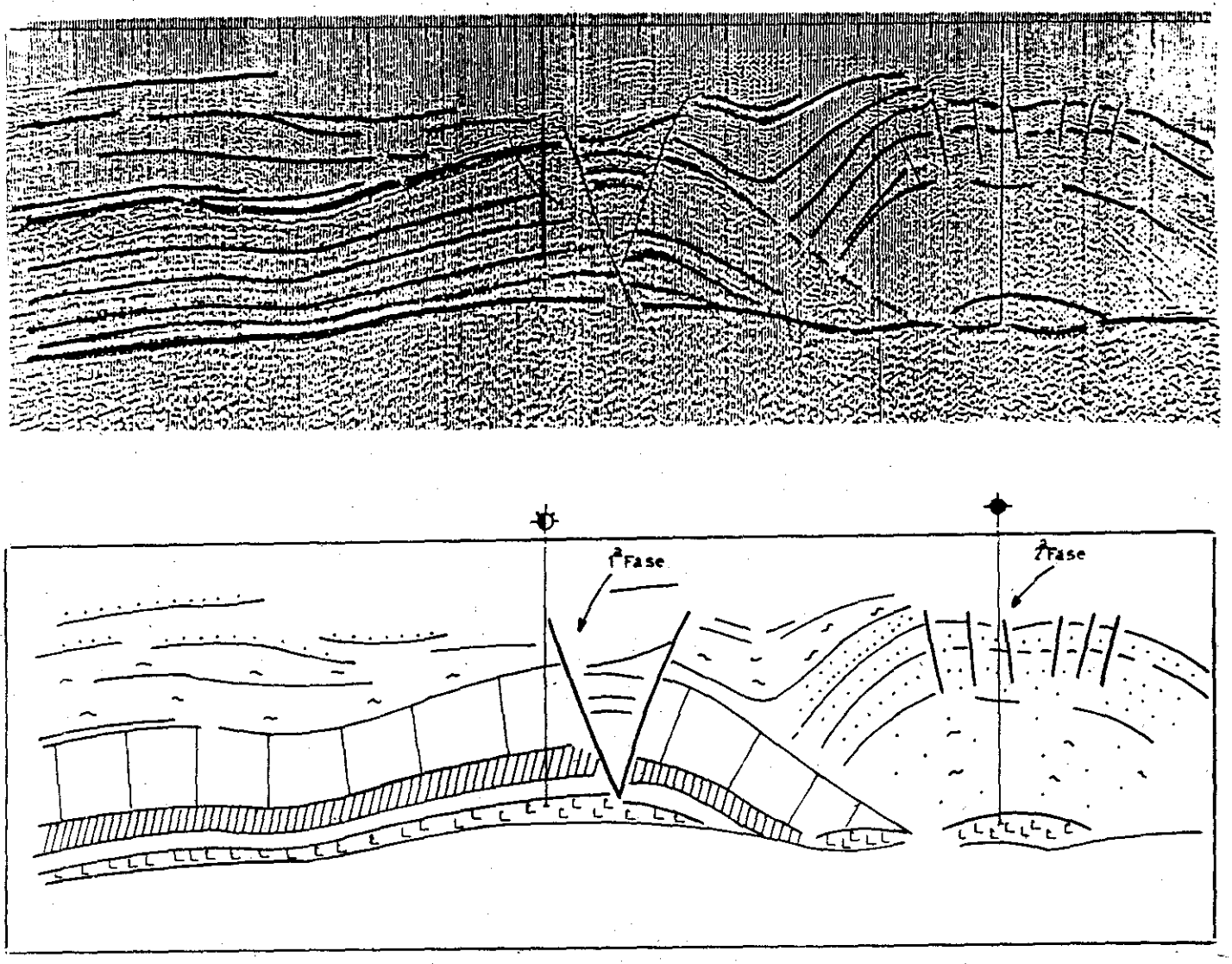
6 y 7. Antiformas tipo champiñón y balsa como geometrías de iniciación de caparazas de 2ª generación.

Sal

DIAPIRISMO

Caparazas de tortuga de 2ª generacion

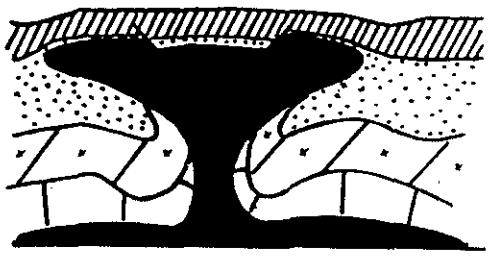
Fig-169



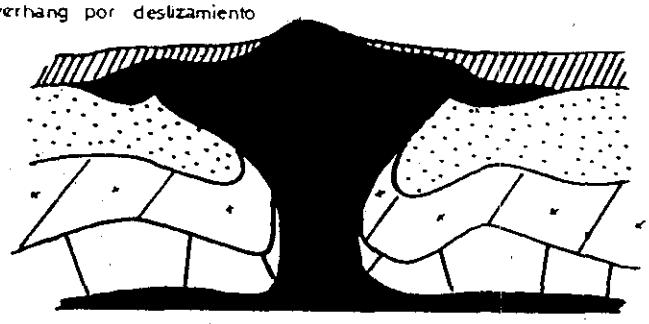
Caparazas de 1ª y 2ª fase

Fig-169 bis

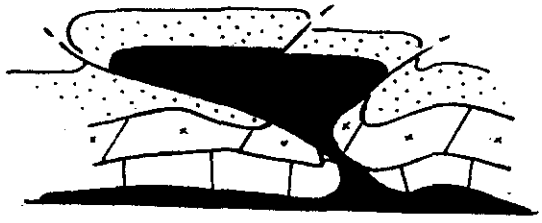
1. Overhang por reabsorción



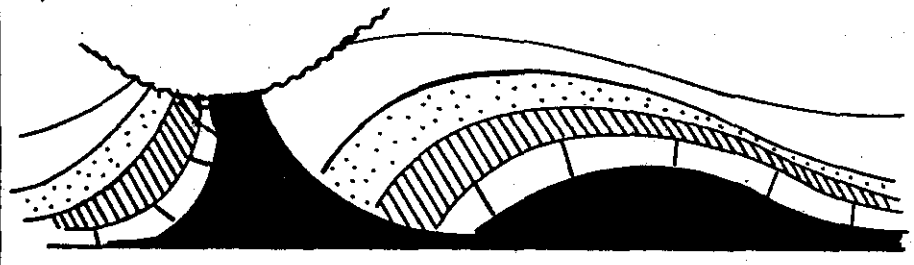
2. Overhang por deslizamiento



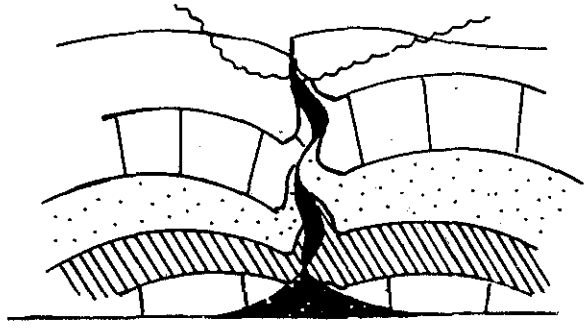
3. Falso overhang por deformación tectónica.



4. Cicatriz por falla lístrica.



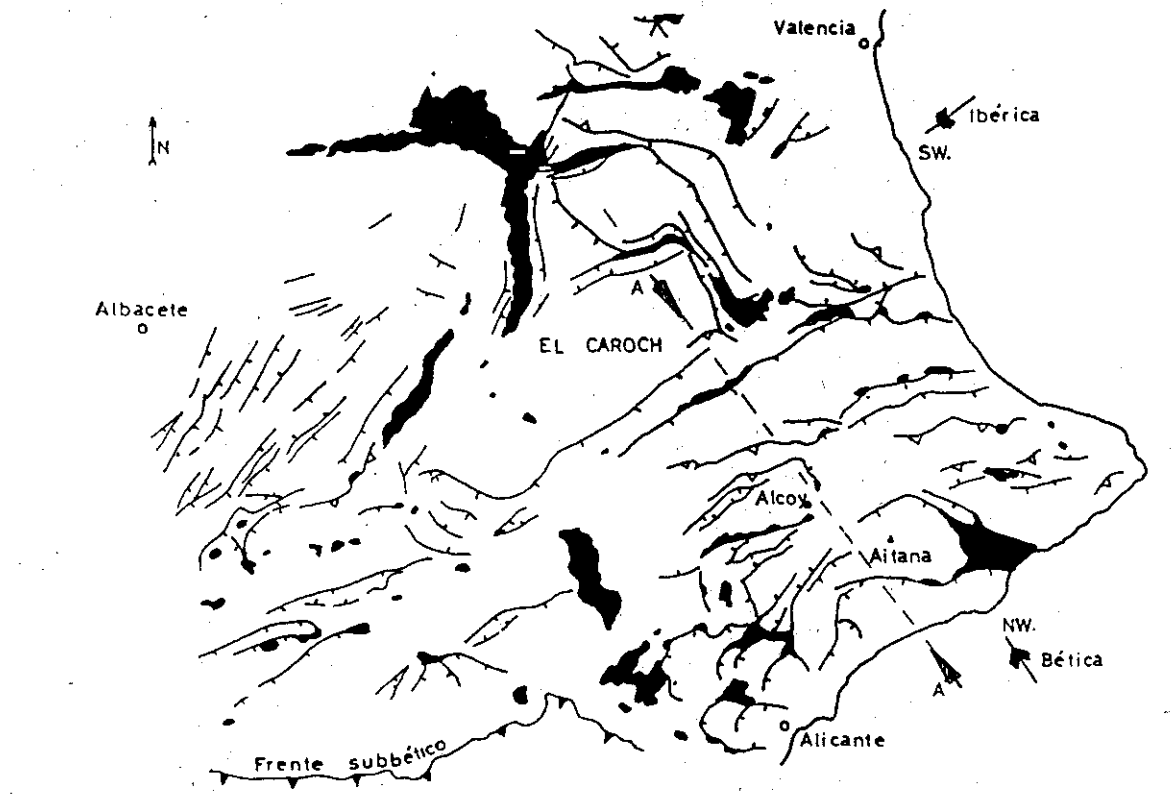
5. Cicatriz por doble colapso de eje diapírico

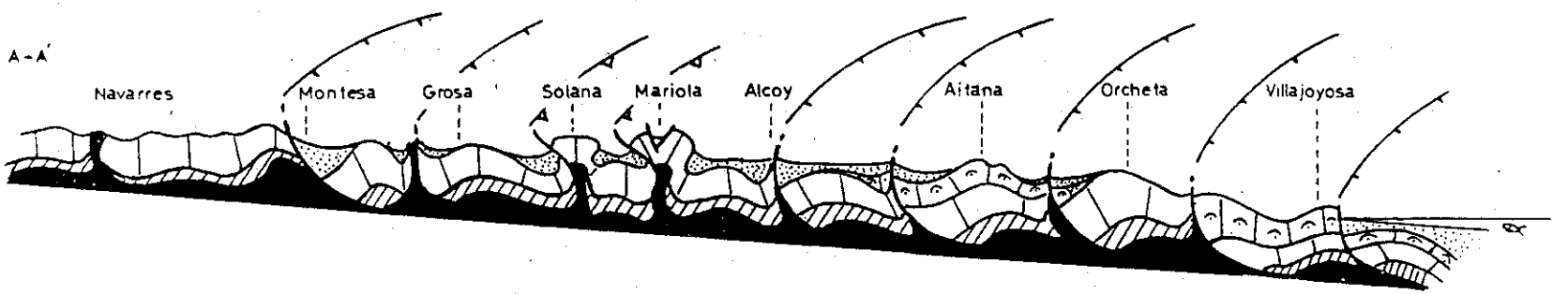


DIAPIRISMO

Overhangs y cicatrices

Fig-170





Vergencia tectónica regional

Falla inversa

Falla normal (deformación techo de fábrica)

Afloramiento de Trias

Neógeno

Paleógeno

Cretácico

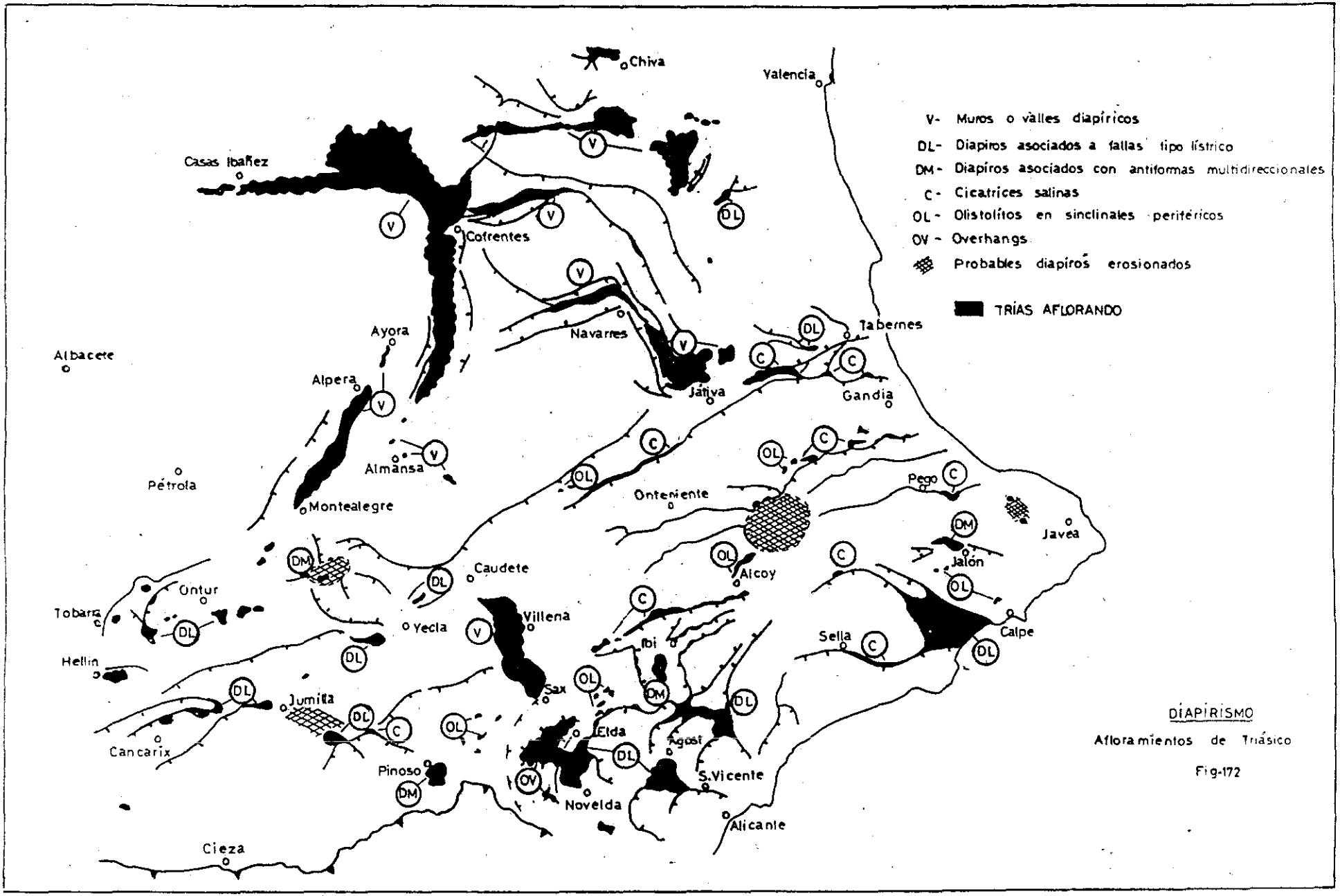
Jurásico

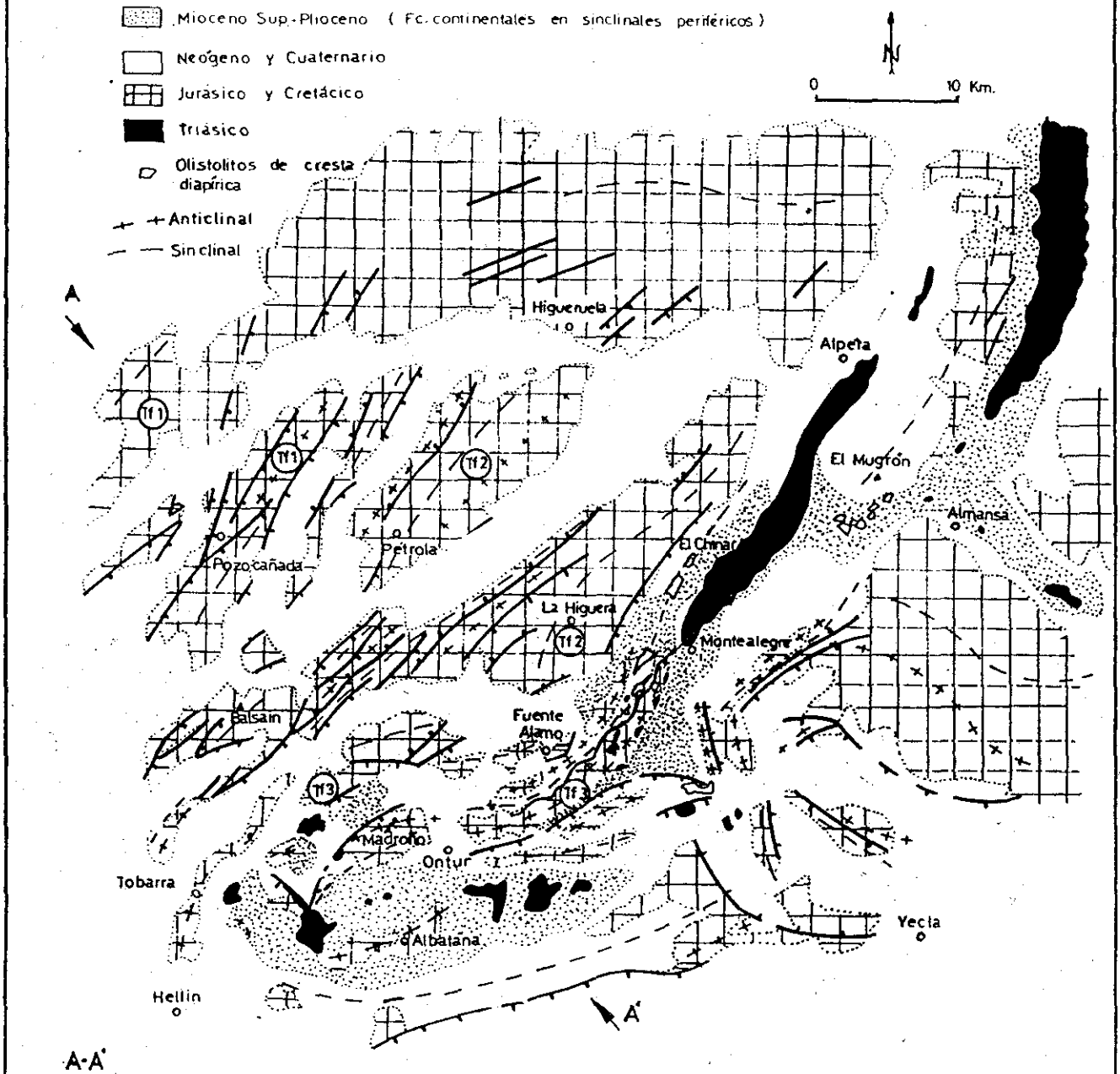
Triásico

DIAPIRISMO

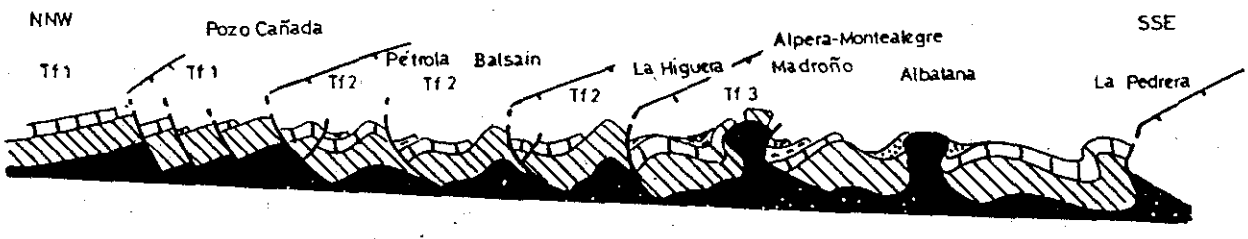
Deformación salina y compresión tectónica

Fig - 171


V- Muros o valles diapíricos
DL- Diapiros asociados a fallas tipo lístrico
DM- Diapiros asociados con antiformas multidireccionales
C- Cicatrices salinas
OL- Olistolitos en sinclinales periféricos
OV- Overhangs
Probables diapiros erosionados
TRIAS AFLORANDO
Chiva
Valencia
Casas Ibañez
Cofrentes
Navarres
Ayora
Albacete
Alpera
Almansa
Pétrola
Montealegre
Jativa
Tabernes
Gandia
Onteniente
Pego
Javea
Jalón
Alcoy
Caudete
Villena
Yecla
Ontur
Tobarra
Hellin
Jumilla
Cancarix
Pinoso
Cieza
Sax
Elda
Novelda
Ibi
Agost
S.Vicente
Alicante
Sella
Calpe
DIAPIRISMO
Afloramientos de Triásico
Fig-172



A-A'



Estructuras en techo de fábrica

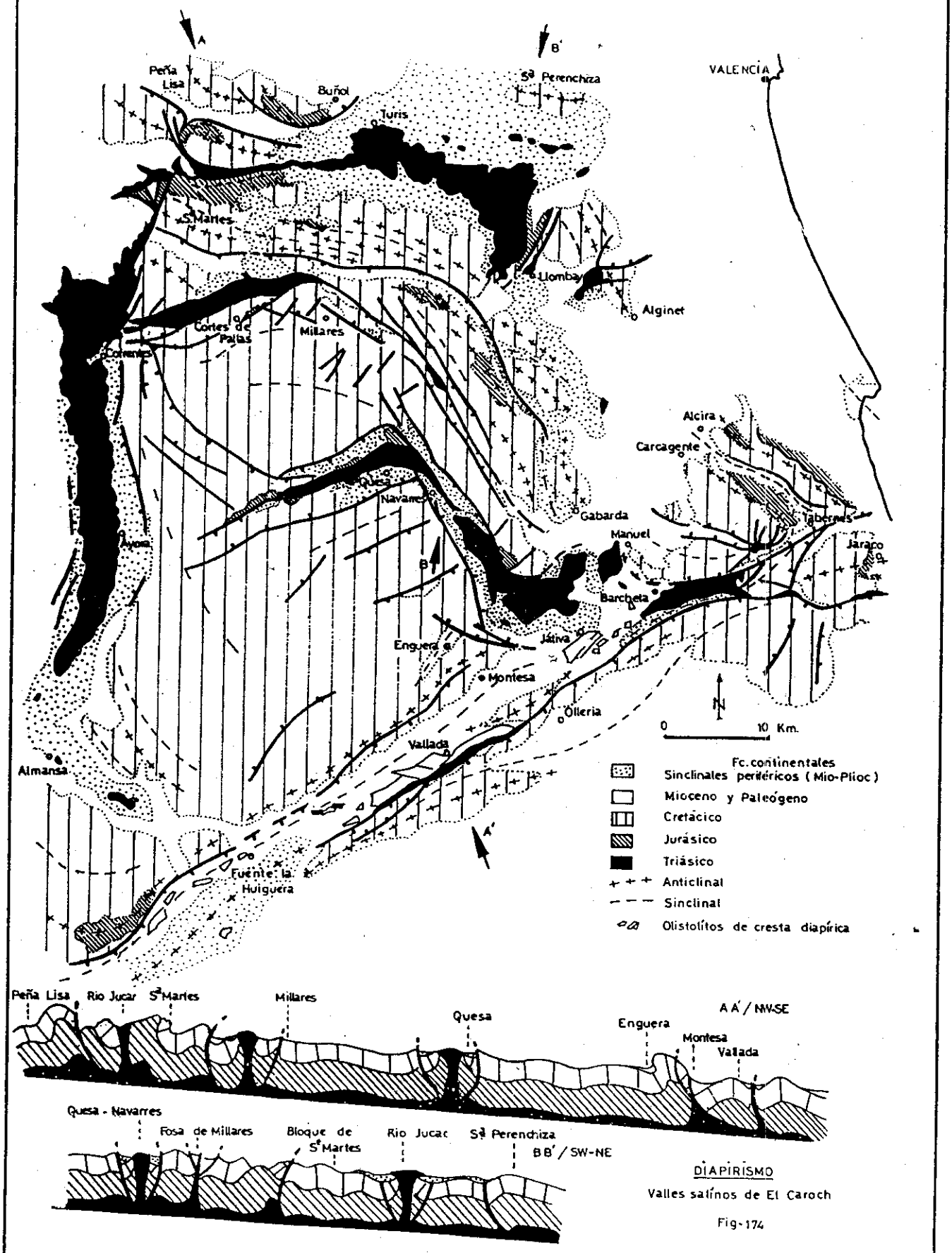
Tf 1 - Simple
Tf 2 - Sinforme
Tf 3 - Plegado - diapirizado

Fc. Sinclinales periféricos
Neógeno y Cuaternario
Cretácico
Jurásico
Triásico

DIAPIRISMO

Esquema del margen fracturado

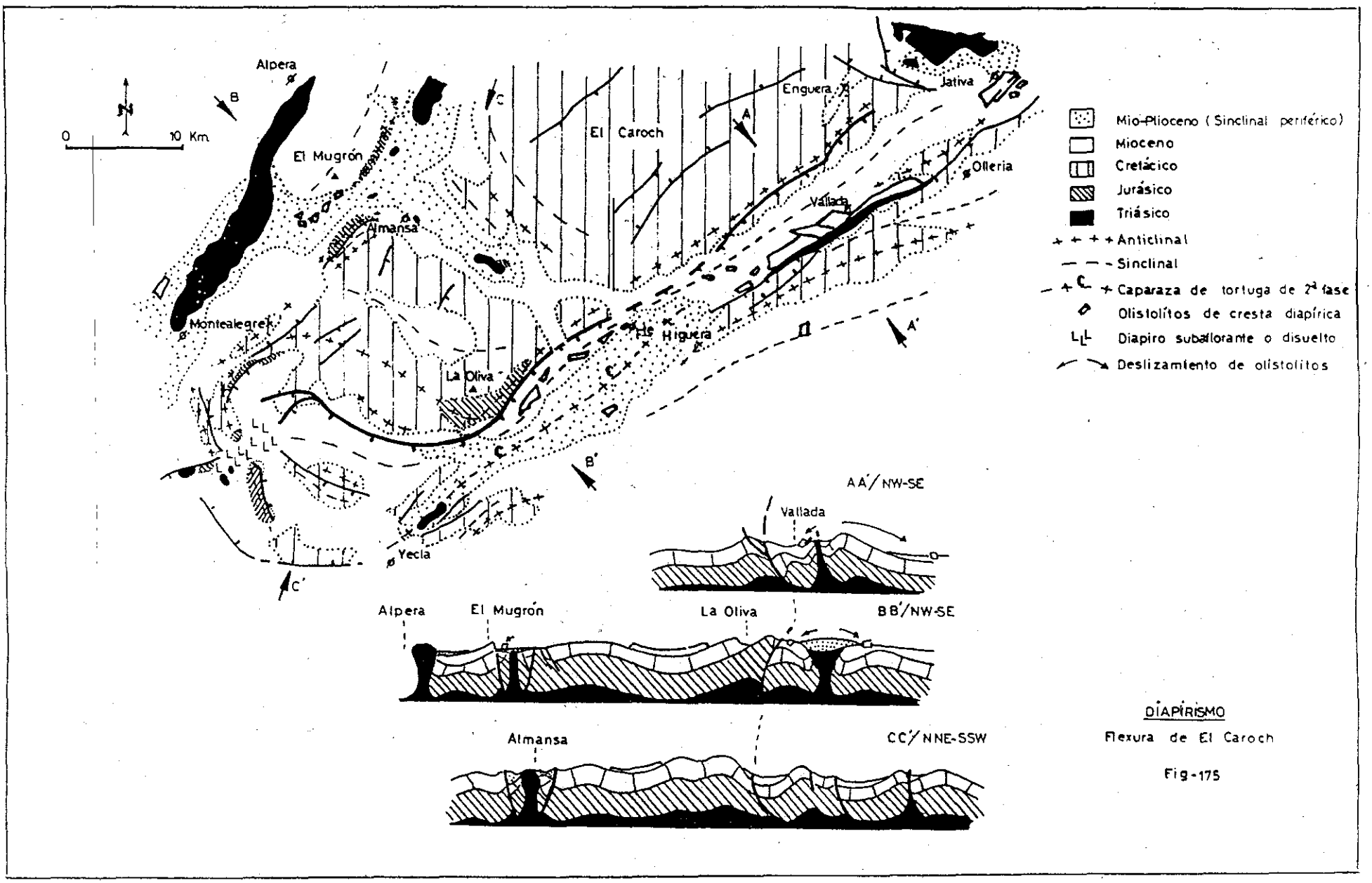
Fig-173



DIAPIRISMO

Valles salinos de El Caroch

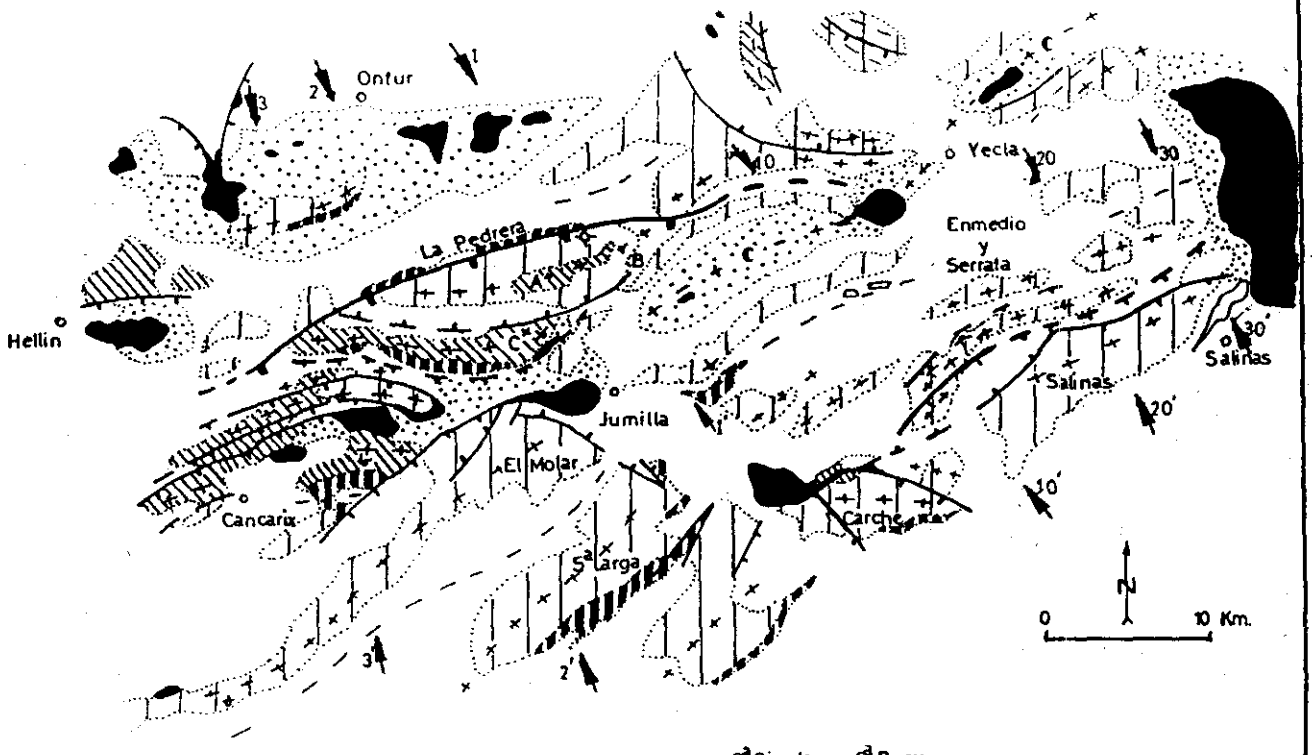
Fig-174

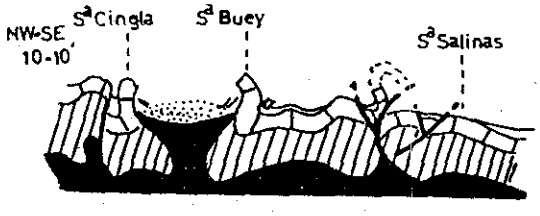


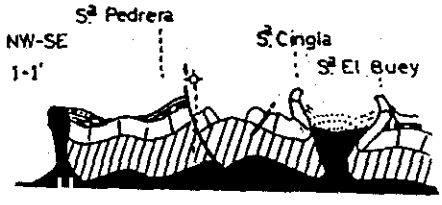
DIAPIRISMO

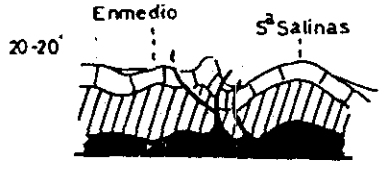
Flexura de El Caroch

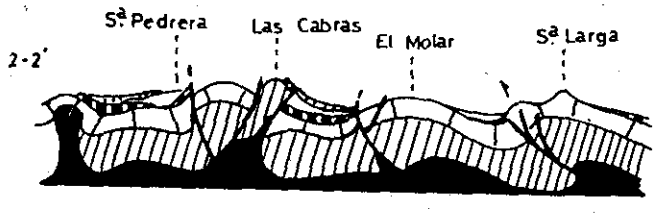
Fig-175

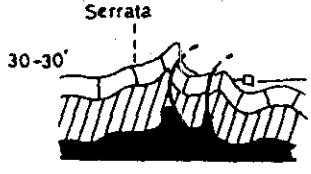


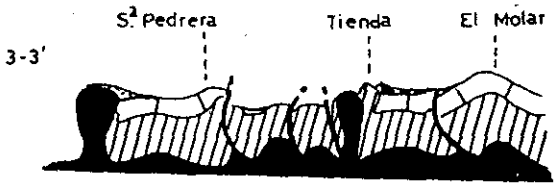












Mio-Plioceno(Sinclinales periféricos)

Mioceno Md-Sup.

Burdigaliense.

Cretácico

Jurásico Triásico

Anticlinal y sinclinal.

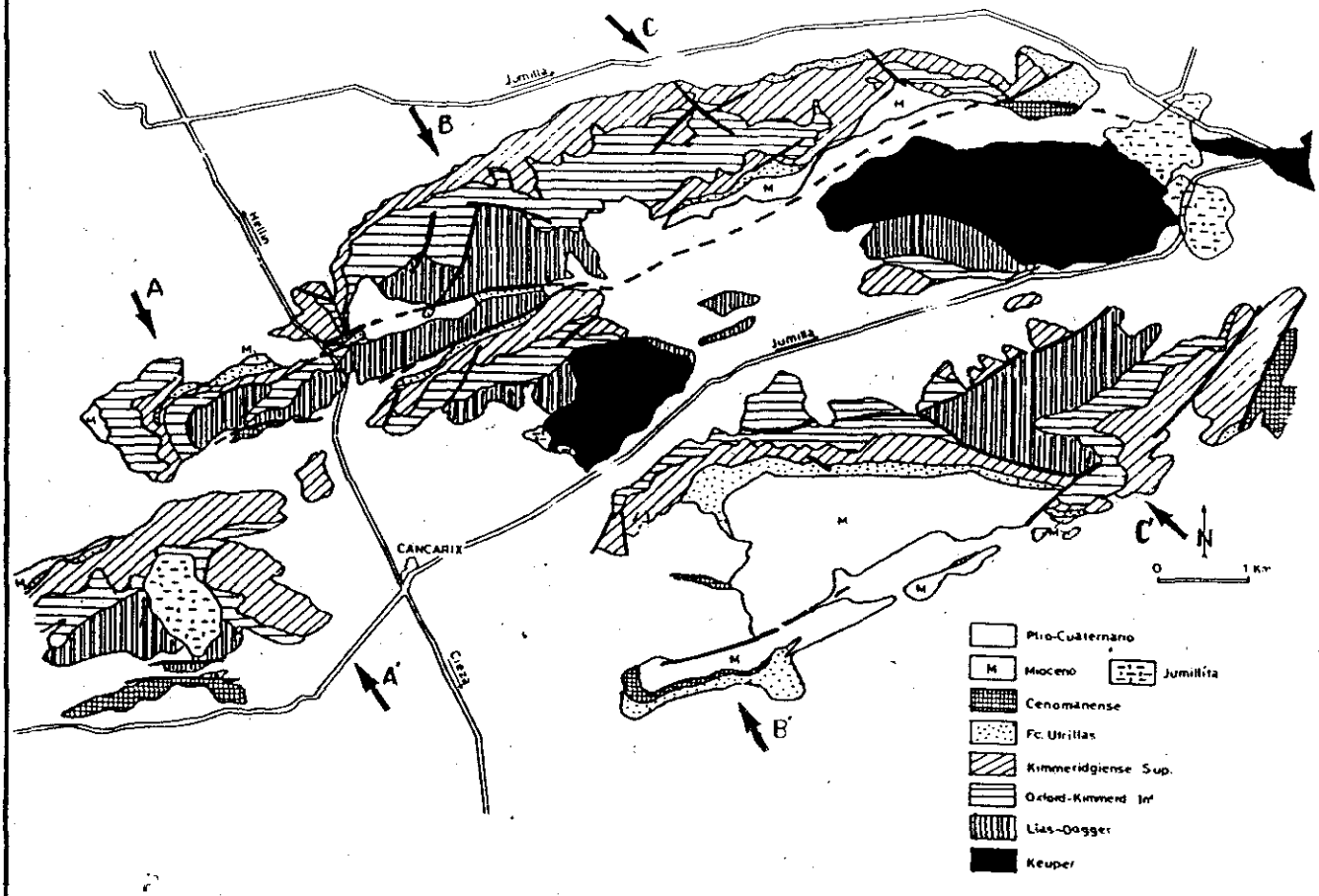
Caparazas de tortuga de 2ª generación.

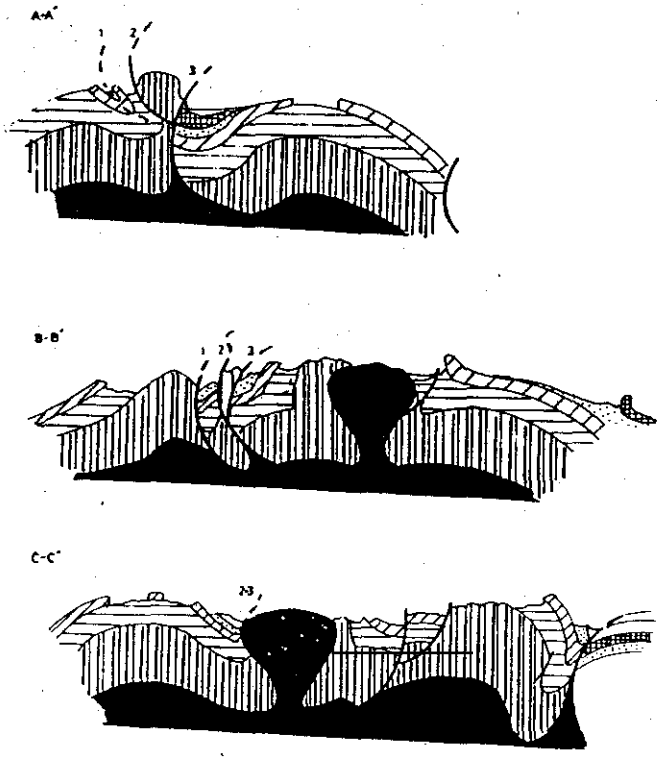
Olistolitos de cresta extrusiva.

DIAPIRISMO

Flexuras de Sª Pedrera y Enmedio

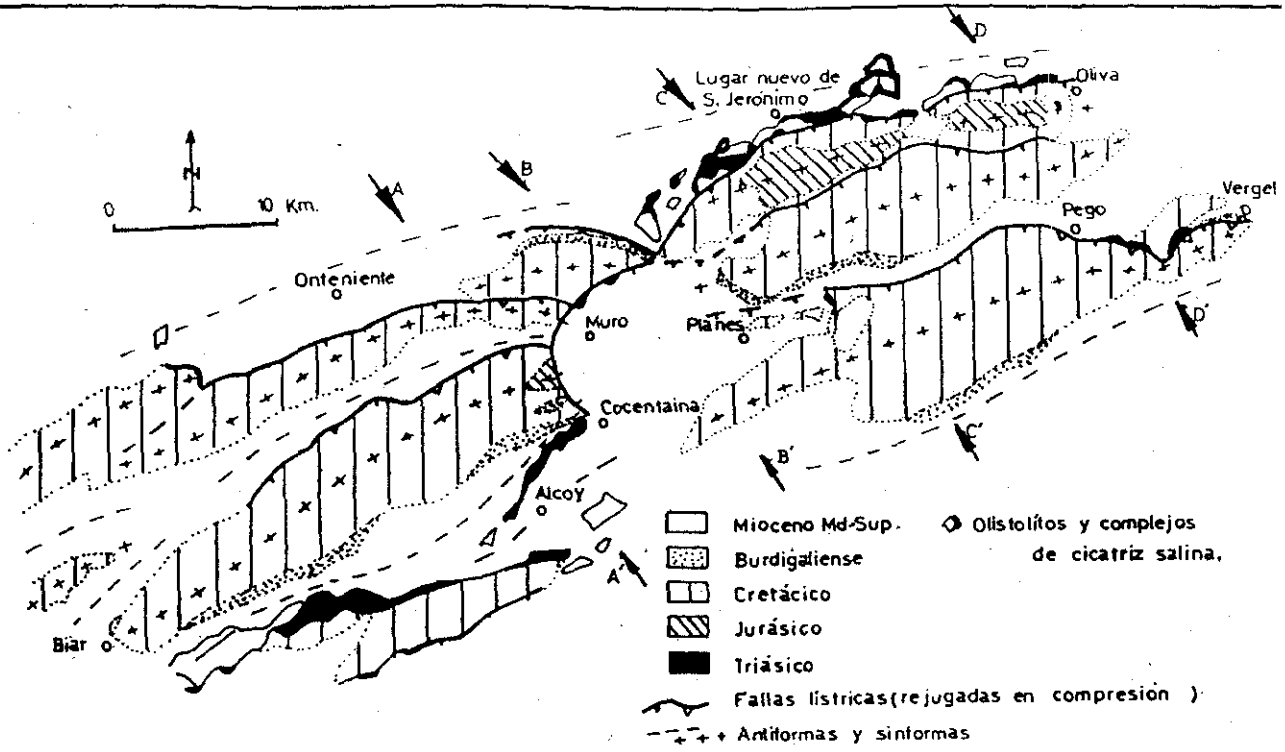
Fig-176

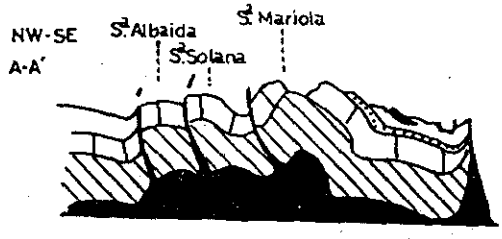


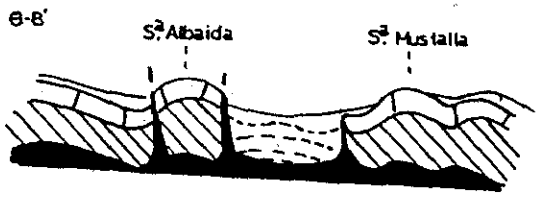


Antiformas de Cancarix

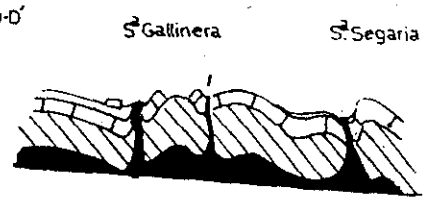
Fig-177







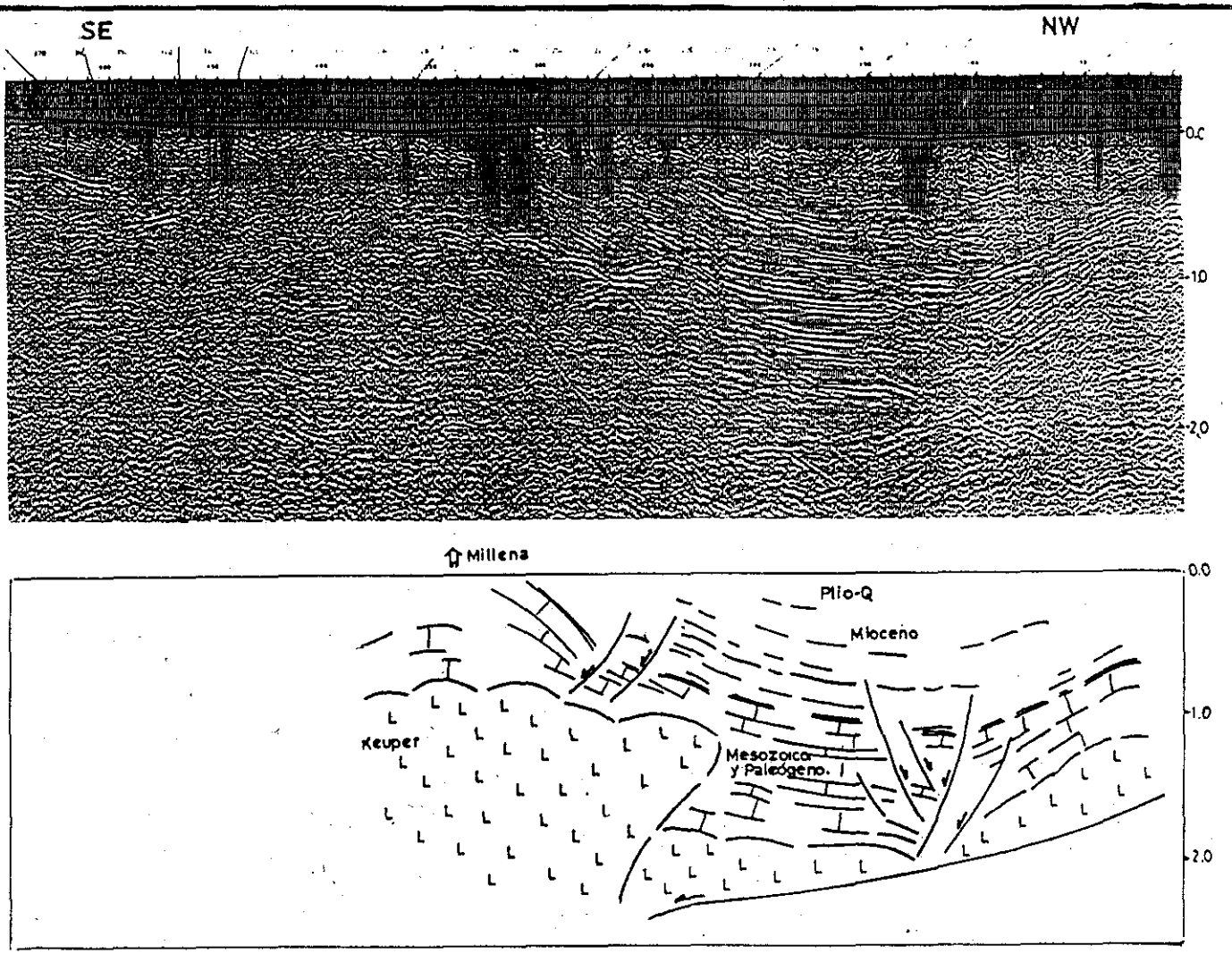




DIAPIRISMO

Antiformas de traza recta

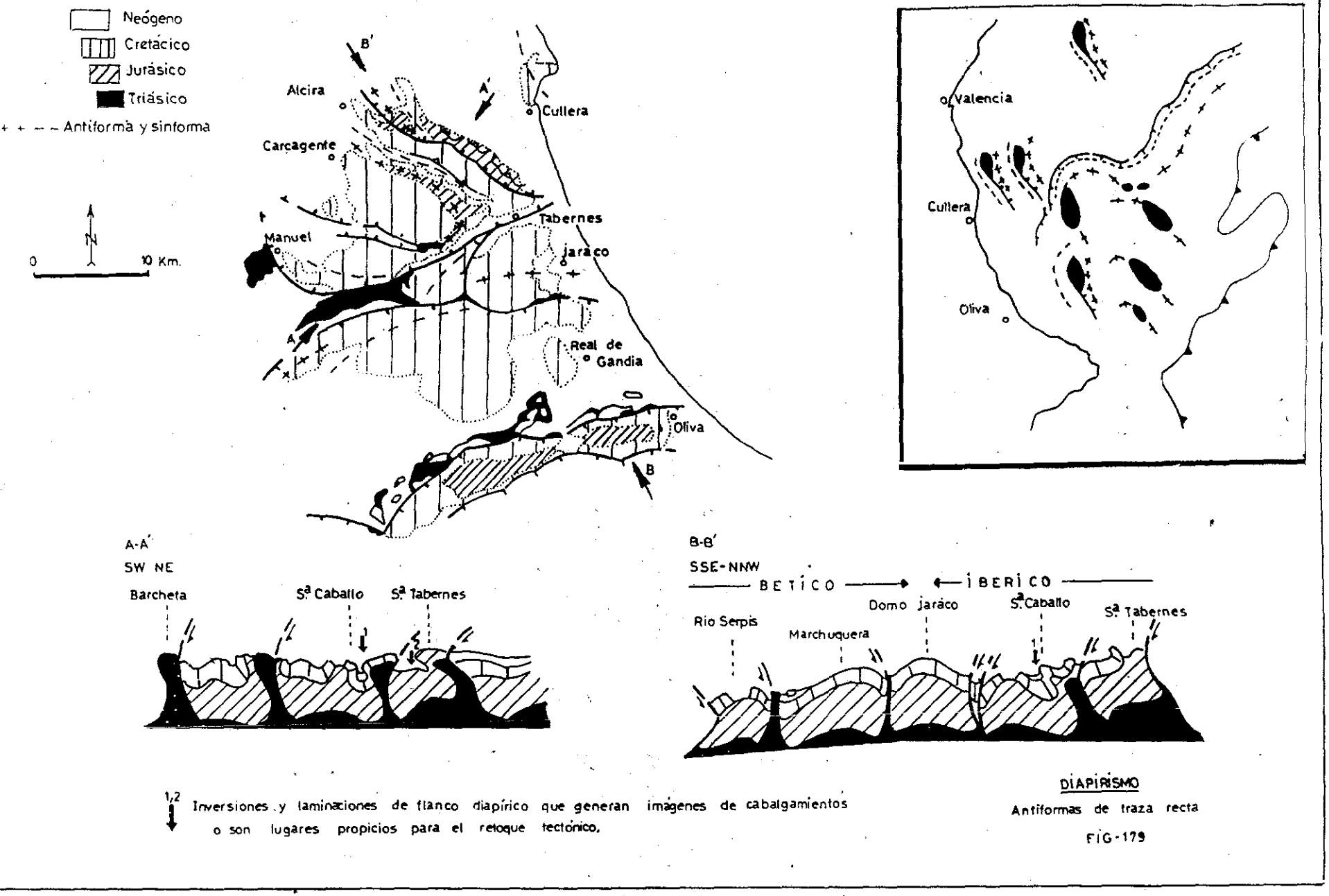
Fig. 178



DIAPIRISMO

El surco de Muro de Alcoy

Fig 178 bis

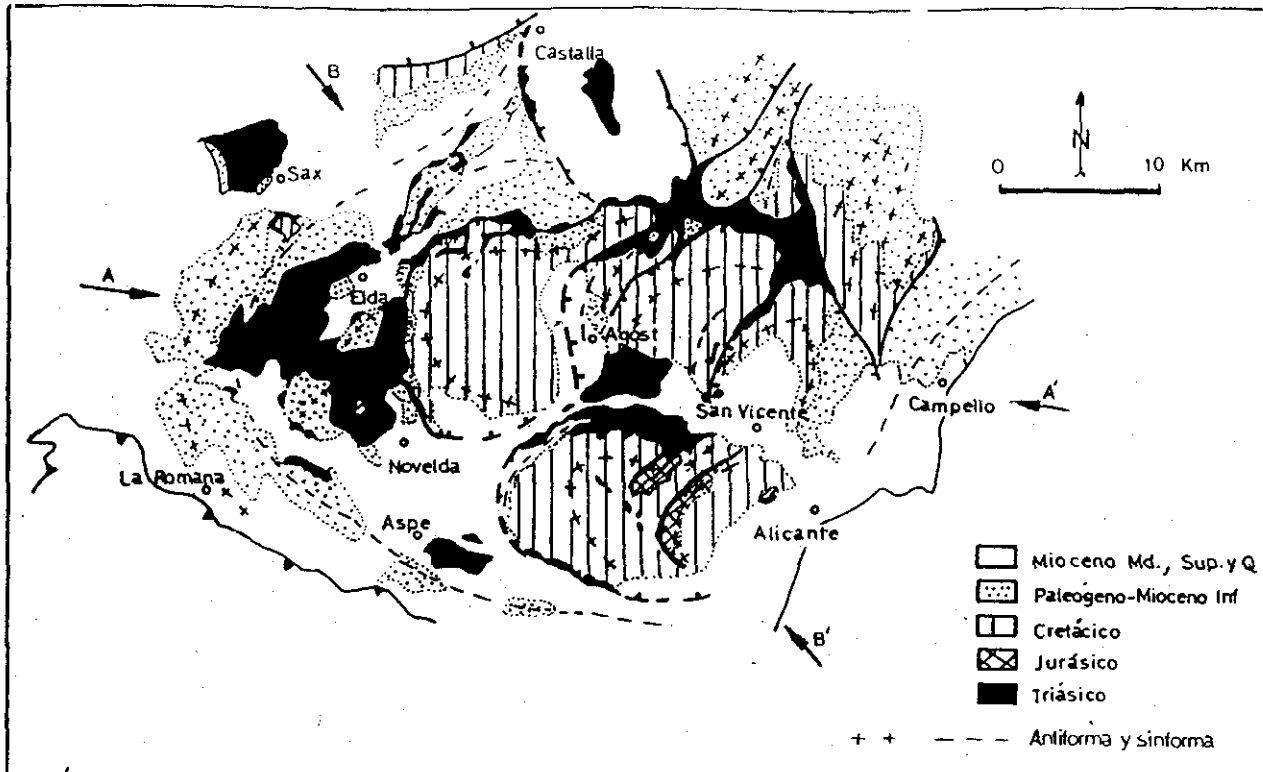


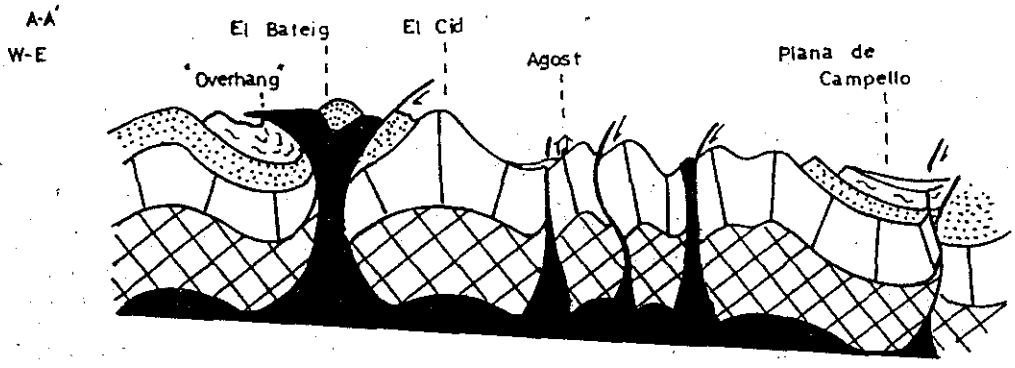
1,2 Inversiones y laminaciones de flanco diapírico que generan imágenes de cabalgamientos o son lugares propicios para el retoque tectónico.

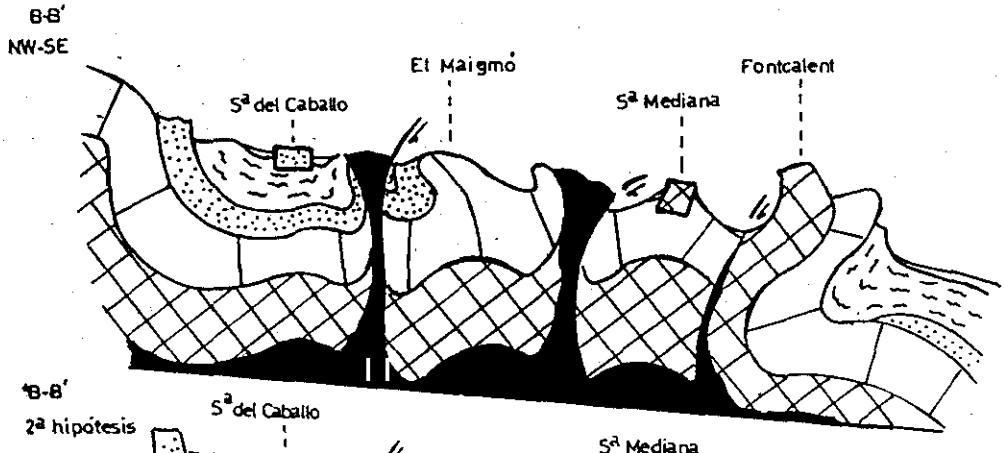
DIAPIRISMO

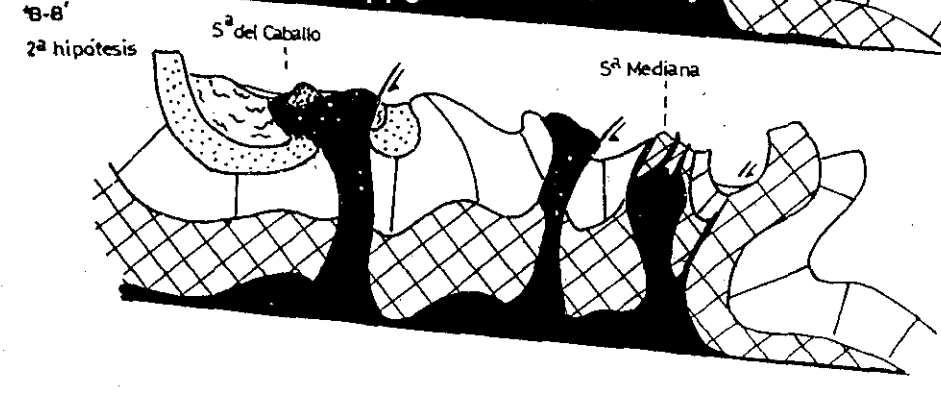
Antiformas de traza recta

FIG-179





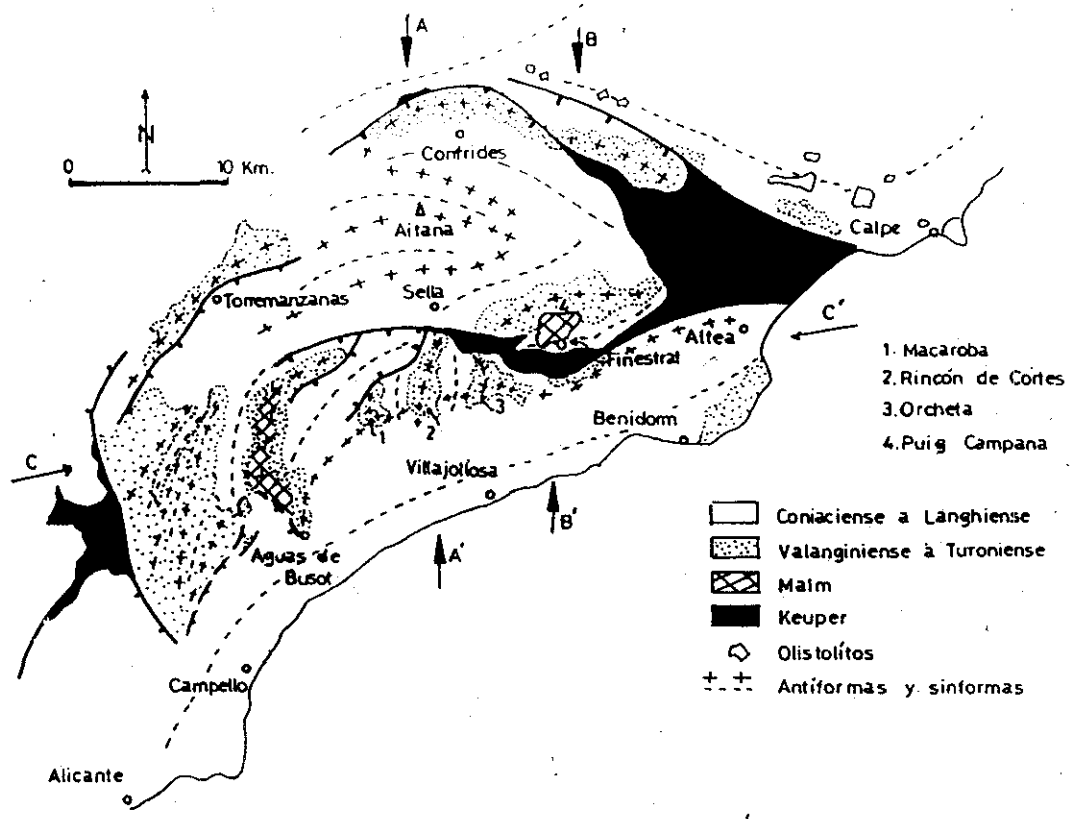


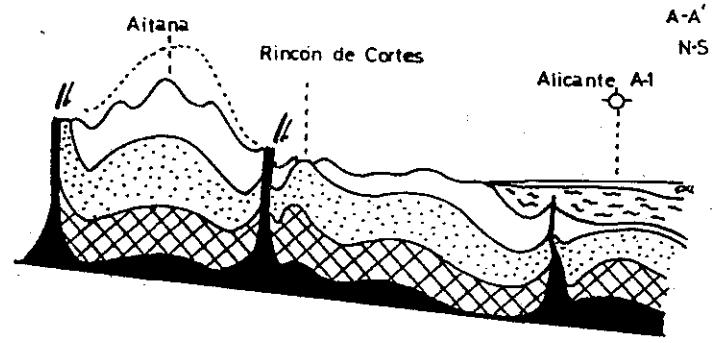


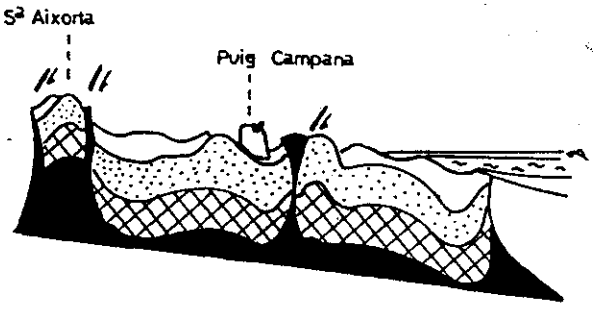
DIAPIRISMO

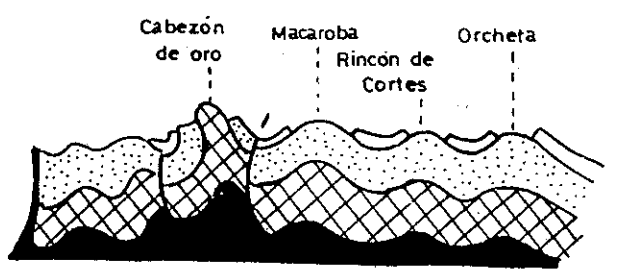
Antiformas de traza curva

Fig-181





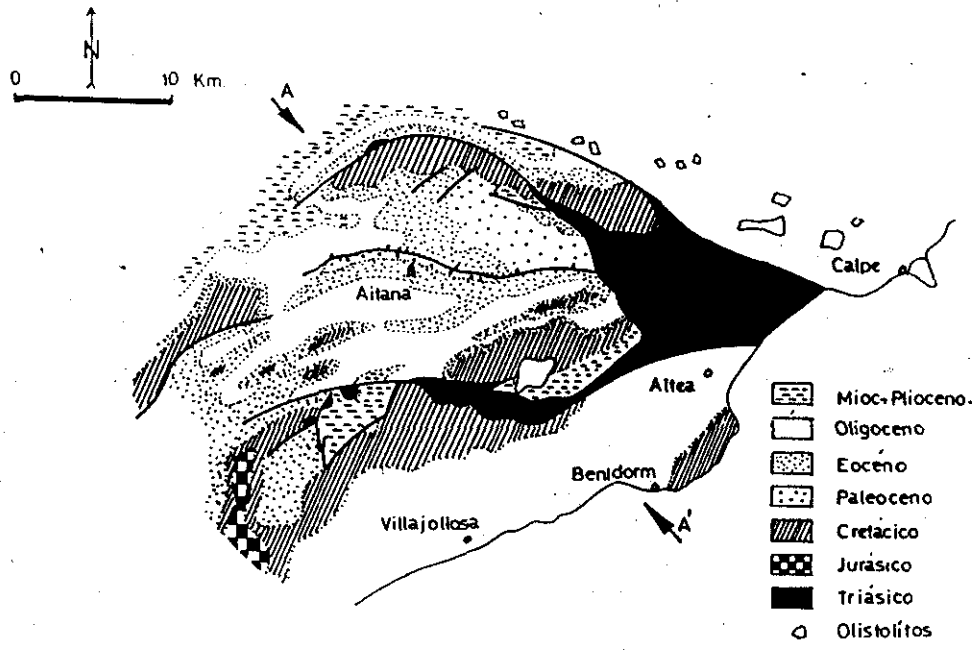


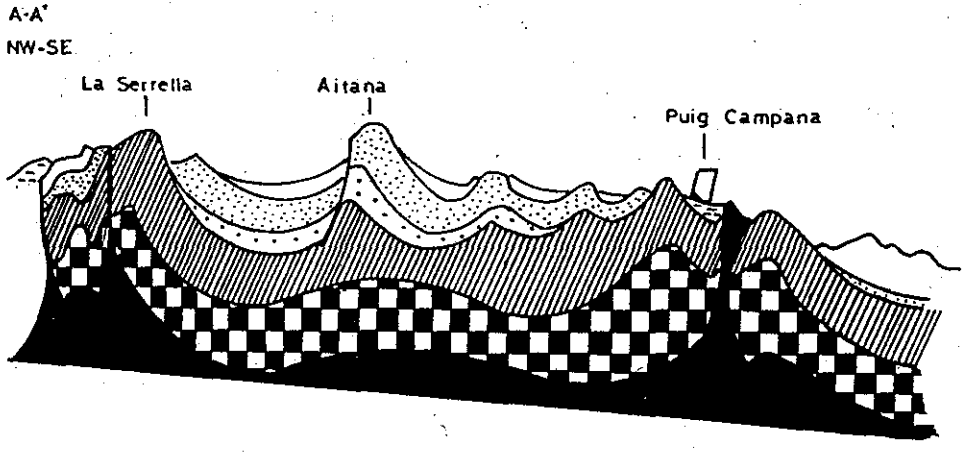


DIAPIRISMO

Antiformas de traza curva

Fig - 182

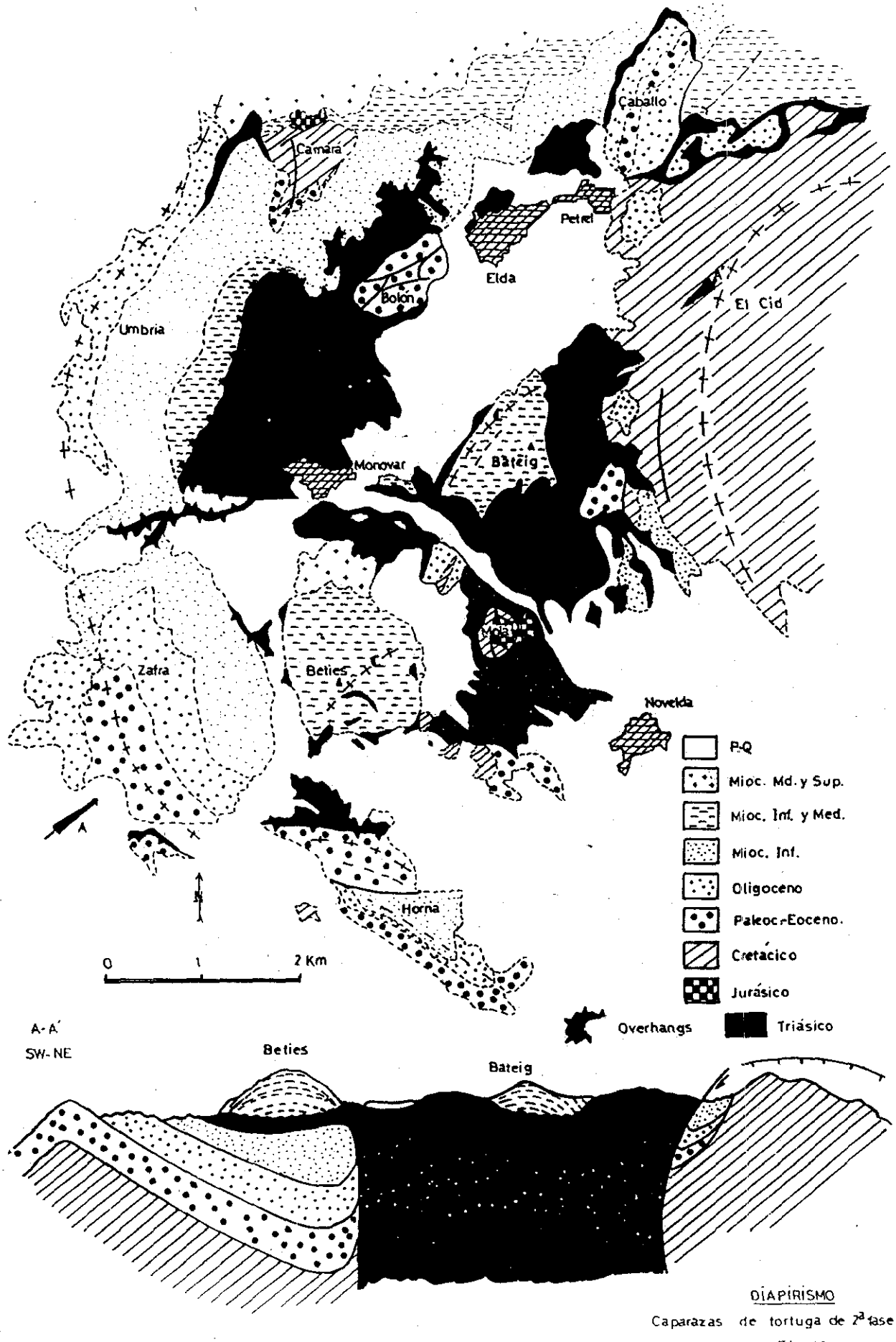




DIAPIRISMO

Caparazas de tortuga de 1ª generación

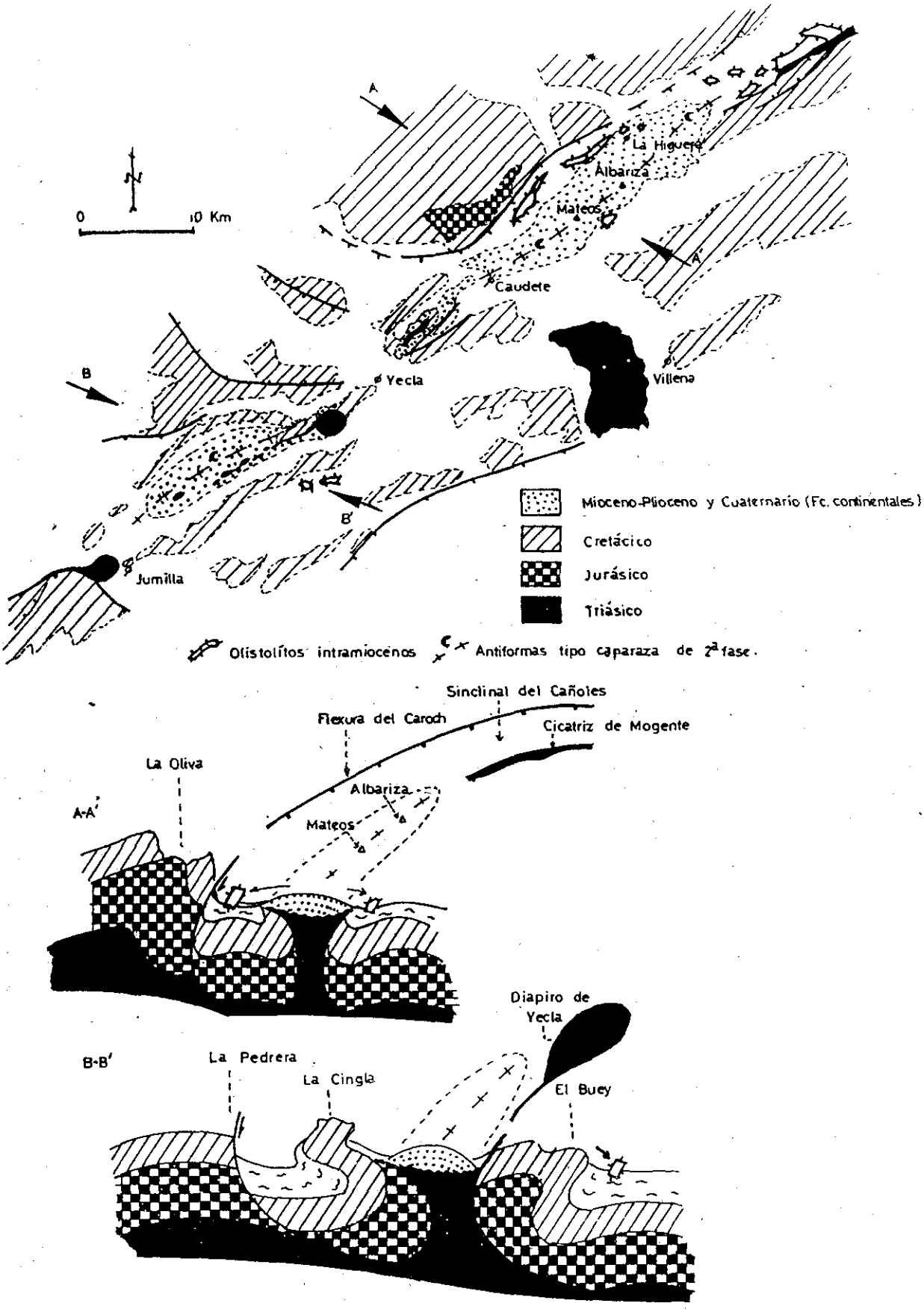
Fig - 183



DIAPIRISMO

Caparazas de tortuga de 2ª fase

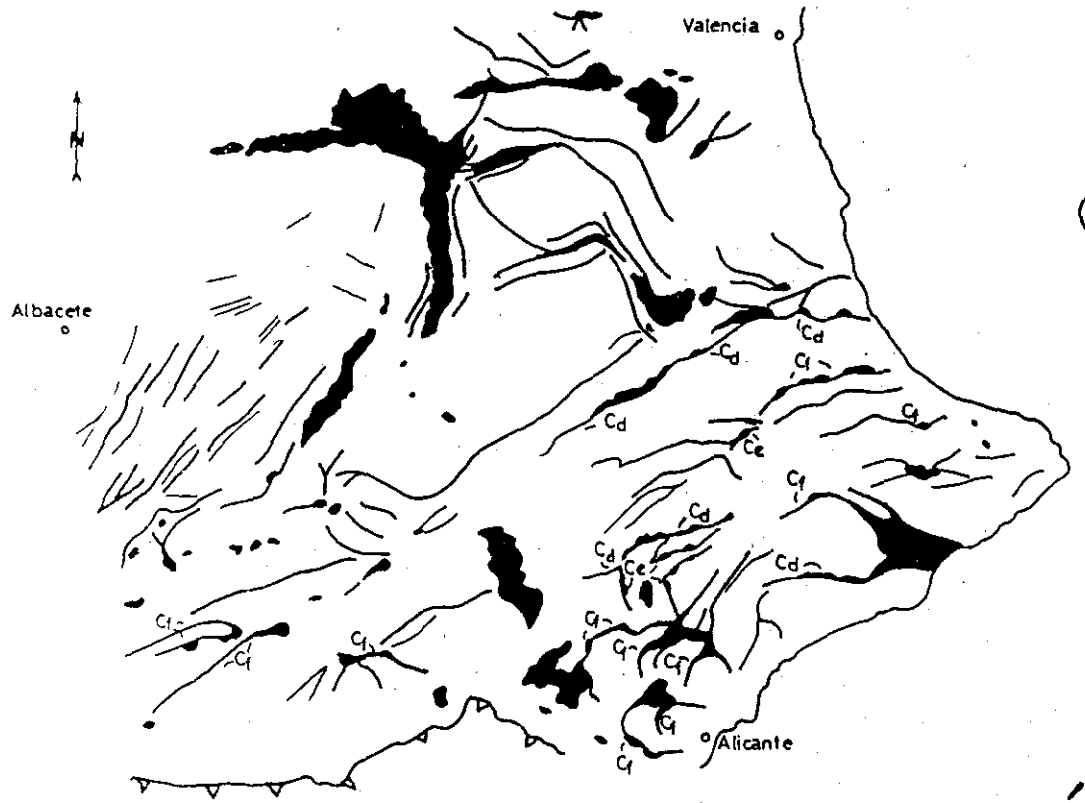
Fig-184

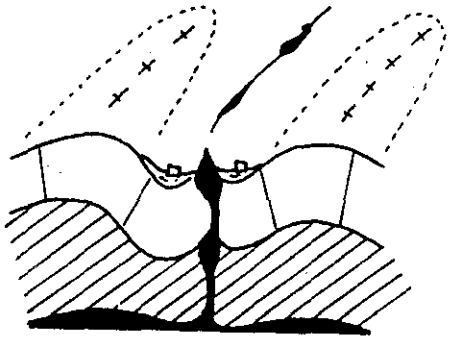


DIAPIRISMO

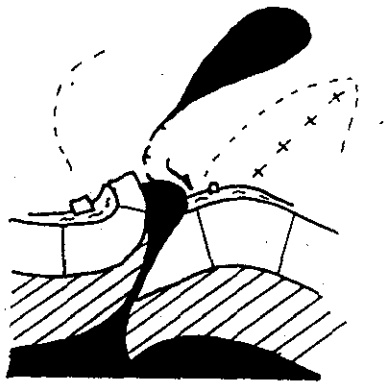
Caparazas de tortuga de 2ª fase

Fig-185

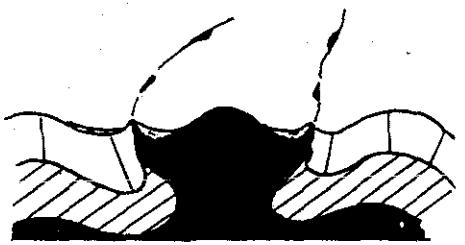




(Cd) Cicatriz por doble colapso.



(Cf) Cicatriz por falla lístrica con diapiro lateral.

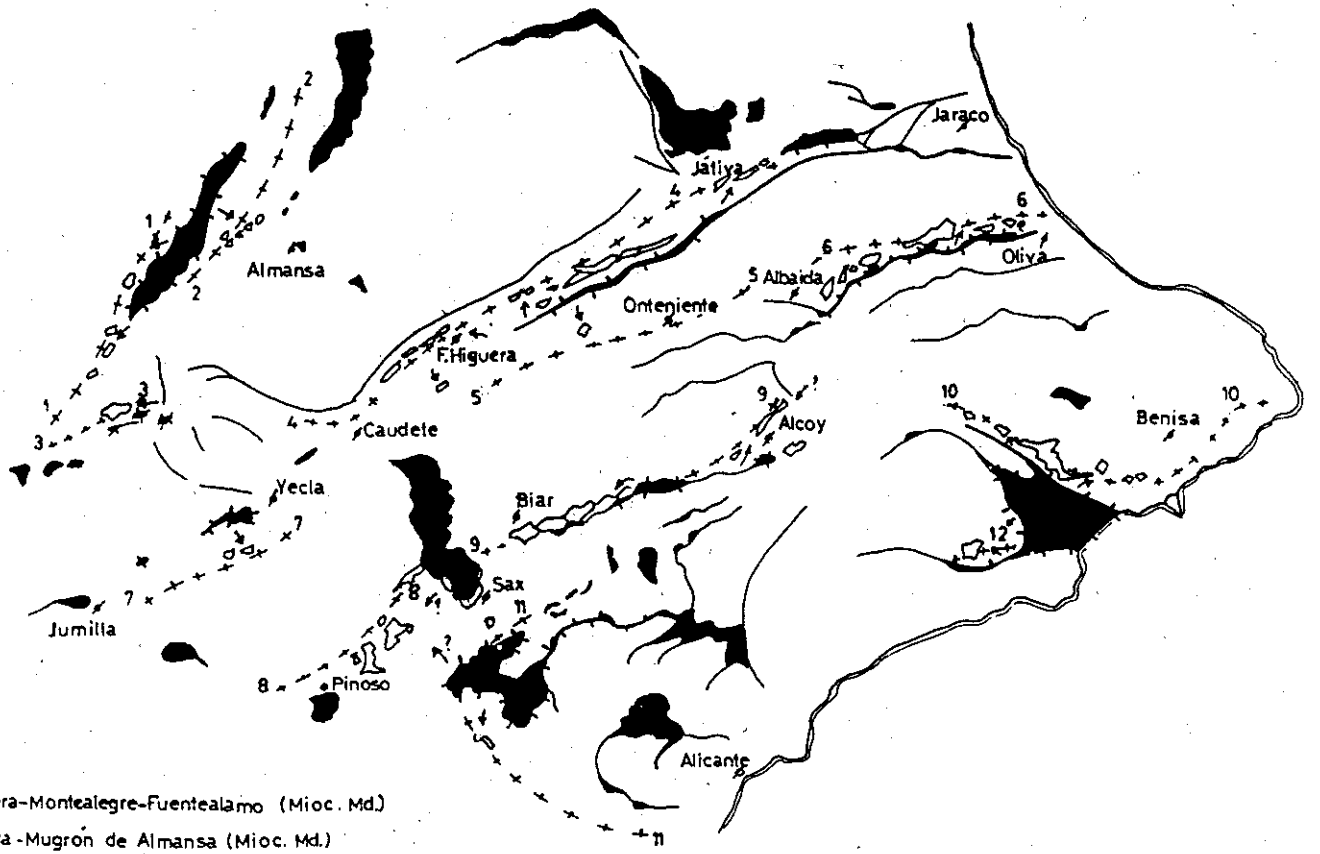


(Ce) Cicatriz por erosión.

DIAPIRISMO

Cicatrices salinas

Fig-186



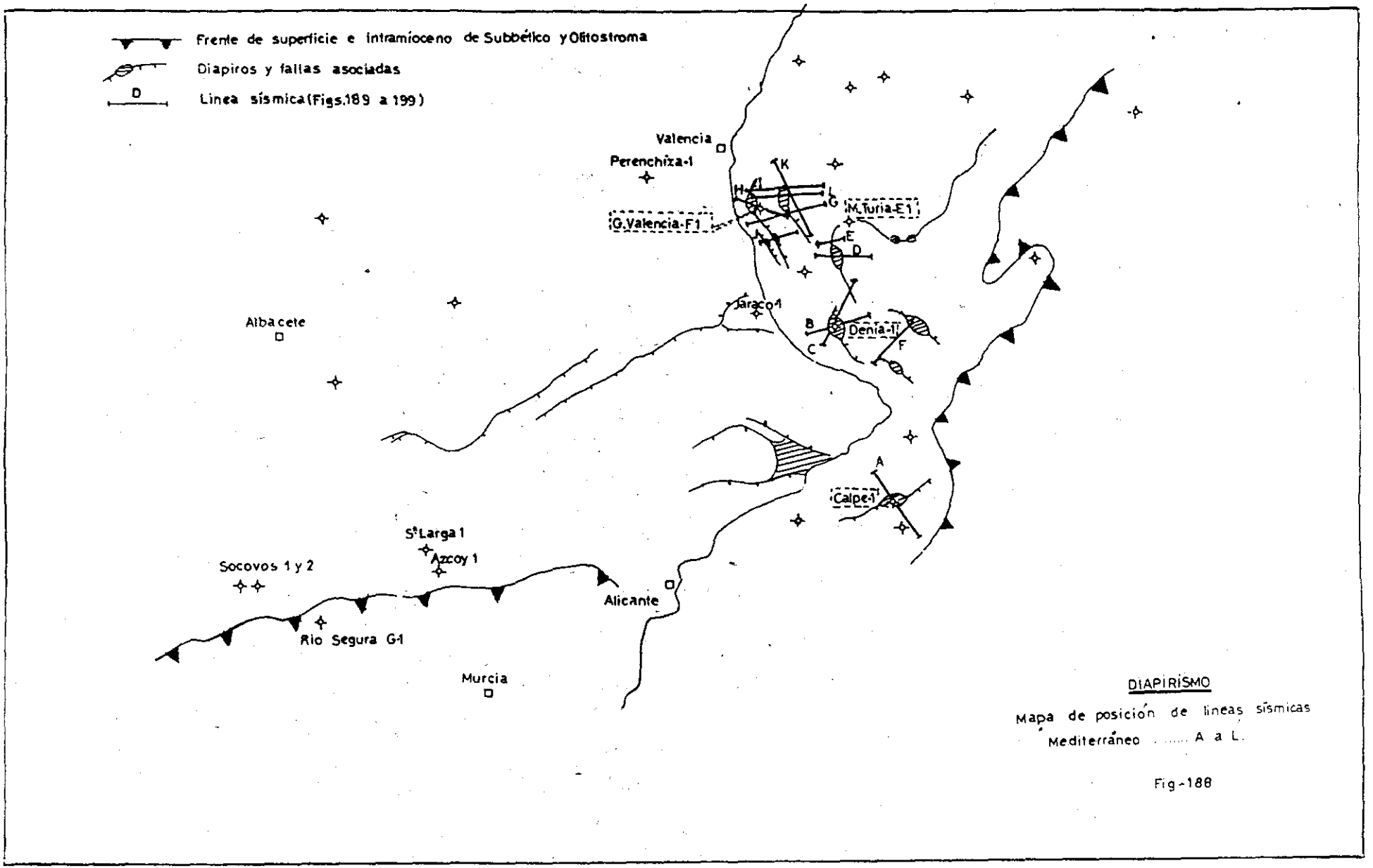
1 Alpera-Montealegre-Fuentealamo (Mioc. Md.)
2 Ayora-Mugrón de Almansa (Mioc. Md.)
3 Arabí (Mioc. Md.)
4 Río Cañóles (Mioc. Md.)
5 Onteniente (Mioc. Md.)
6 Albaida (Mioc. Inf-Md.)
7 El Ardal (Mioc. Sup.)
8 Salinas (Mioc. Inf-Md.)
9 Alcoy-Biar (Mioc. Md.)
10 Benisa (Mioc. Inf.)
11 Elda-Aspe (Mioc. Inf.)
12 Finestrat (Mioc. Inf.)

1 a 12 Sinclinales periféricos con olistolítos
Areas fuente de olistolítos
Otros afloramientos de Trias
Probables direcciones de deslizamiento
Olistolítos

DIAPIRISMO

Olistolitos intramiocenos

Fig-187

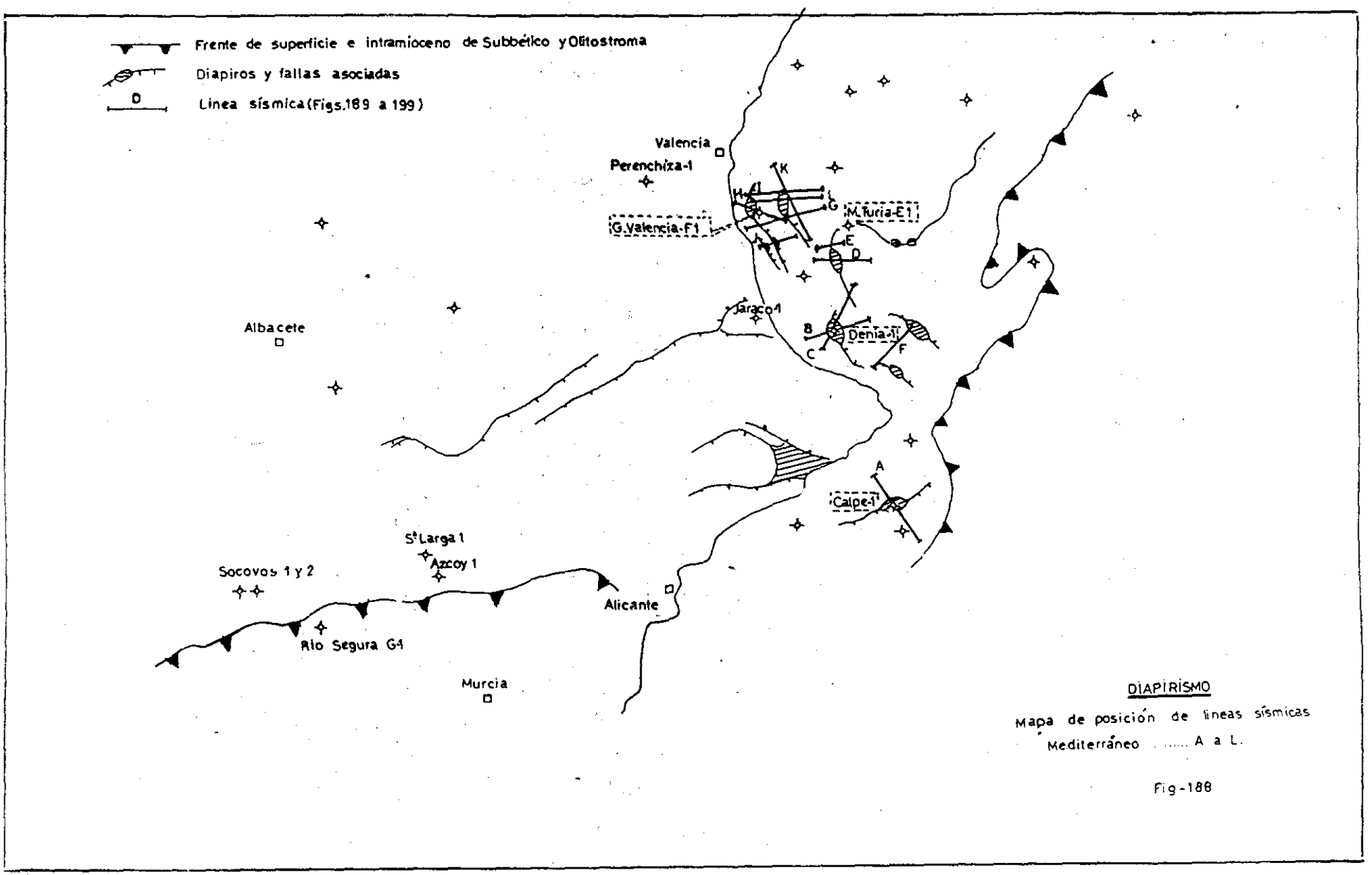


DIAPIRISMO

Mapa de posición de lineas sísmicas

Mediterráneo ..... A a L.

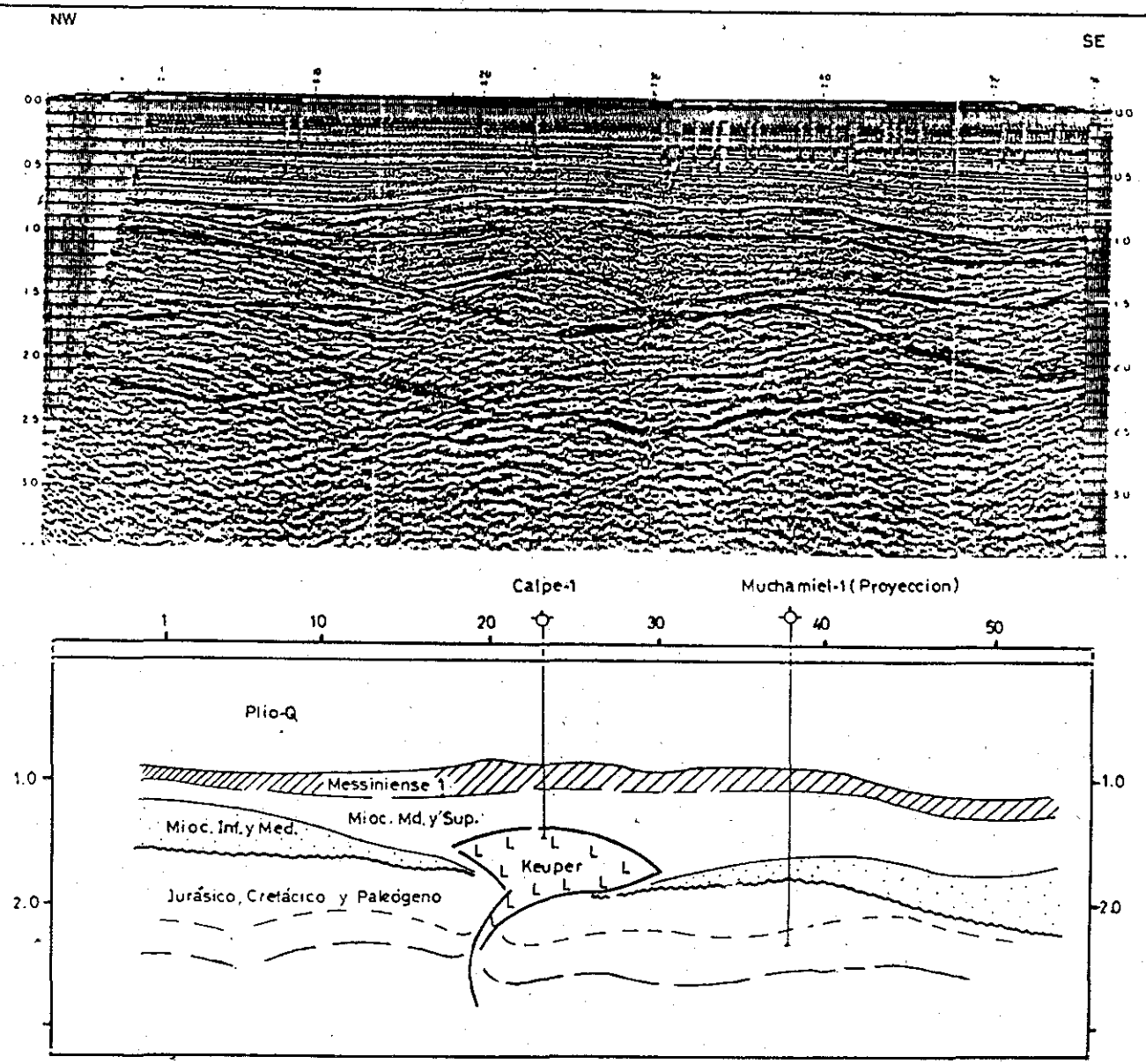
Fig-188



DIAPIRISMO

Mapa de posición de líneas sísmicas Mediterráneo ..... A a L.

Fig-188

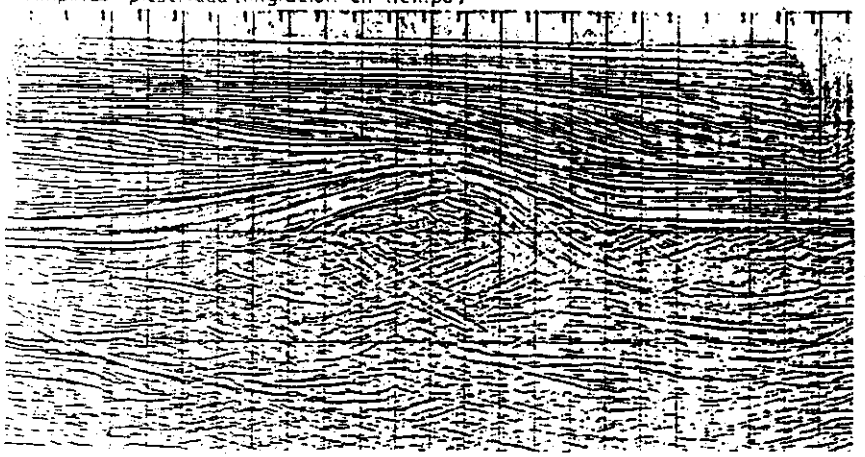


Golfo de Valencia
Linea sísmica - A

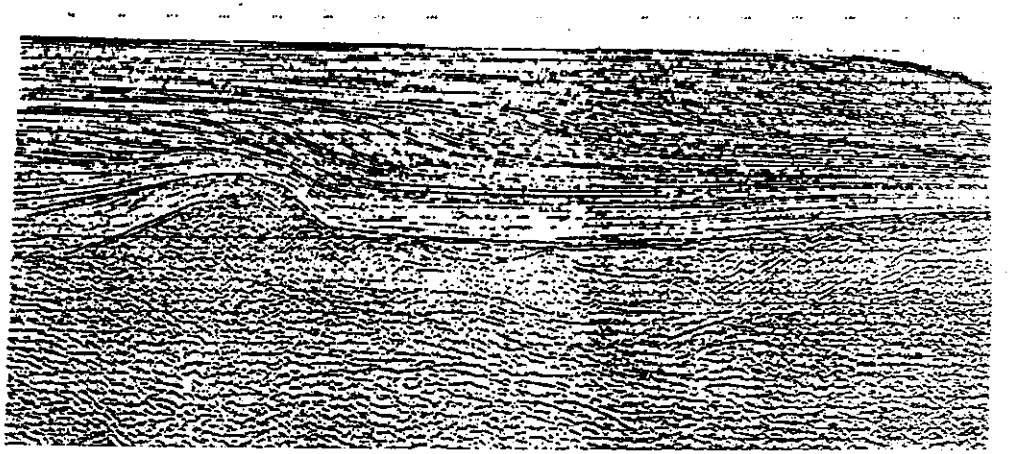
Fig - 189

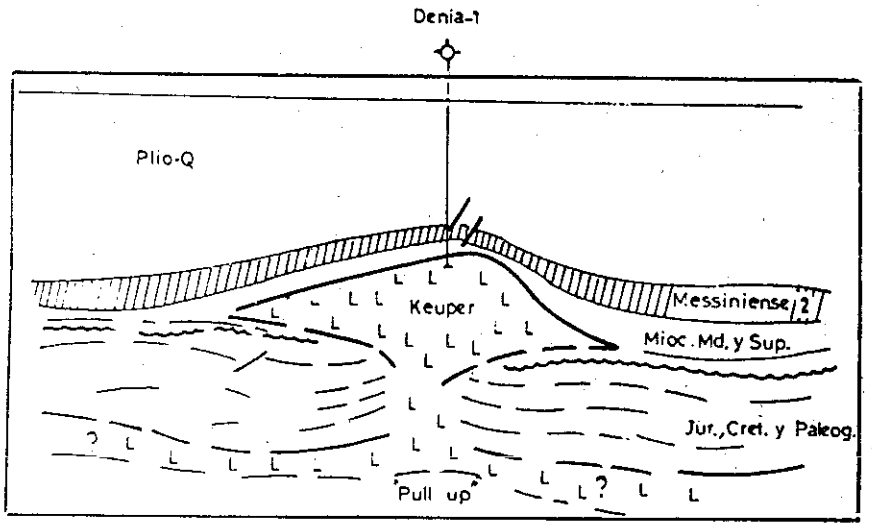
Linea - B

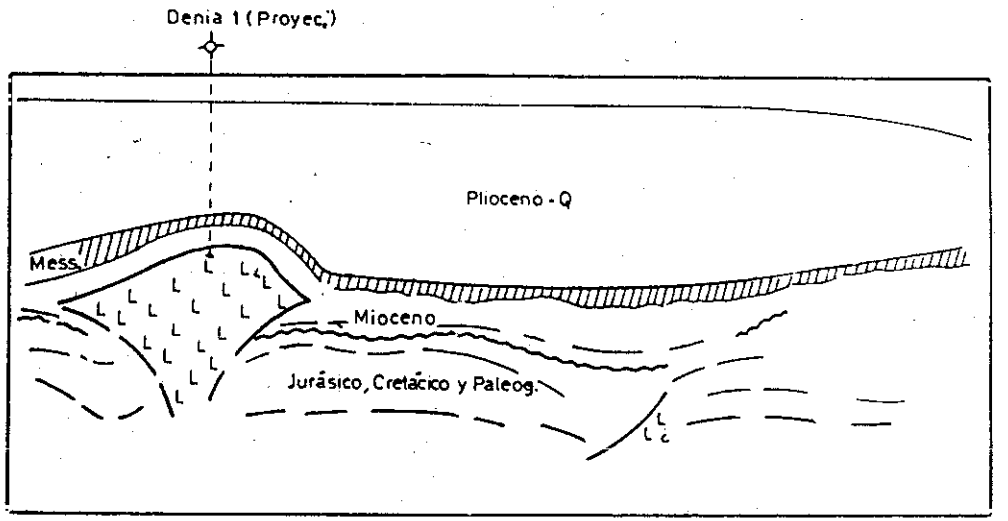
Amplitud preservada (Migracion en tiempo)



Linea-C



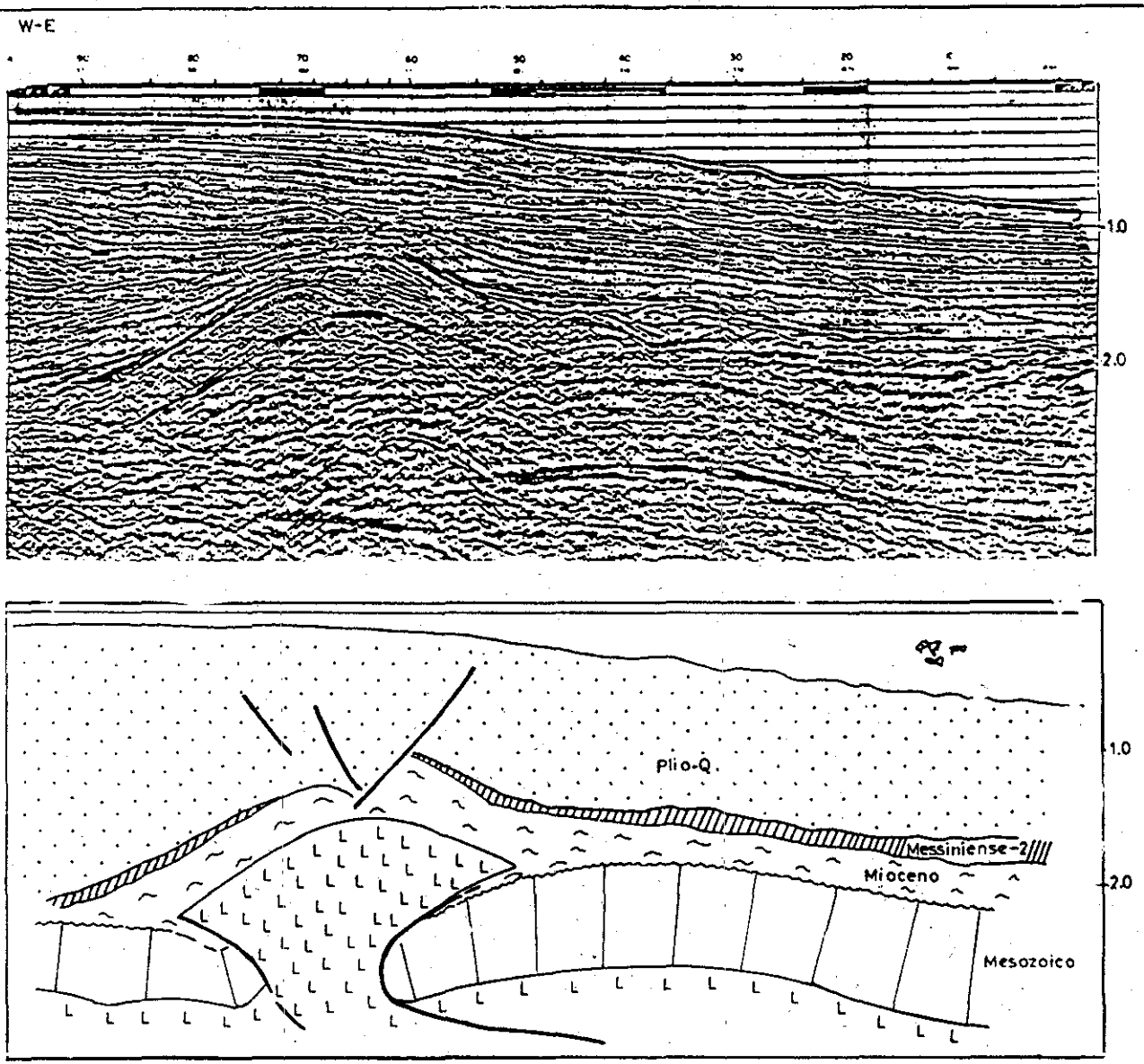




Golfo de Valencia

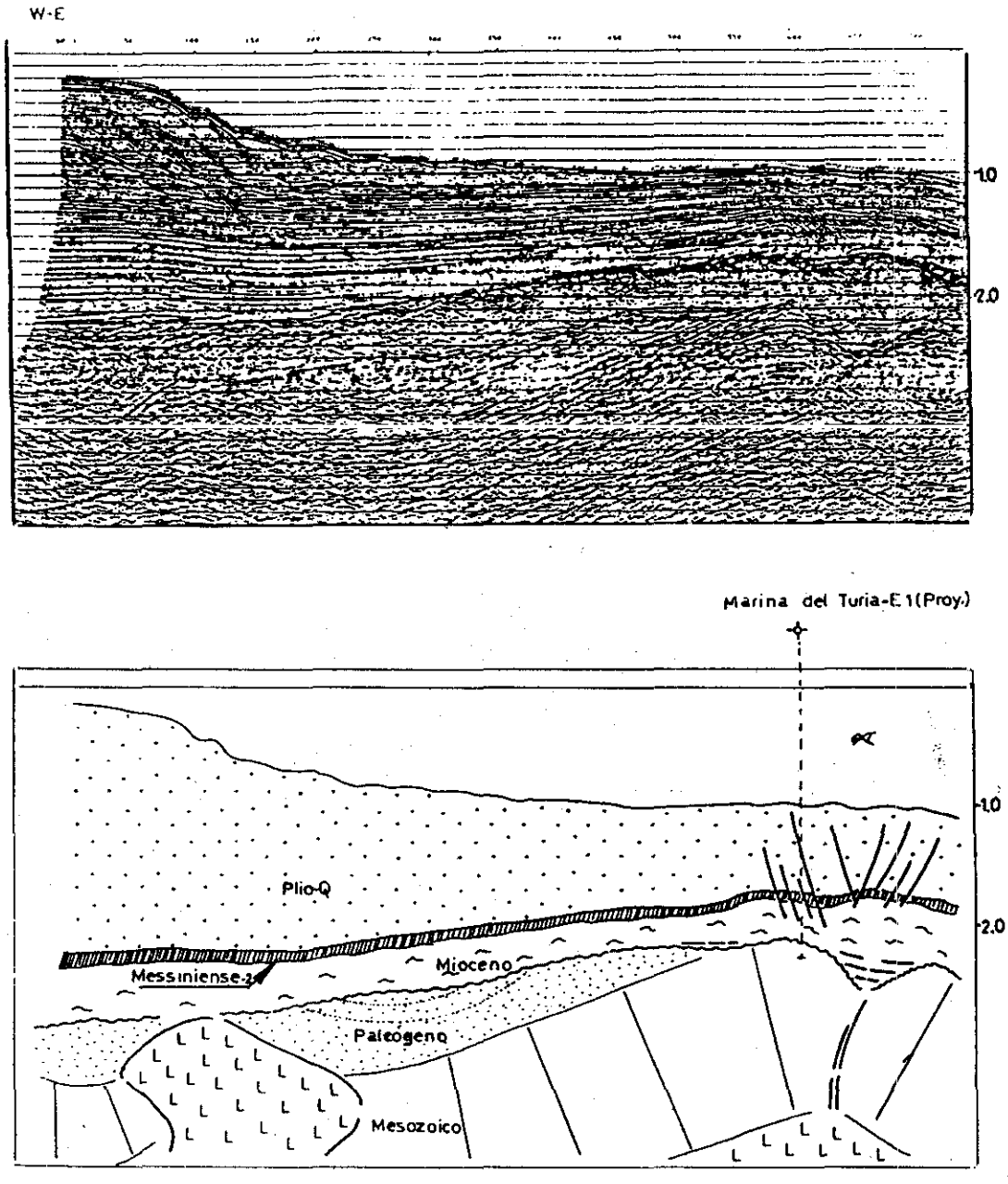
Lineas sísmicas B y C

Fig - 190



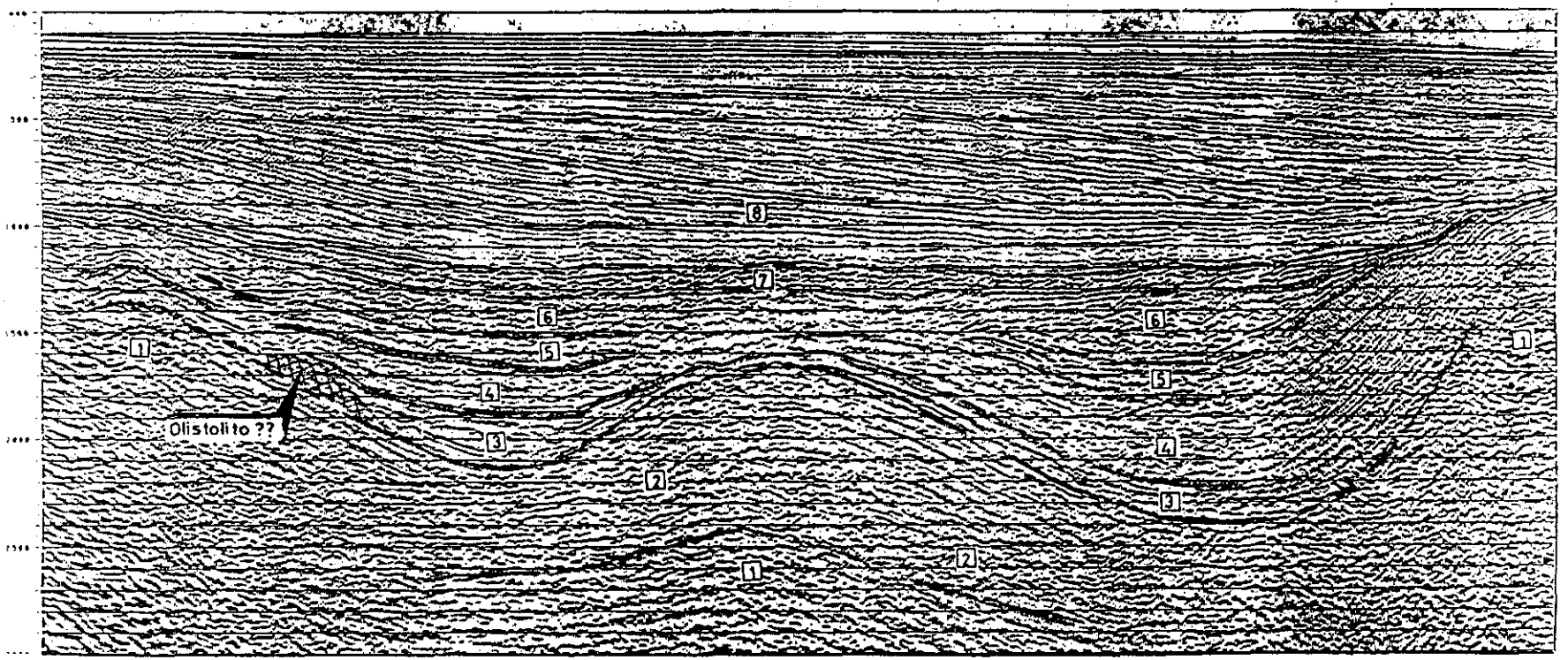
GOLFO DE VALENCIA
Linea sísmica-D

Fig-191



GOLFO DE VALENCIA
Linea sismica-E
Fig - 192

SW-NE



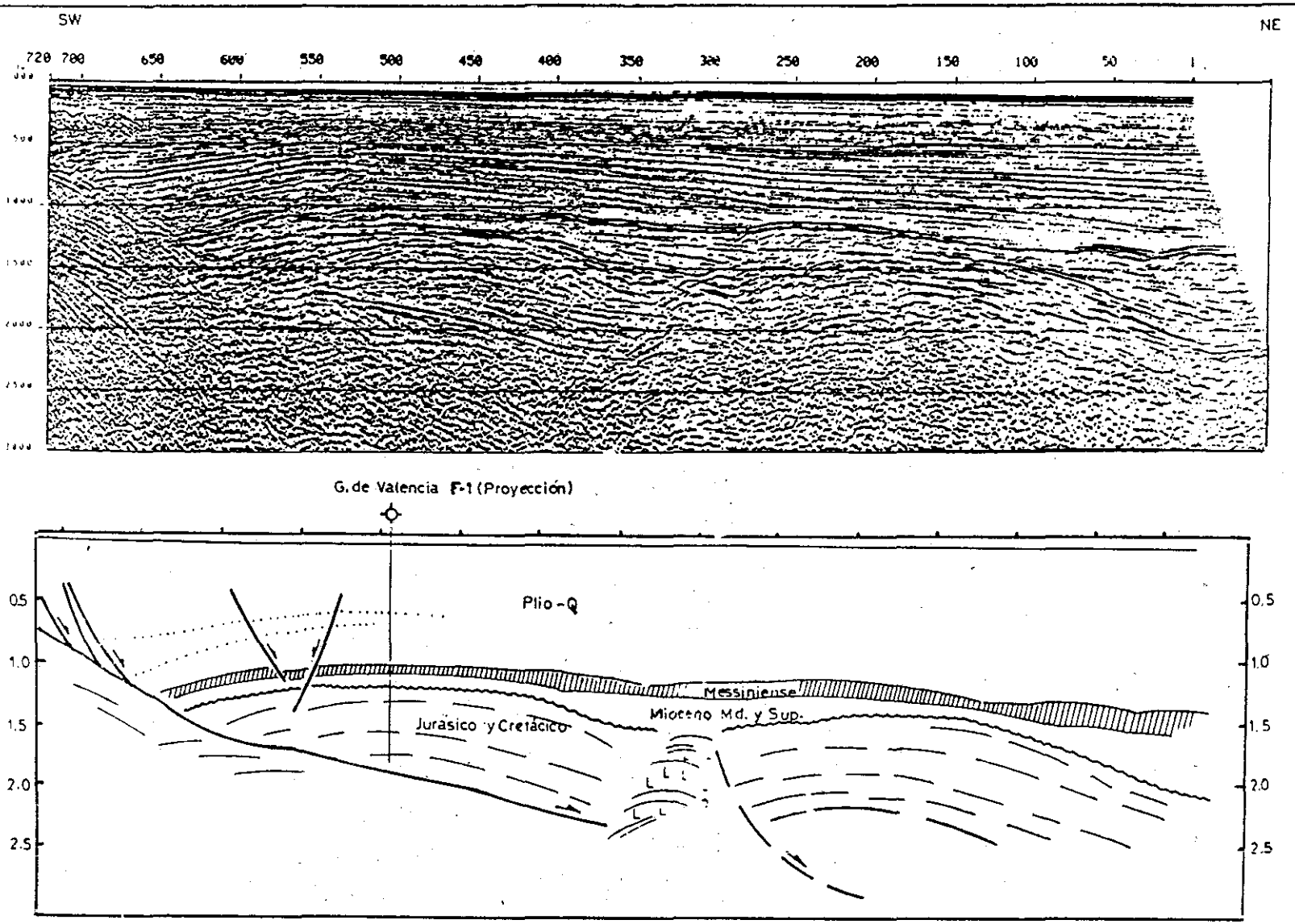
8. Plioceno - Cuaternario
7. Messiniense -2 (Turbidítas yeso/anhidrita)

5 y 6. Tortoniense -Messiniense 1

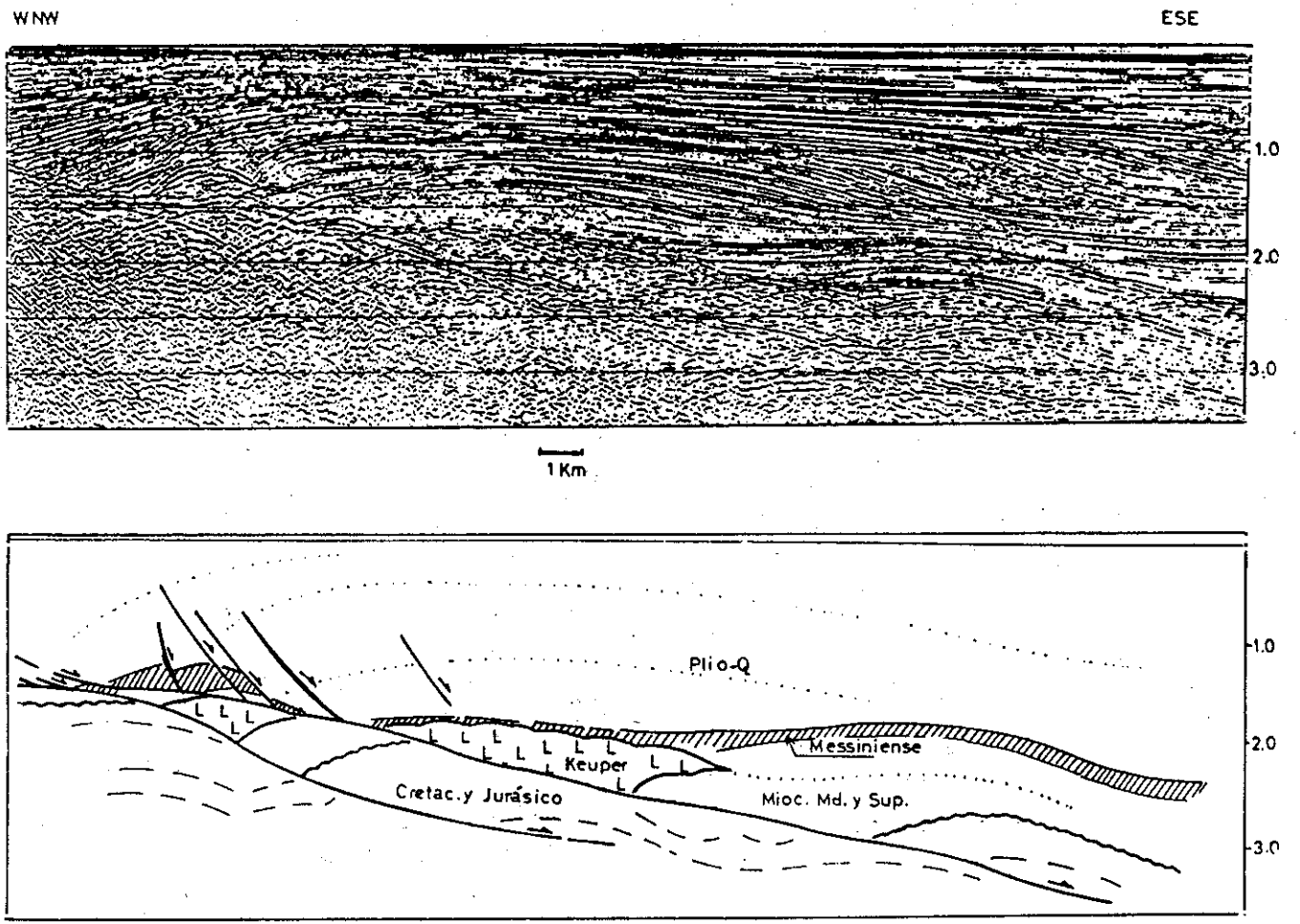
4. Serravalliense - Tortoniense
3. Burdigaliense - Langhiense
2. Mesozoico (Juras.+ Cretac.+ Paleog.??)
1. Triásico

GOLFO DE VALENCIA
Linea sísmica-F

Fig - 193

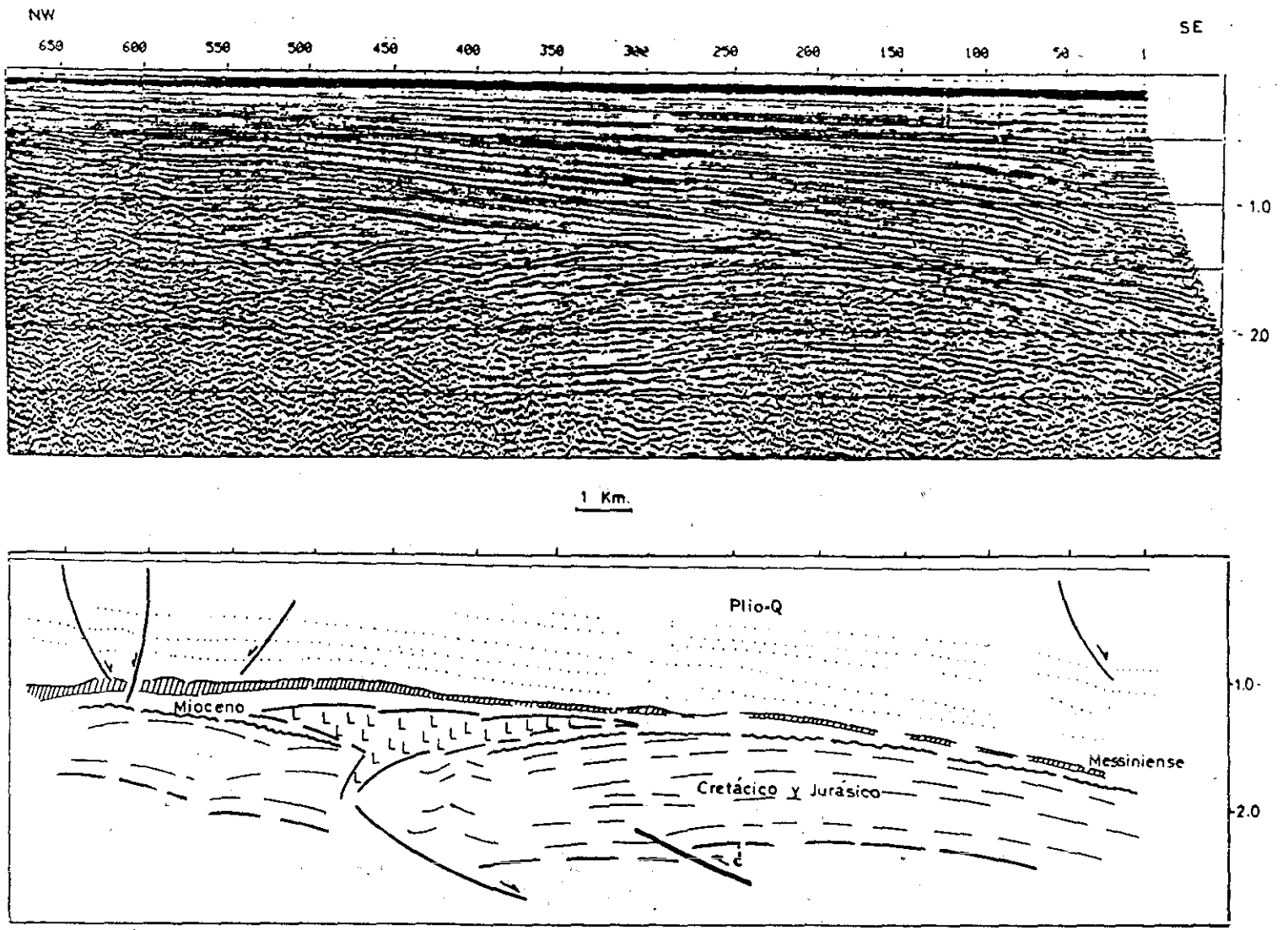


Golfo de Valencia
Linea sísmica-G
Fig-194



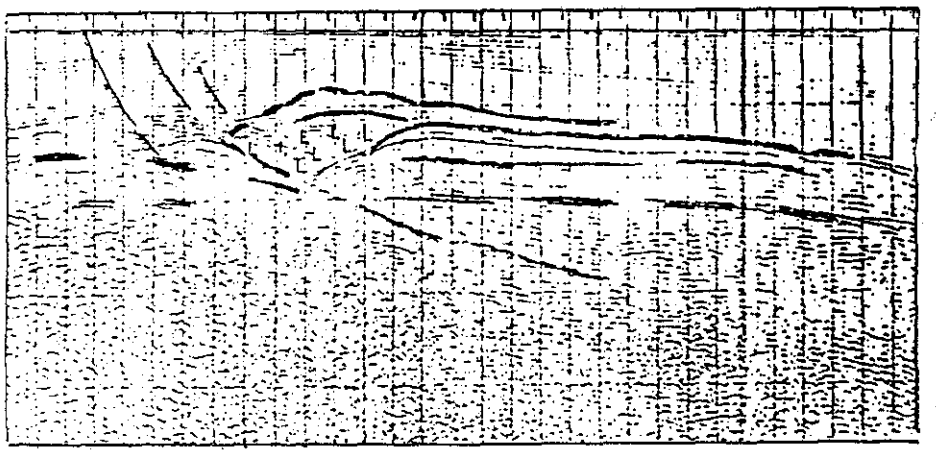
Golfo de Valencia
Linea sísmica-J

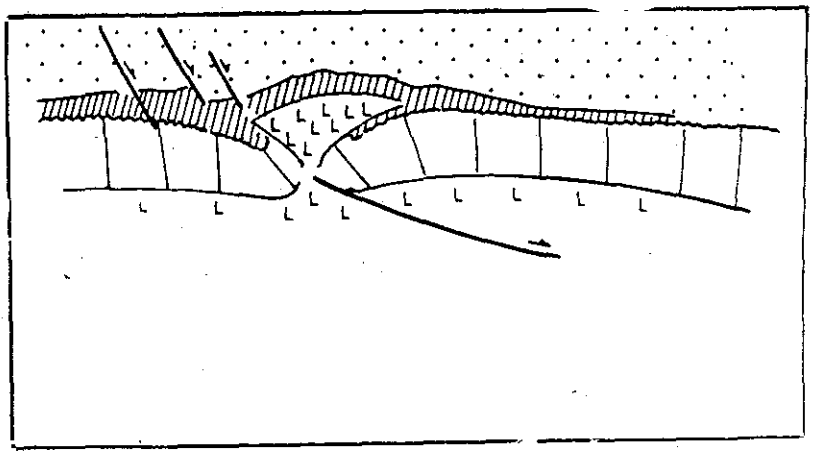
Fig -197



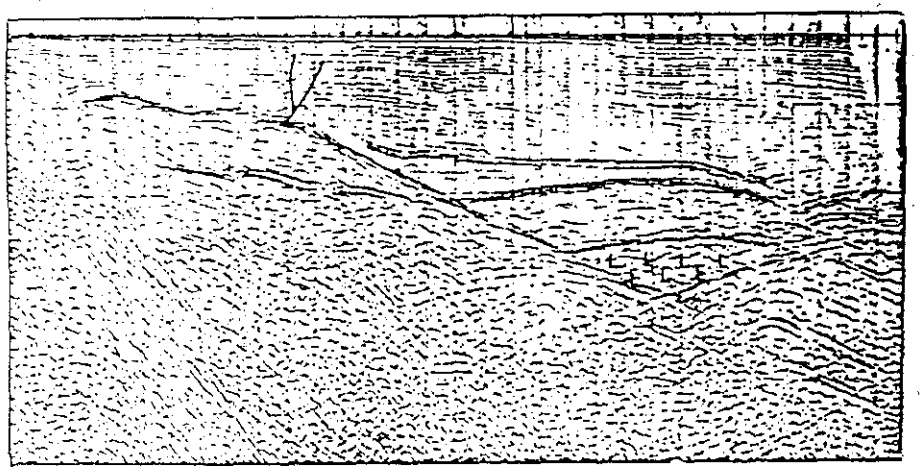
GOLFO DE VALENCIA
Linea sísmica-K
Fig-198

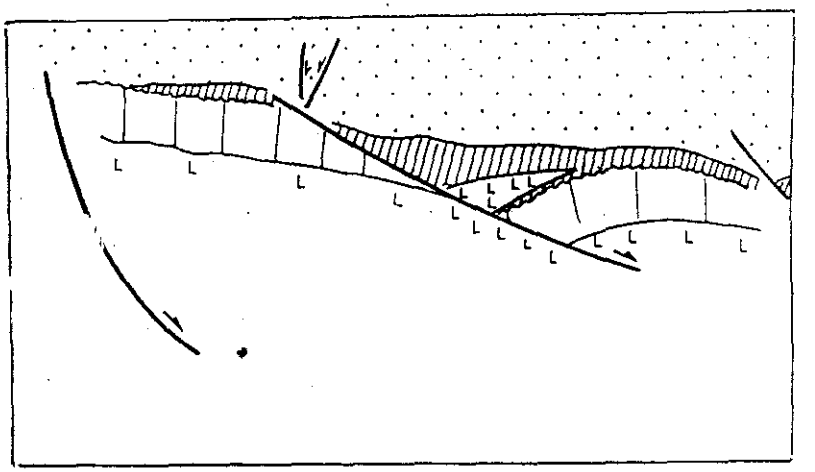
W — E





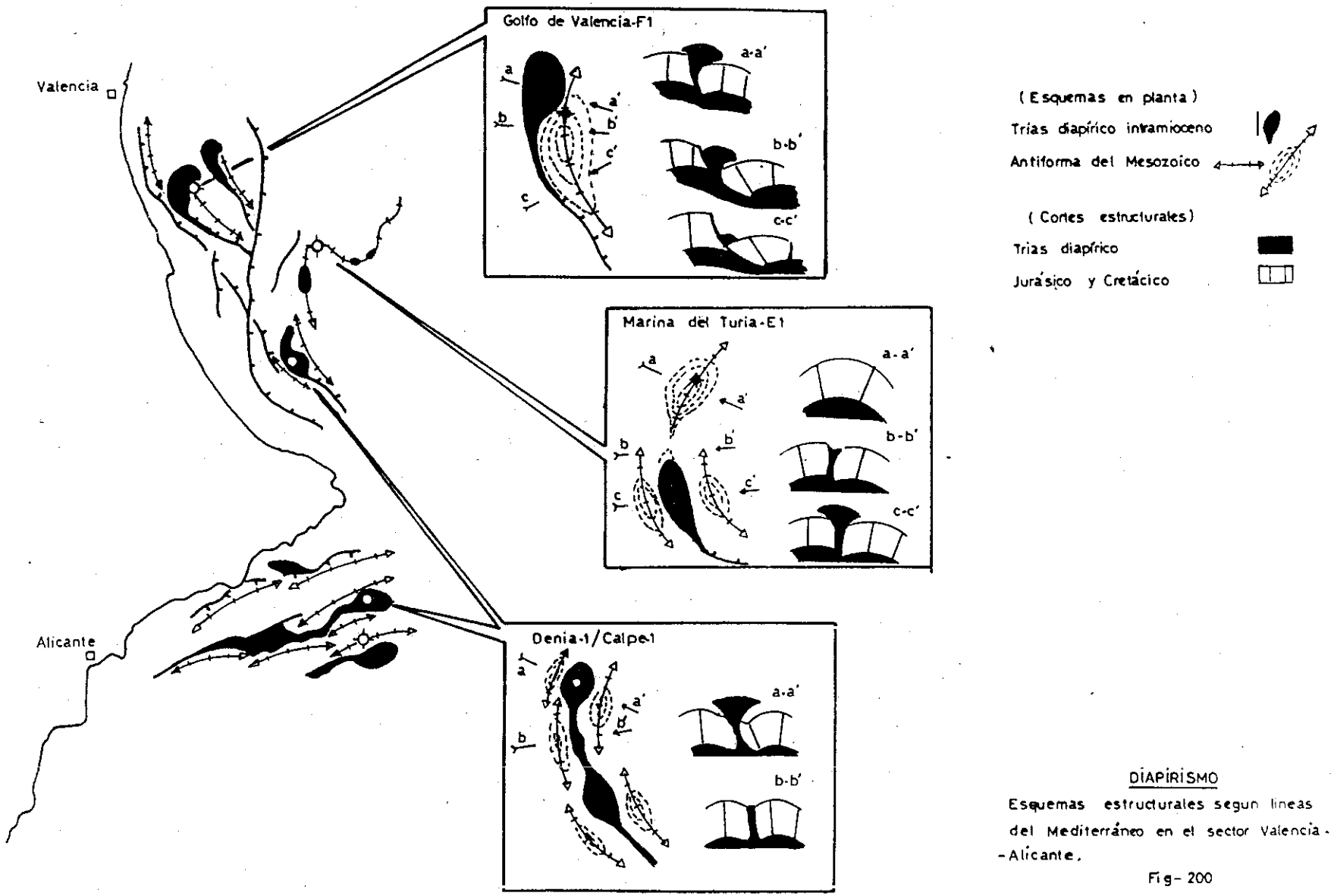
W — E.





Plio-Q
Mioc. Sup.
Juras + Cretácico
Triásico

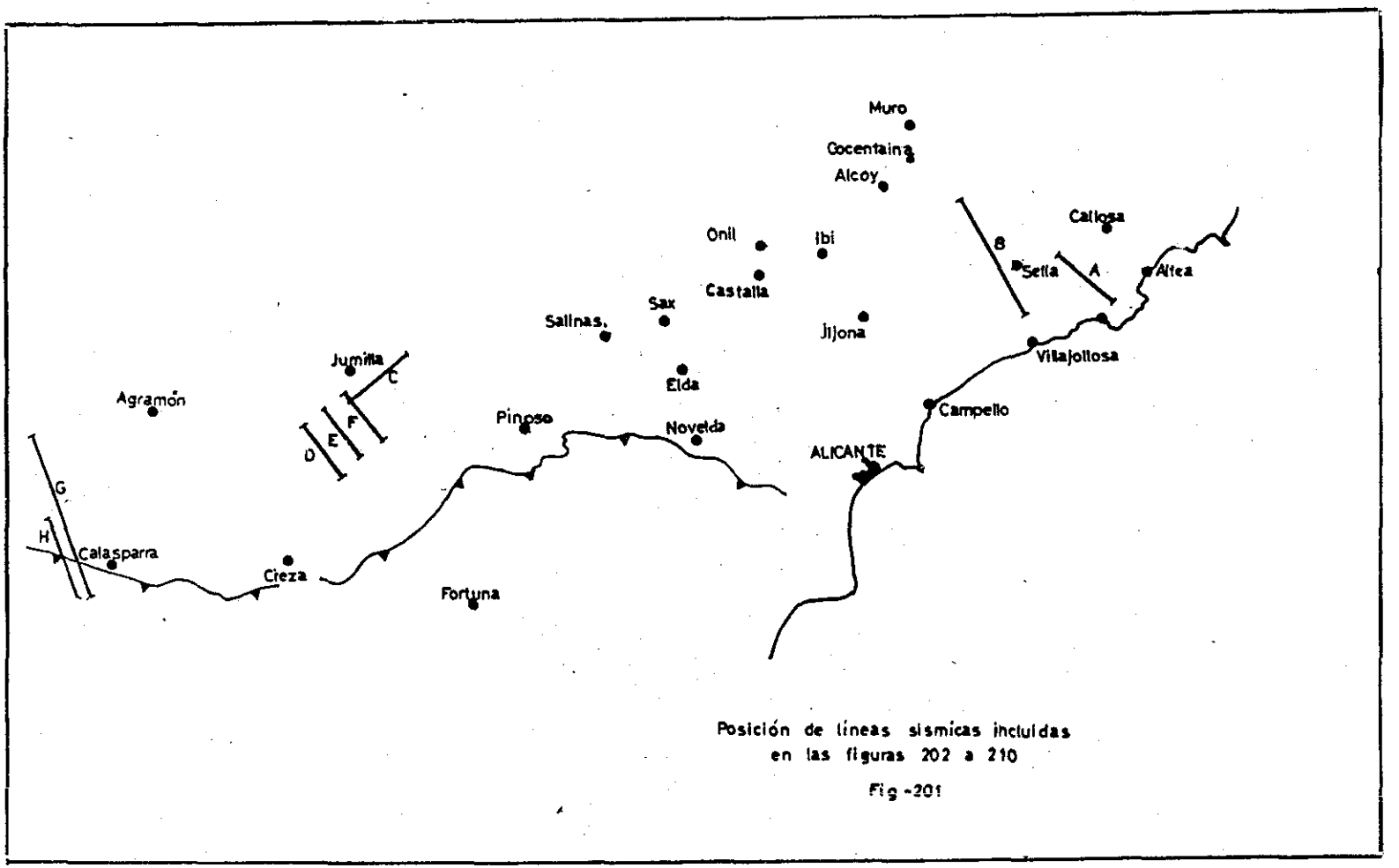
GOLFO DE VALENCIA
Lineas sísmicas-I, L.
Fig-199



DIAPIRISMO

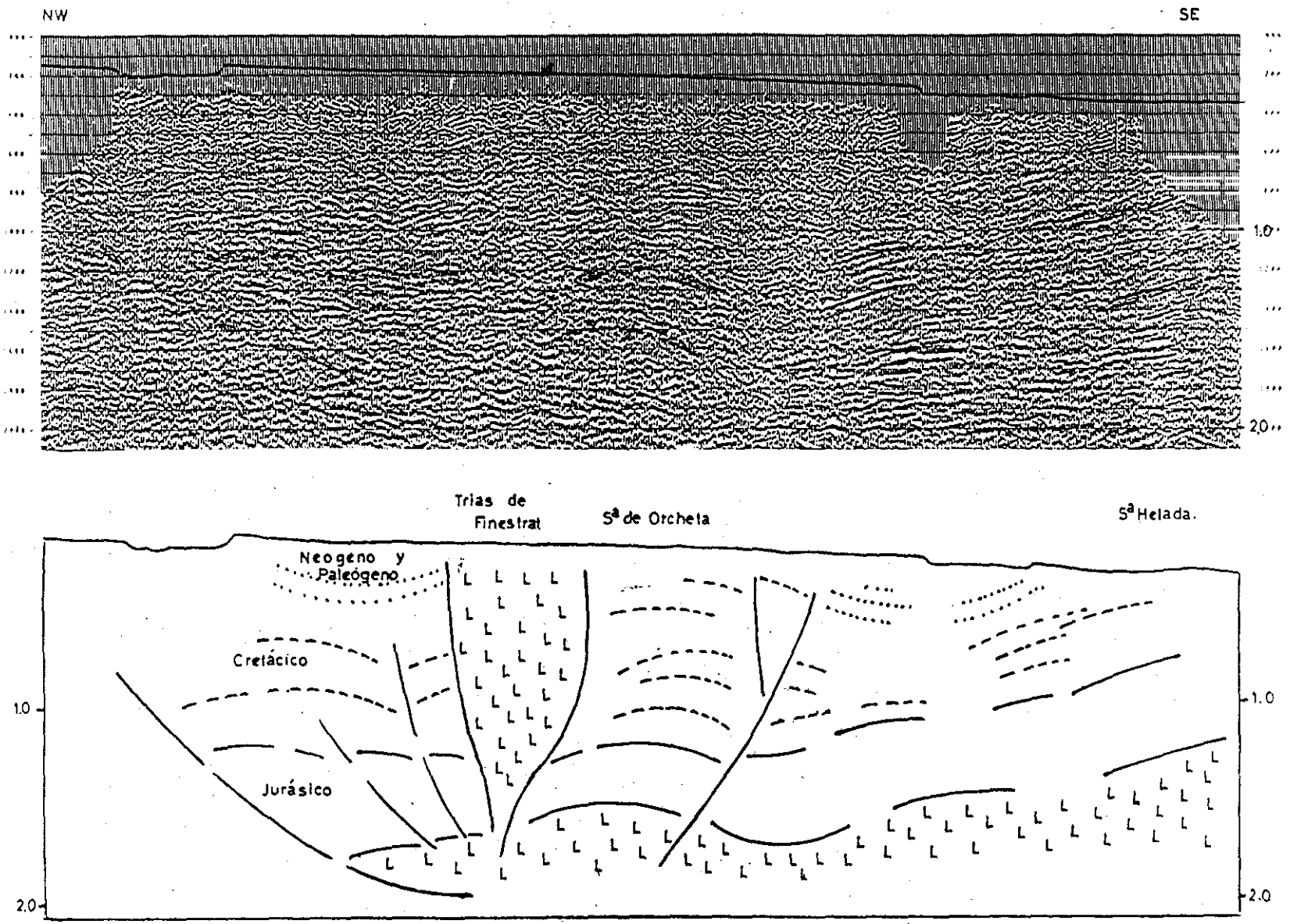
Esquemas estructurales segun lineas del Mediterráneo en el sector Valencia - Alicante.

Fig- 200

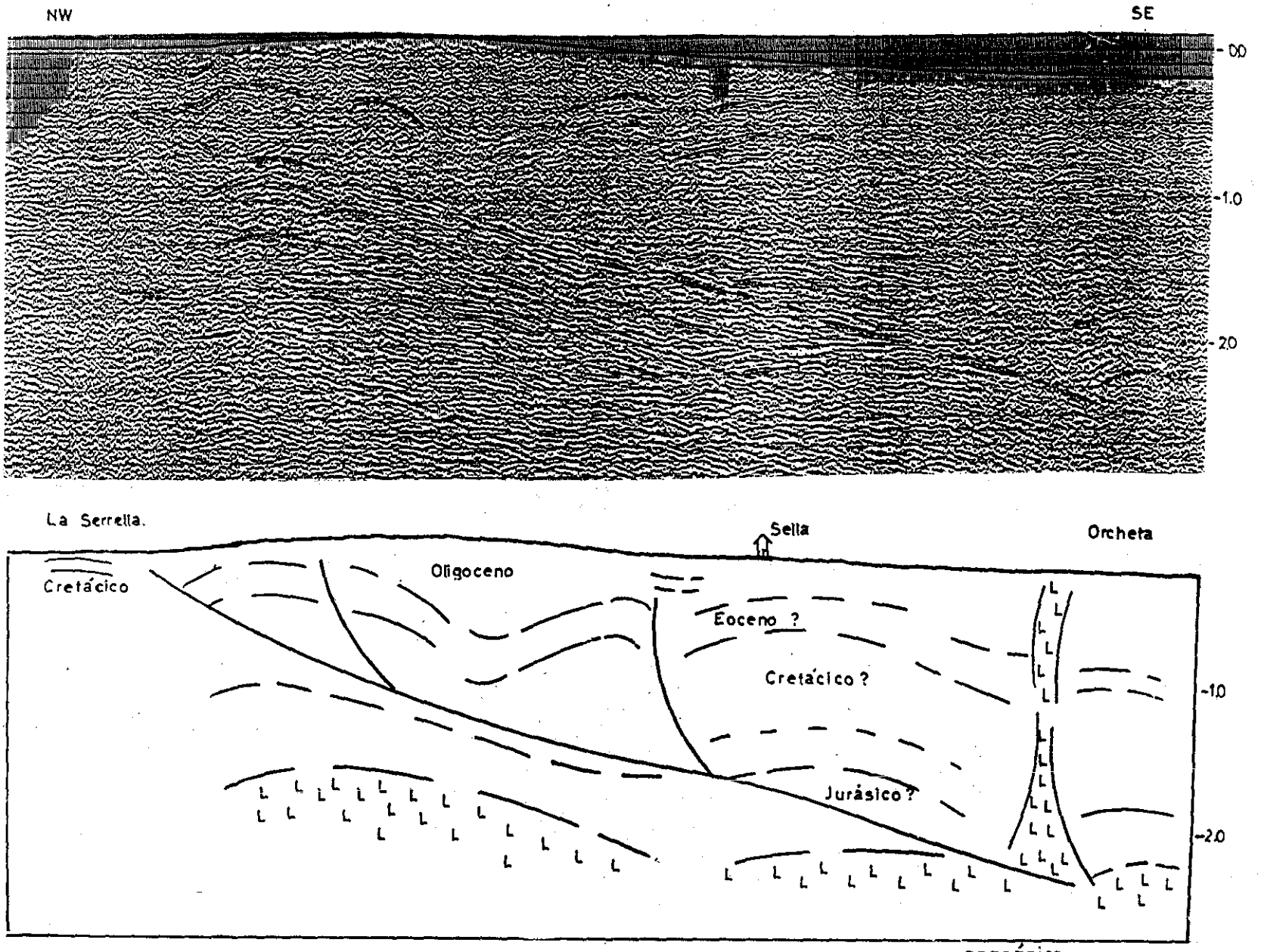


Posición de líneas sísmicas incluidas en las figuras 202 a 210

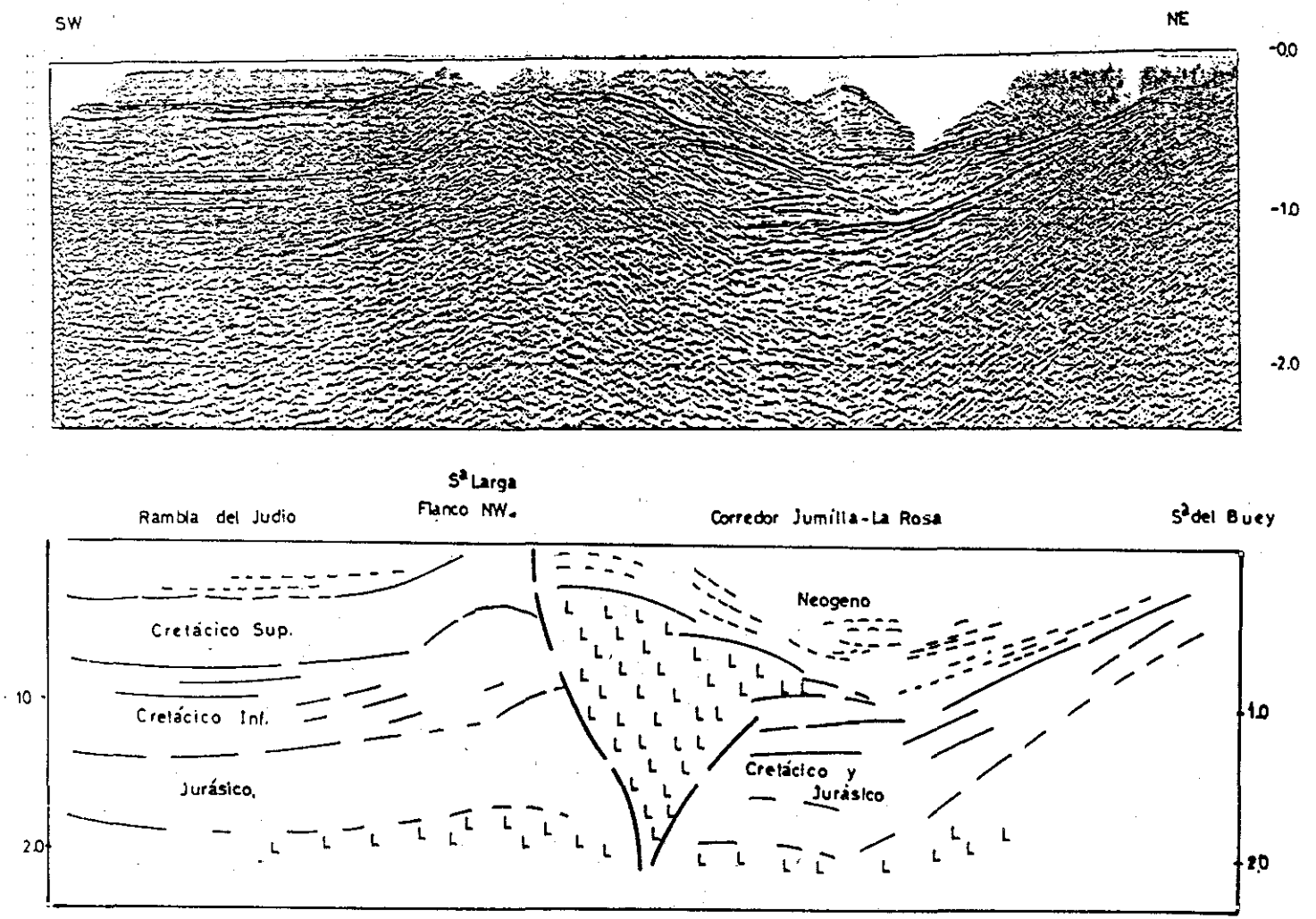
Fig -201

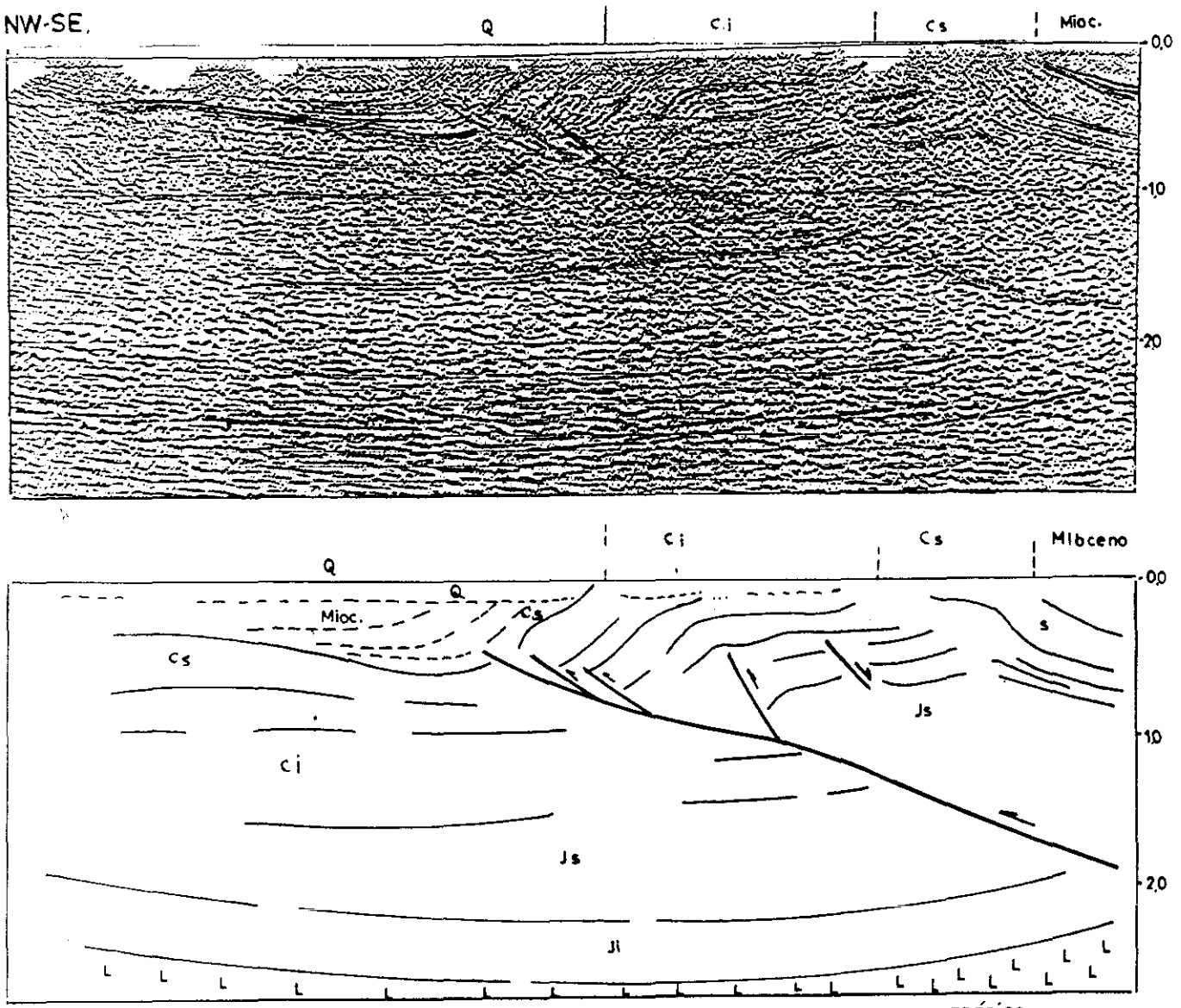


PREBÉTICO
Linea sísmica A
Fig-202



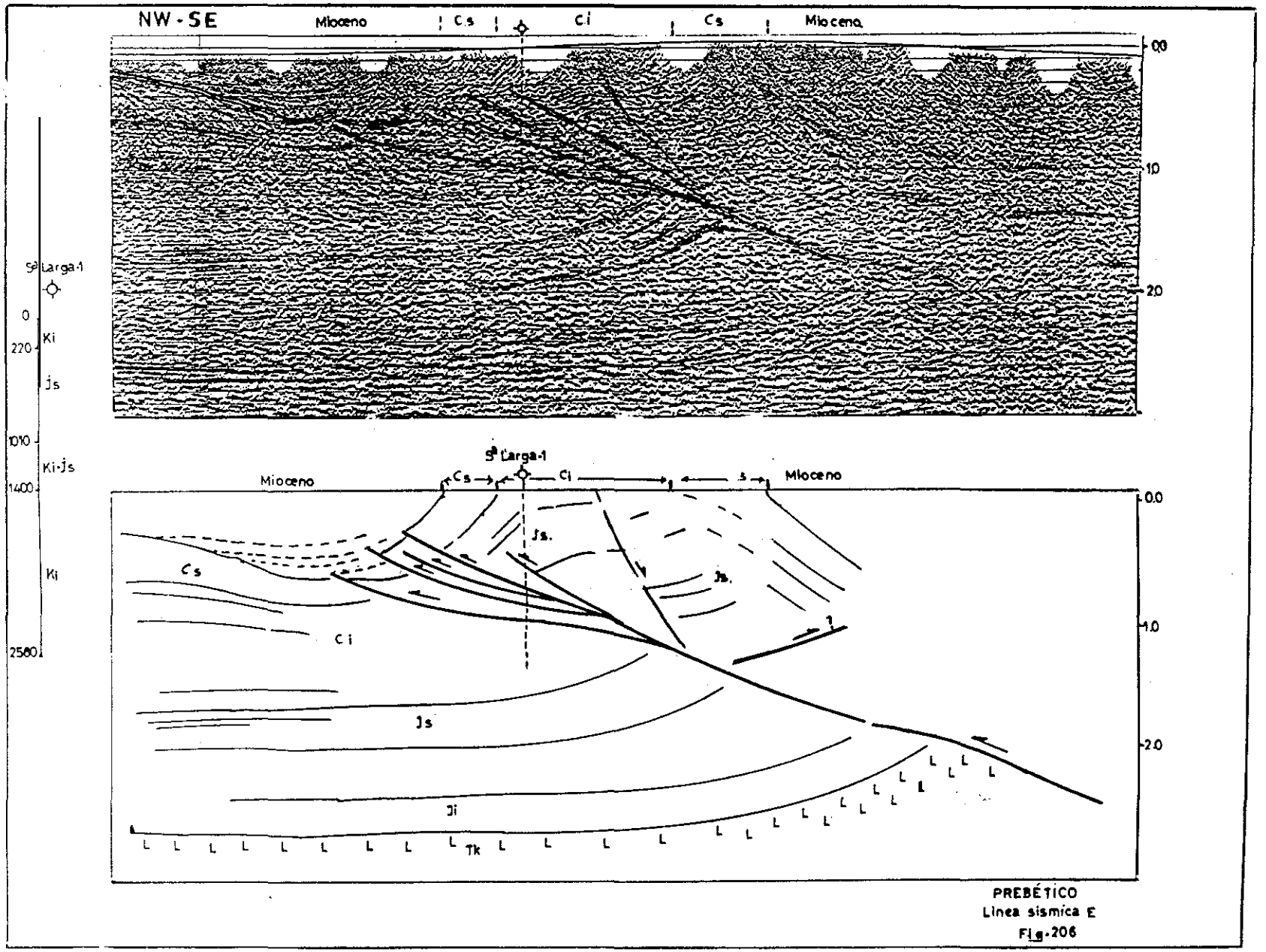
PREBÉTICO
Linea sísmica B
Fig-203


SW
NE
-0.0
-1.0
-2.0
Rambla del Judio
Sª Larga
Flanco NW.
Corredor Jumilla-La Rosa
Sª del Buey
Neogeno
Cretácico Sup.
Cretácico Inf.
Jurásico.
Cretácico y
Jurásico
1.0
2.0
PREBÉTICO
Linea sísmica C
Fig - 204

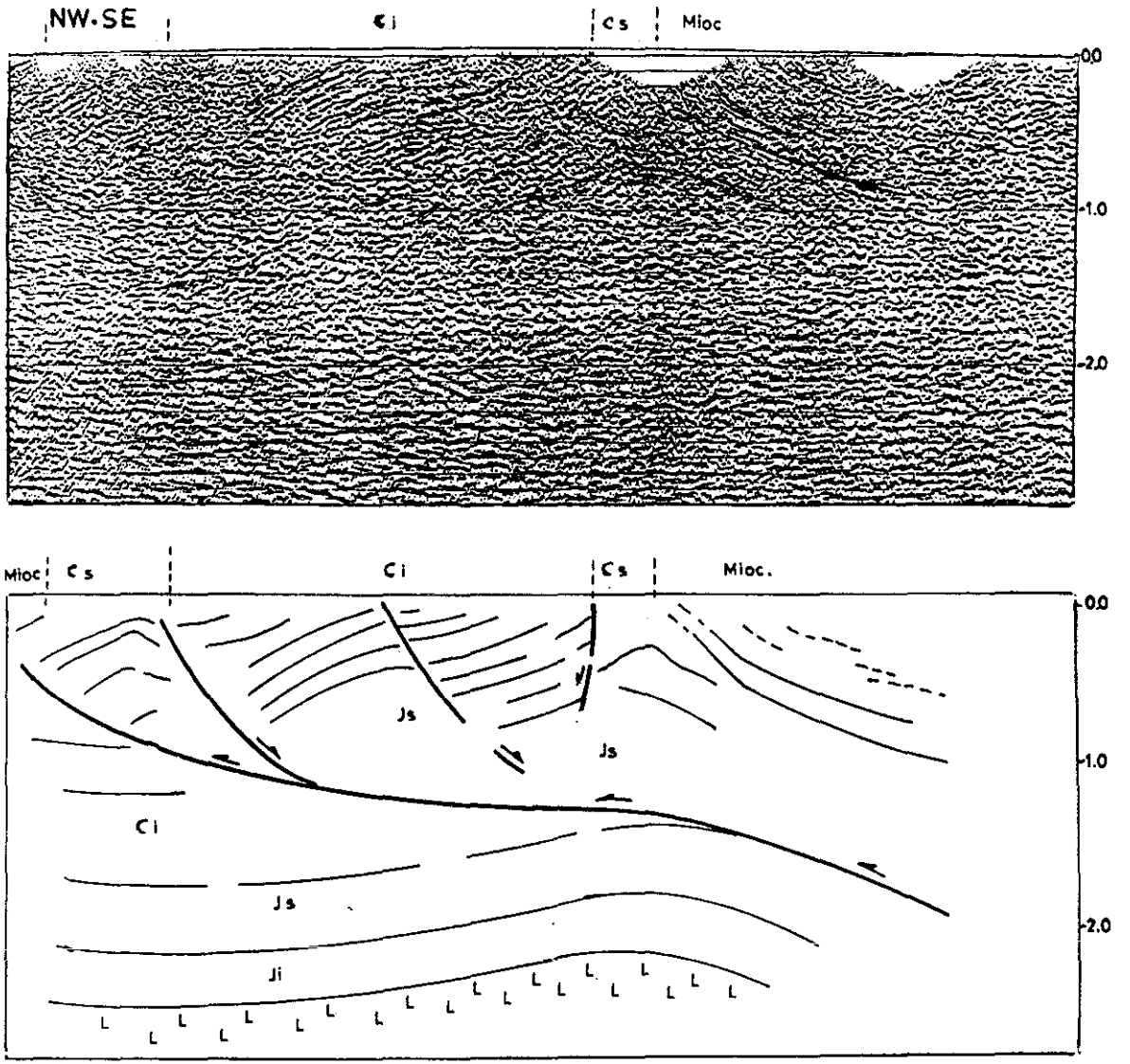


PREBÉTICO
Linea sísmica D

Fig - 205

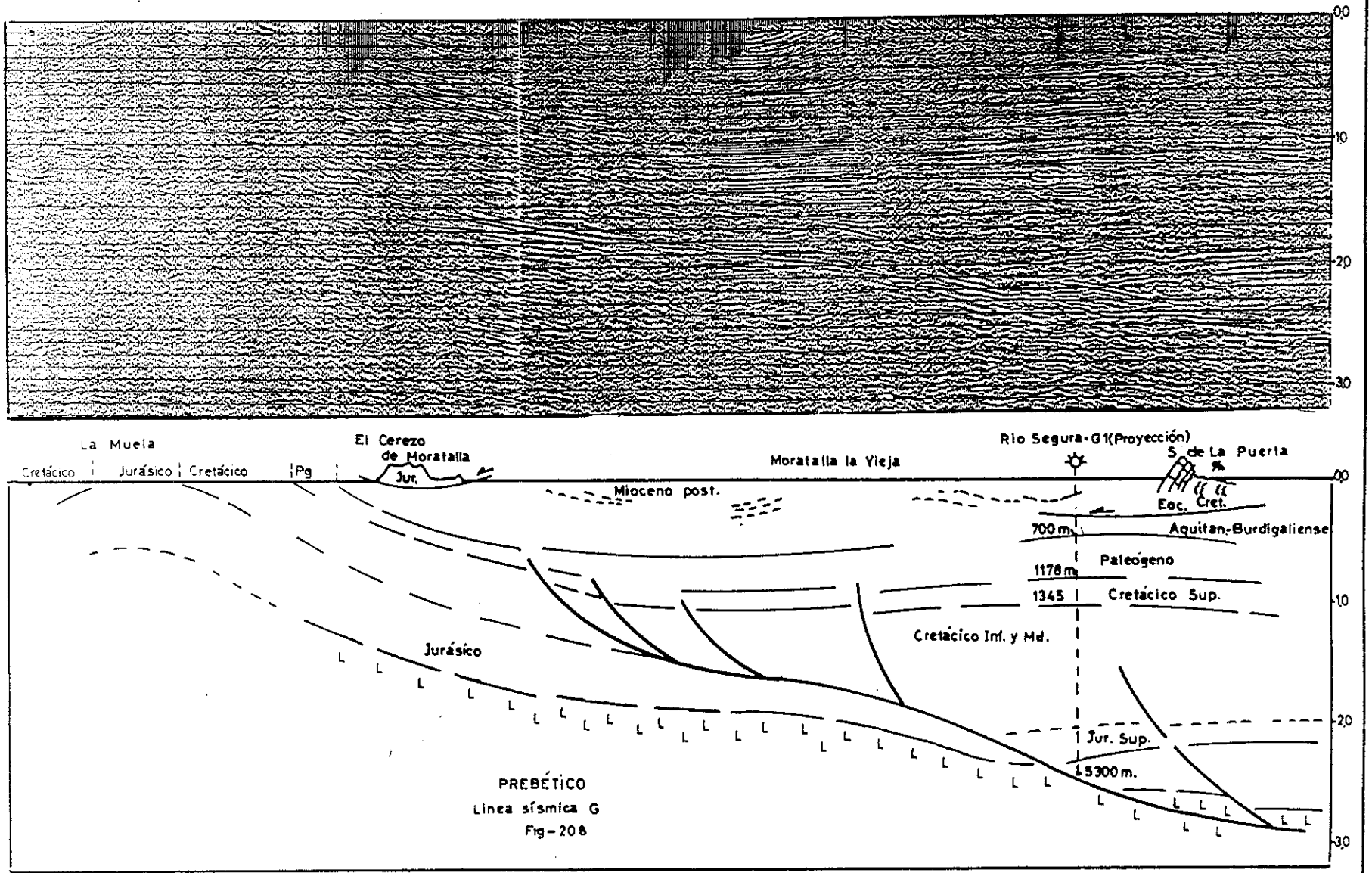


PREBÉTICO
Linea sísmica E
Fig.206



PREBÉTICO
Linea sismica F
Fig-207

NW - SE

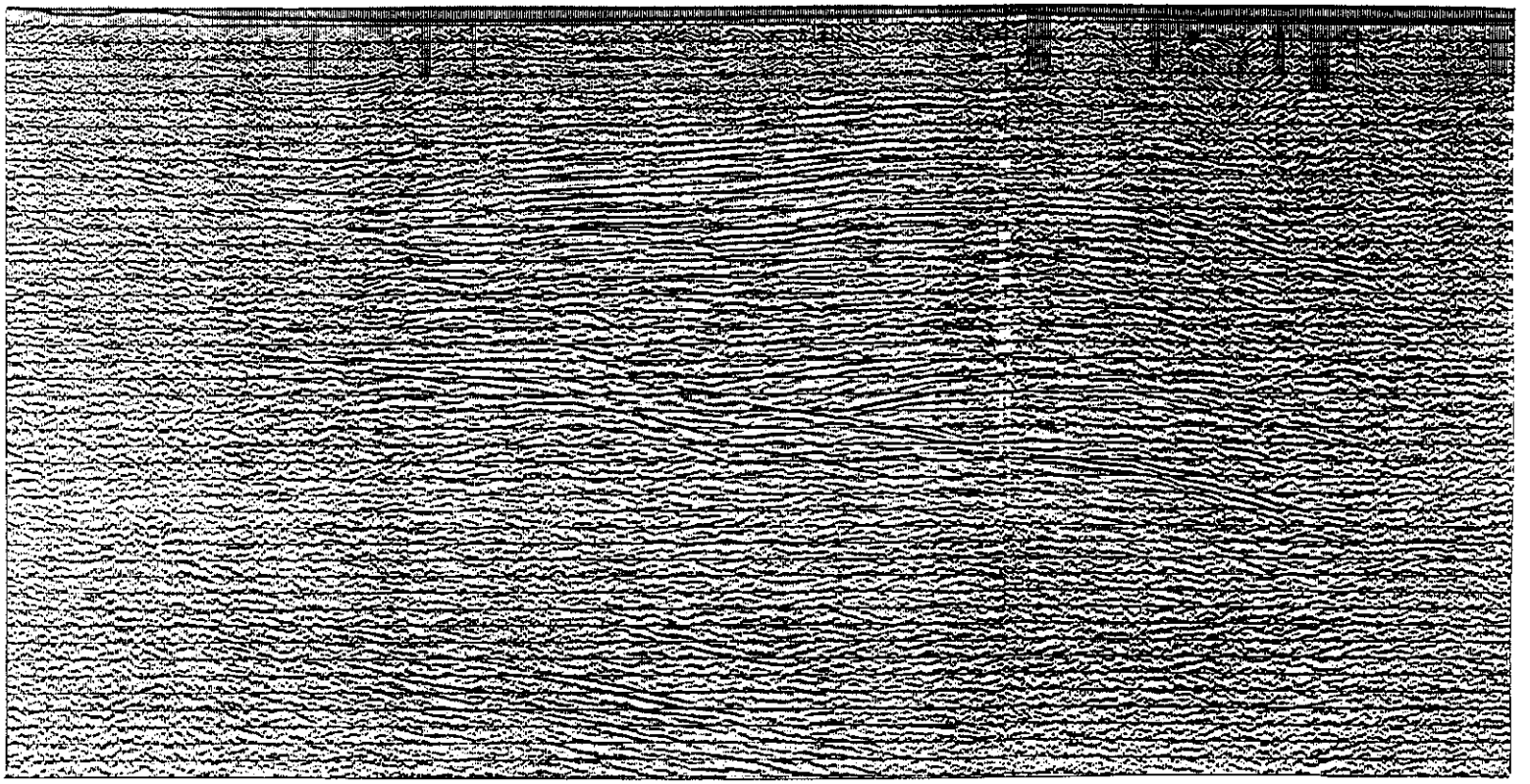


PREBÉTICO

Línea sísmica G

Fig-208

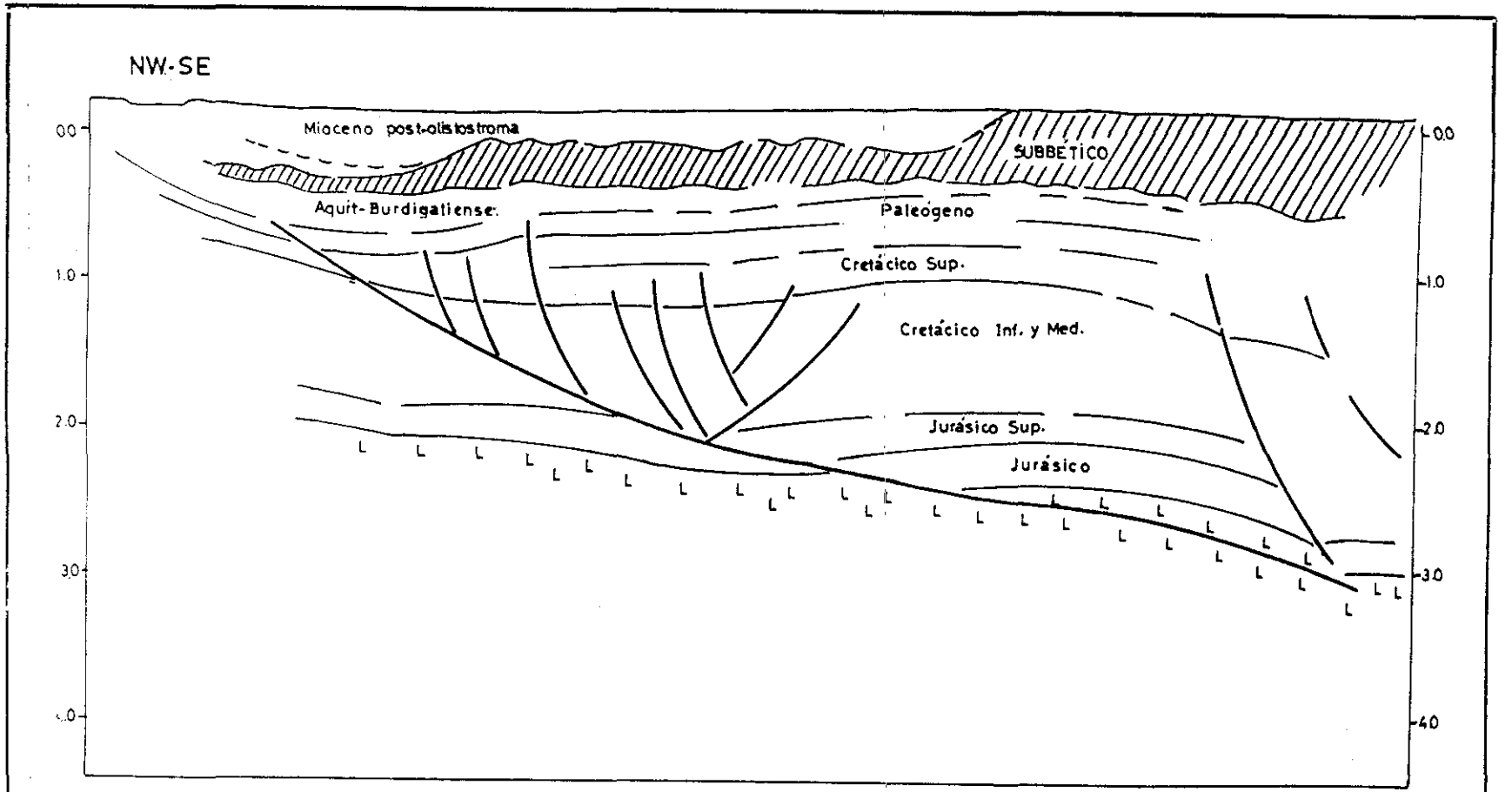
NW-SE.



PREBÉTICO

Linea sísmica H

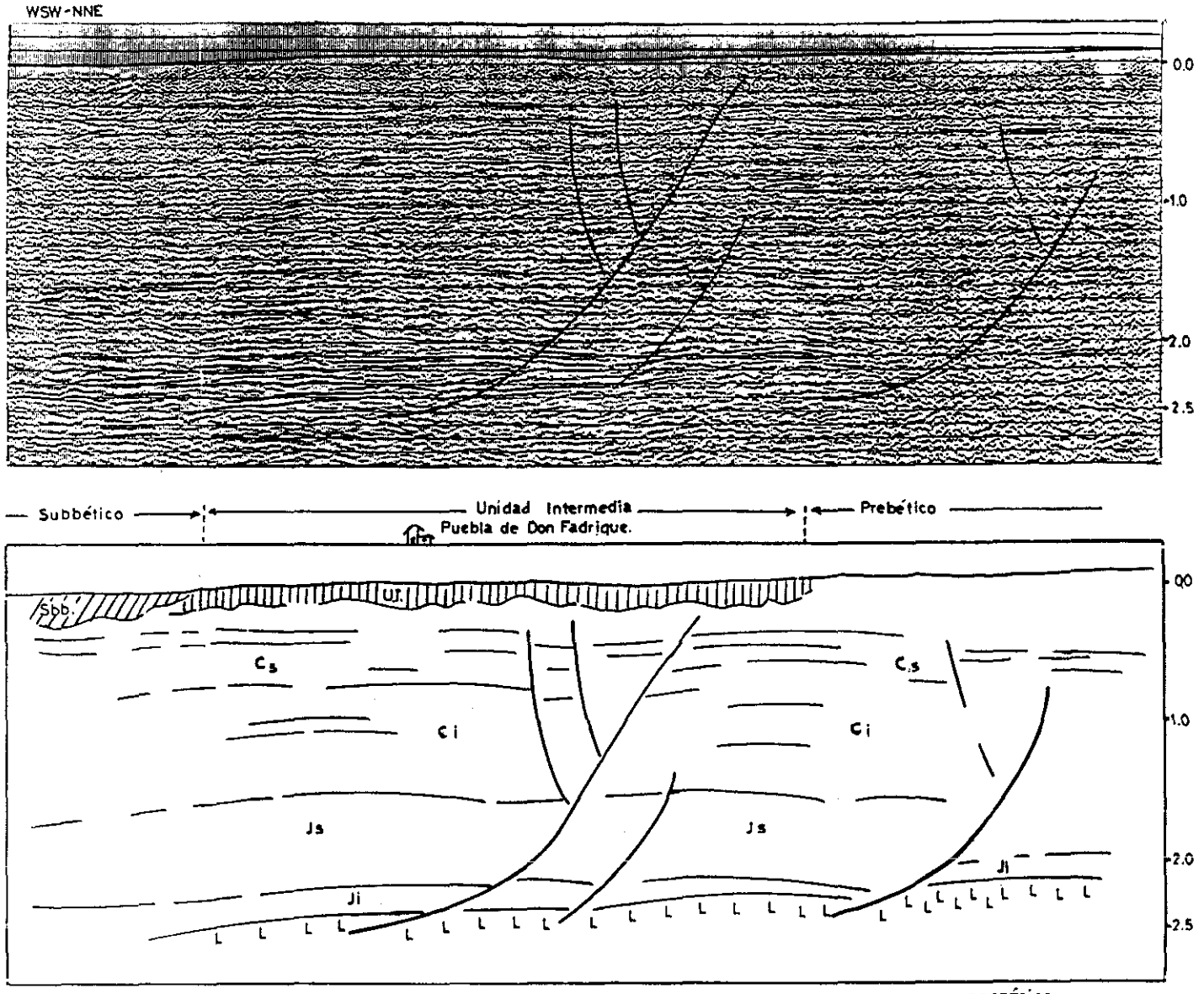
Fig-209



PREBÉTICO

Interpretación linea sísmica H

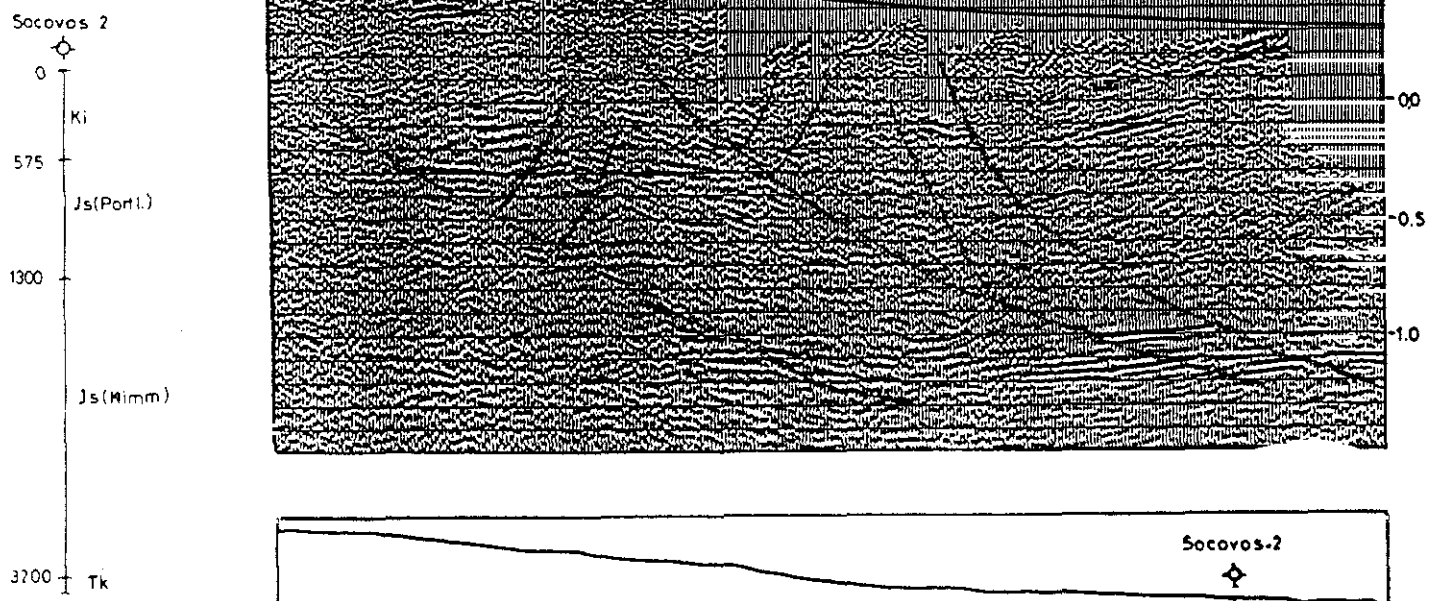
Fig - 210

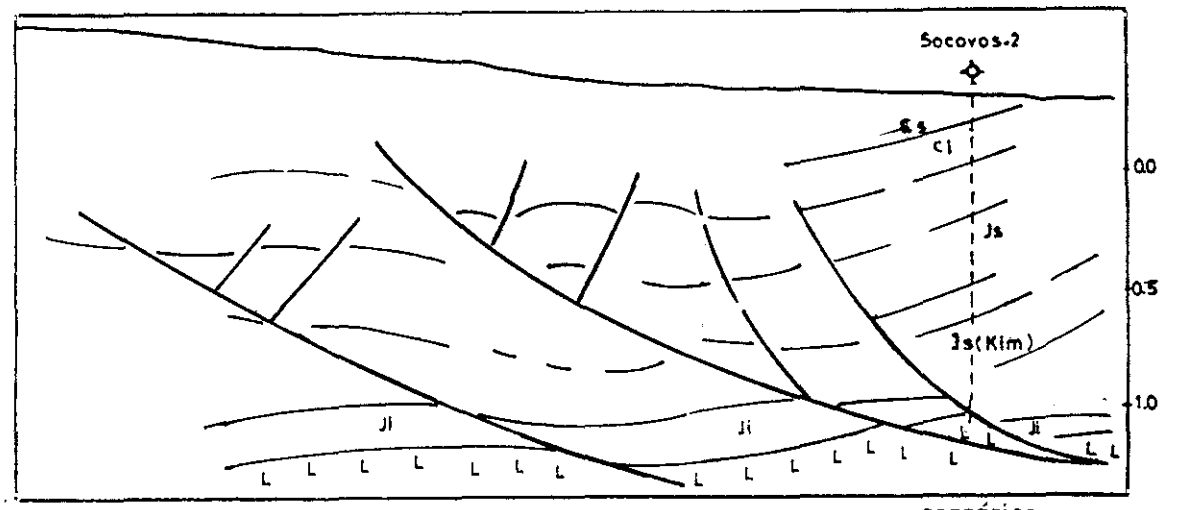


PREBÉTICO

Fig-211

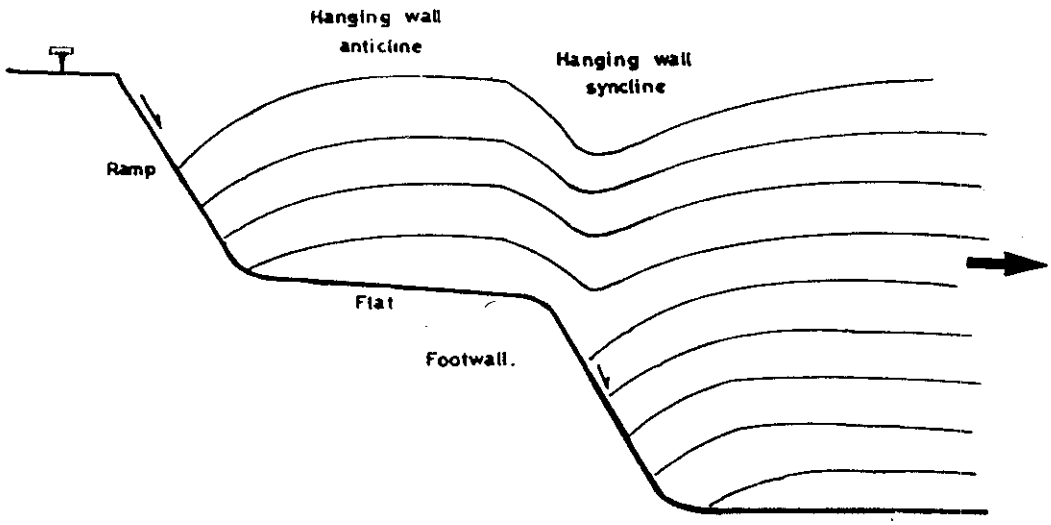
SW-NE





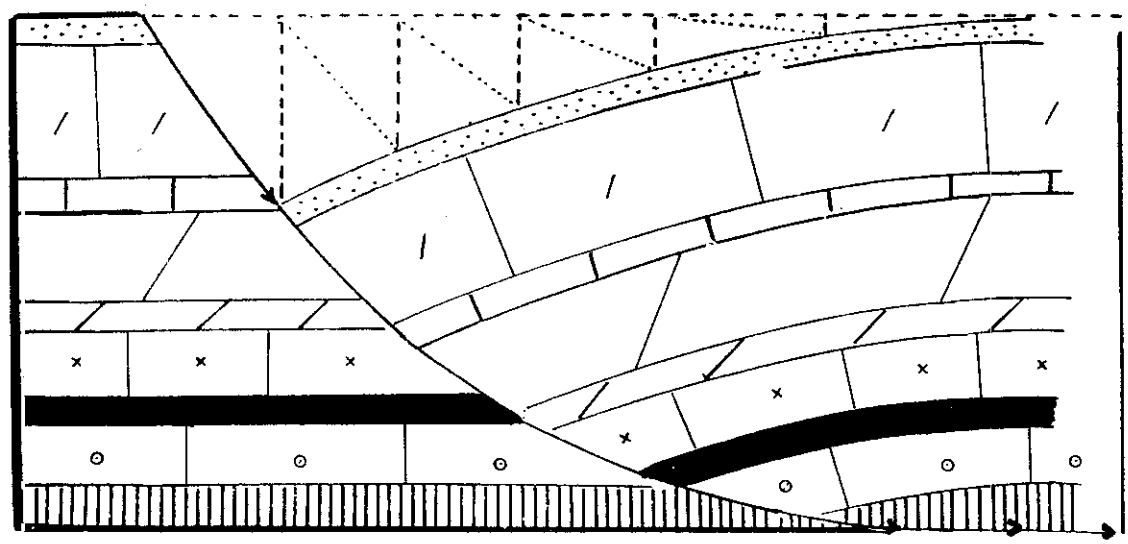
PREBÉTICO.

Fig-212



MODELO CONCEPTUAL

Gibbs A.D.(1984)

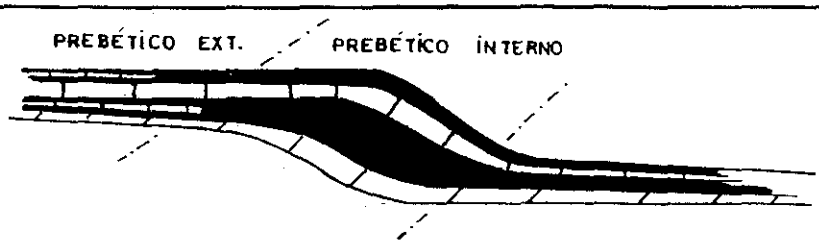


Geometría de falla segun "rollover"

Falla post-sedimentaria.

Davison L.(1986)

Fig-213



PREBÉTICO EXTERNO

Capacidad media de crecimiento 35 a 37 %

PREBÉTICO INTERNO

Capacidad media de crecimiento 51 a 53 %

Burdigaliense

Aquitaniense

Paleógeno

C_9-Pal.

C_7+C_8

C_5+C_6

C_4

C_3

C_1+C_2

$\frac{1}{9}C_0$

J_7-J_8

J_5+J_6

J_4

J_3

J_2

J_1

CRETÁCICO

JURÁSICO

CRETÁCICO

JURÁSICO

1000 m.

500

0.

CARBONATOS ..... 30 %

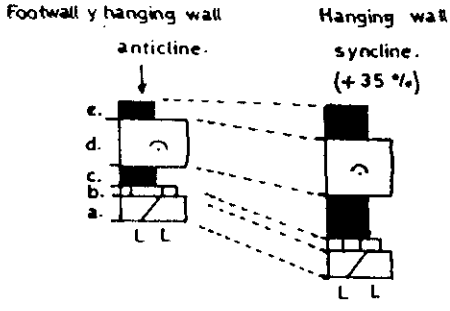
ARCILLAS ..... 70 %

PREBÉTICOS EXT. e INT.

Posibilidades de crecimiento en fallas sinsedimentarias segun contenido litológico

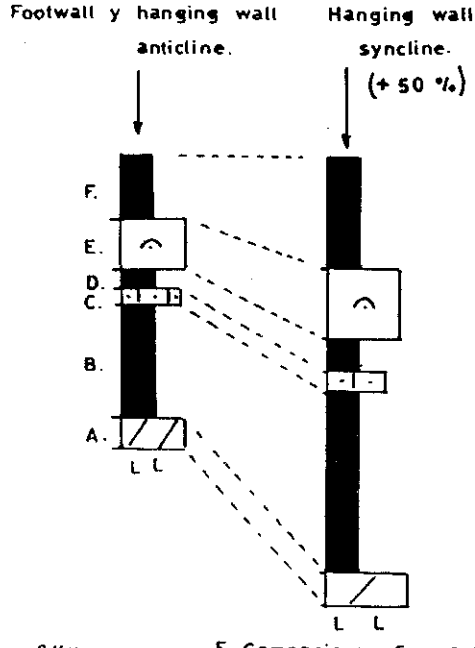
Fig - 214

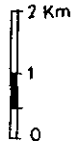
PREBÉTICO EXTERNO



e. Paleógeno y Mioceno Inferior.
d. Barremiense a Maastrichtiense.
c. Fc. Weald.
b. Oxfordiense a Kimmeridgiense Superior.
a. Lias y Dogger.

PREBÉTICO INTERNO





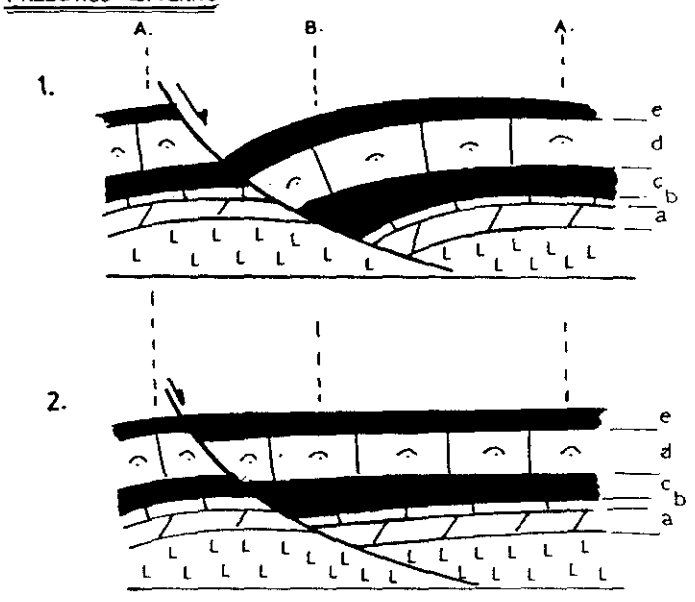
F. Campaniense Sup. a Mioceno Inferior
E. Barremiense a Campaniense.
D. Fc. Weald y Barremiense marino
C. Mb. Cerro Lobo.
B Kimmeridgiense a Valanginiense.
A. Lias a Oxfordiense.

PREBÉTICO EXT. e INT.

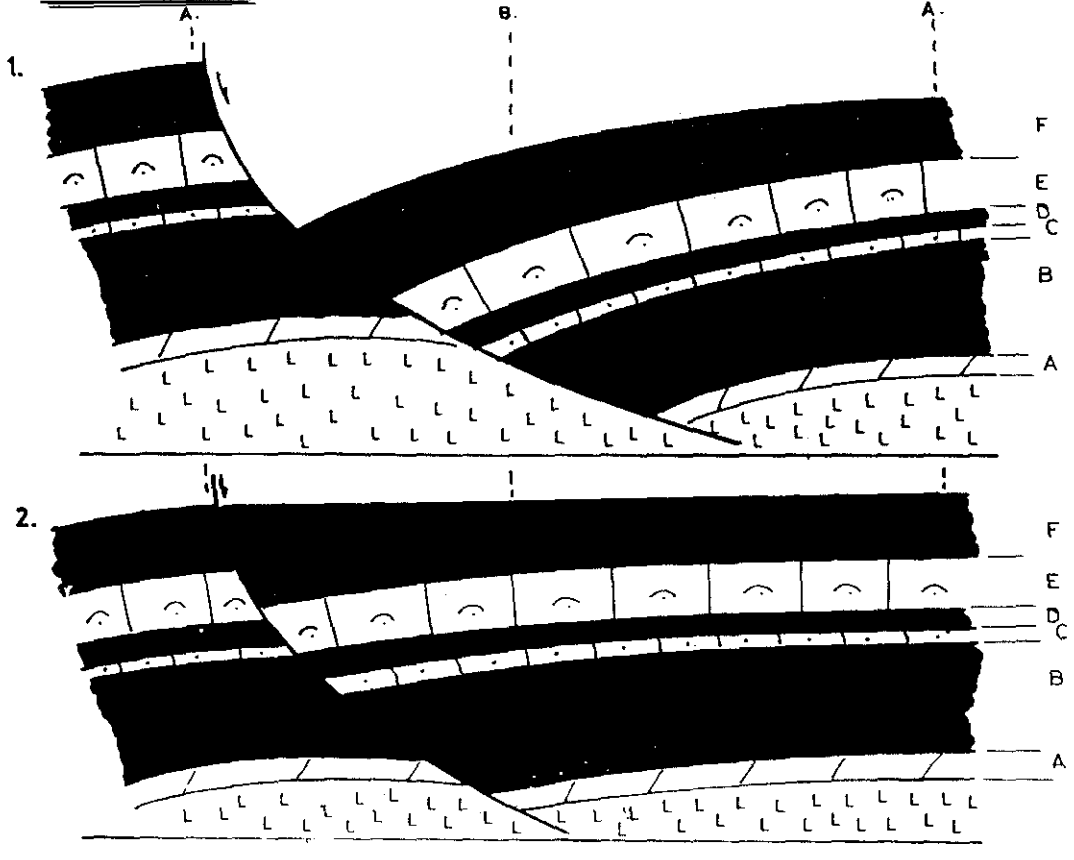
Espesores tipo y acrecidos.

Fig-215

PREBÉTICO EXTERNO



PREBÉTICO INTERNO



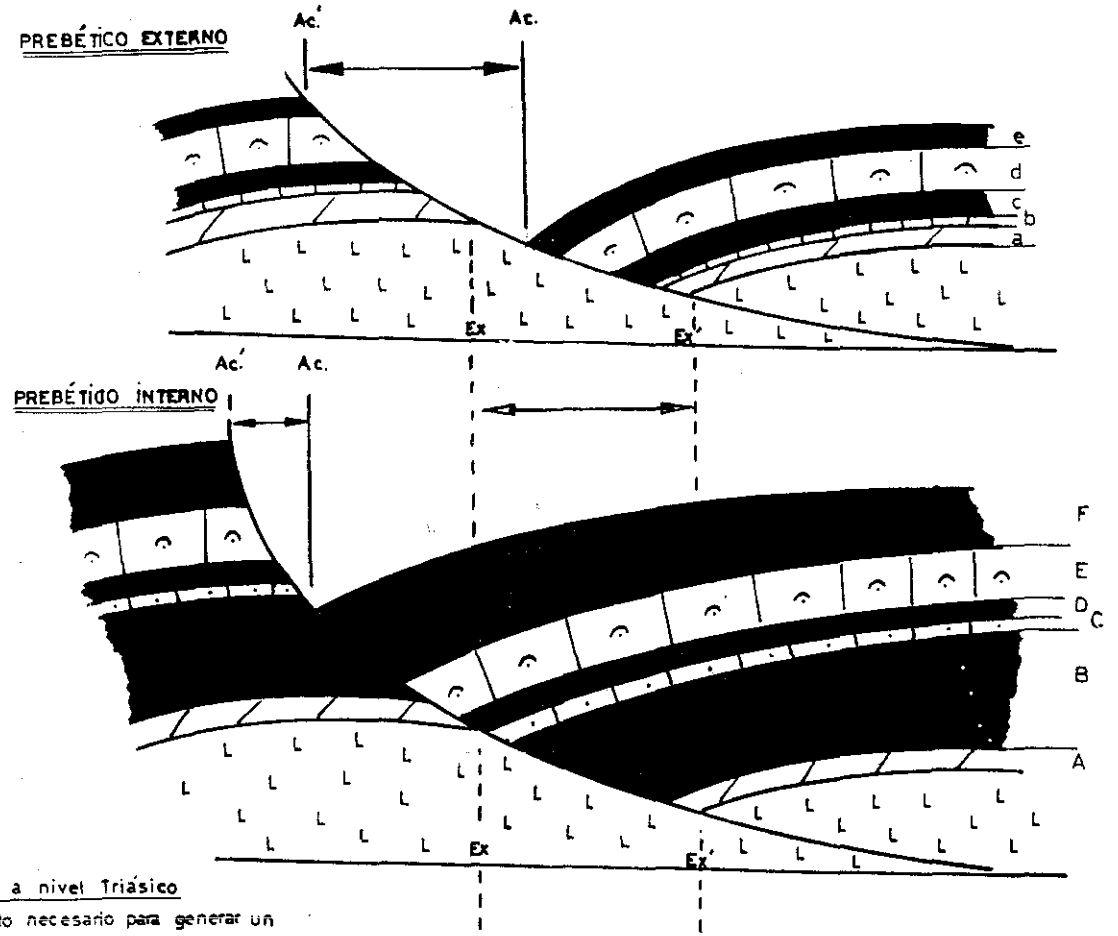
A. "Footwall y hanging wall anticline."

B. "Hanging wall syncline."

1. Subsidencia > aporte de sedimentos.
2. Subsidencia compensada.

Tipos "extremos" de subsidencia y sedimentación.
Fallas sinsedimentarias

Fig - 216



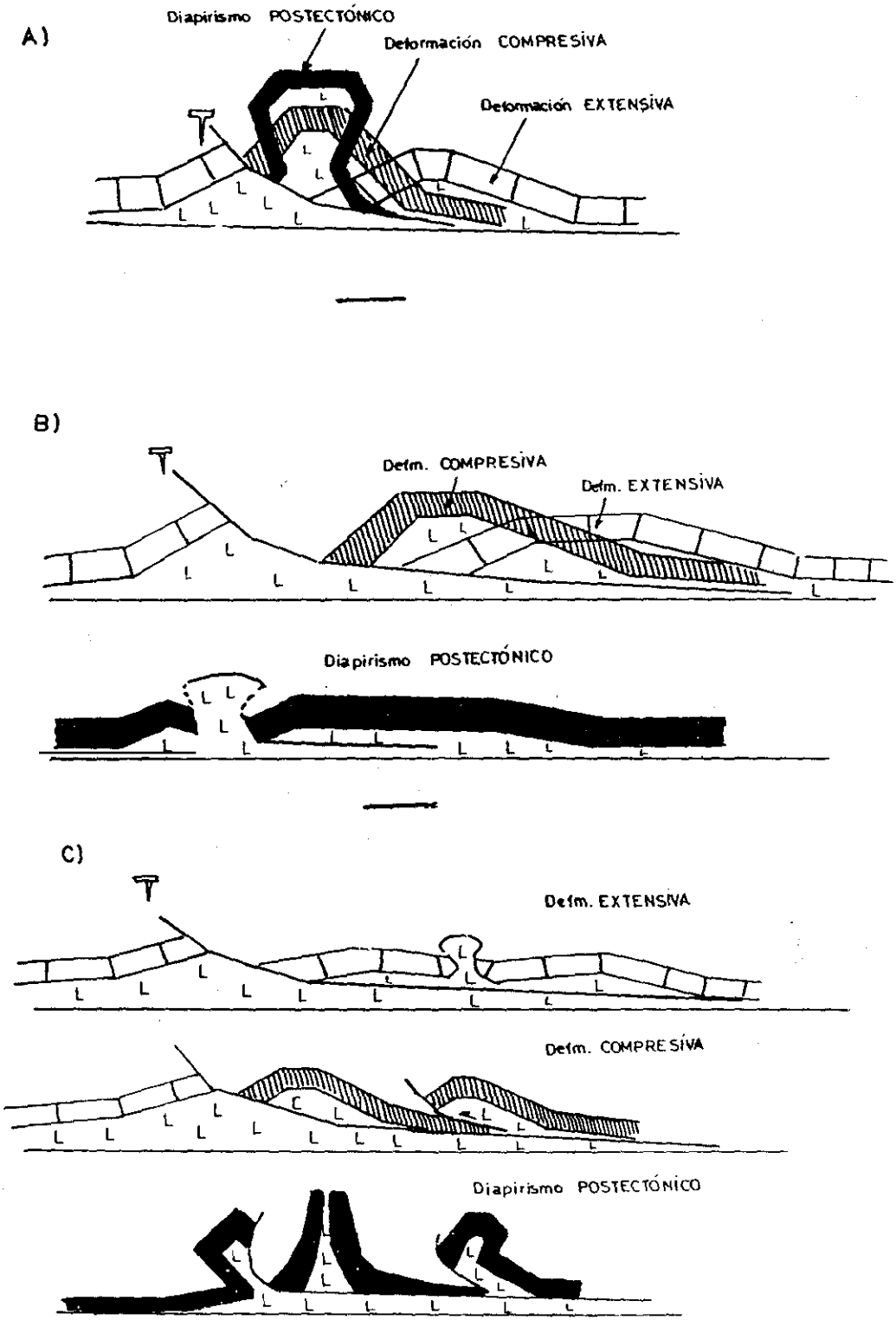
Ex. Ex.'
Ac. Ac.

Extensión a nivel Triásico

Acortamiento necesario para generar un cabalgamiento a nivel Mioceno.

Extensión/Acortamiento

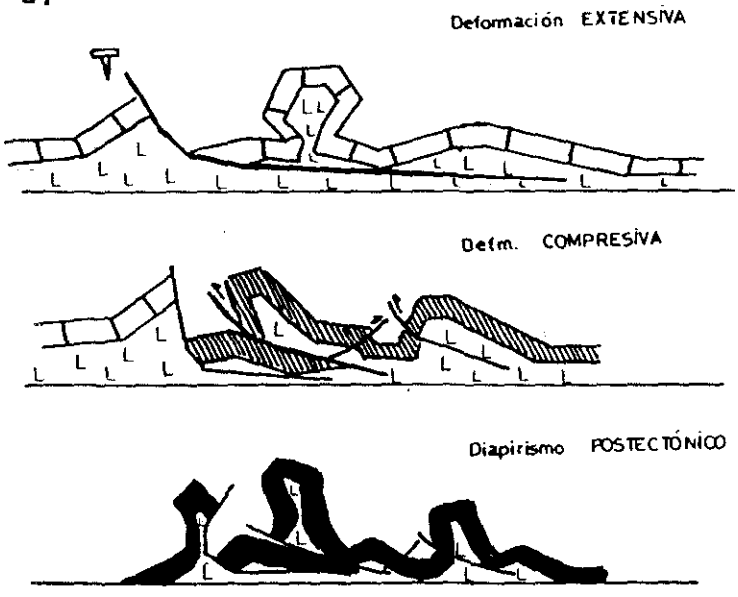
Fig - 217



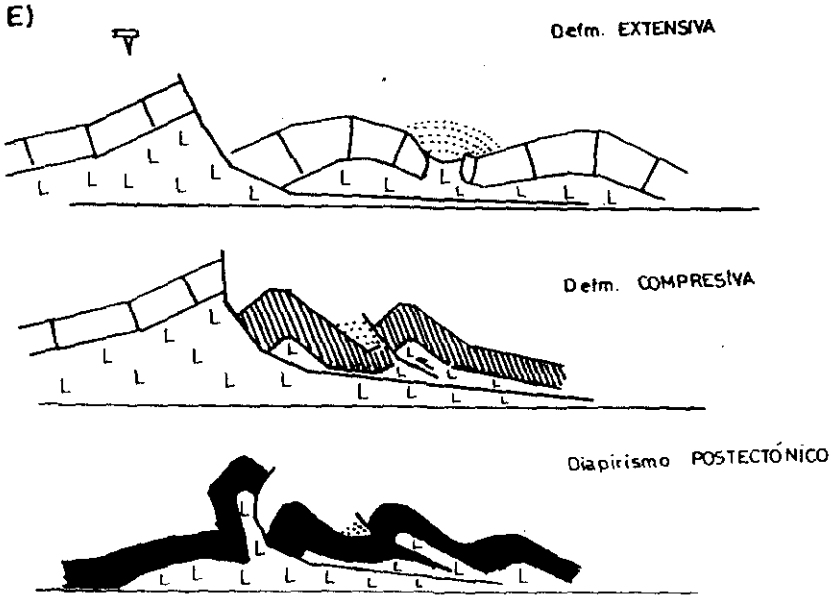
FASES DE ESTRUCTURACIÓN

Fig·218

D)

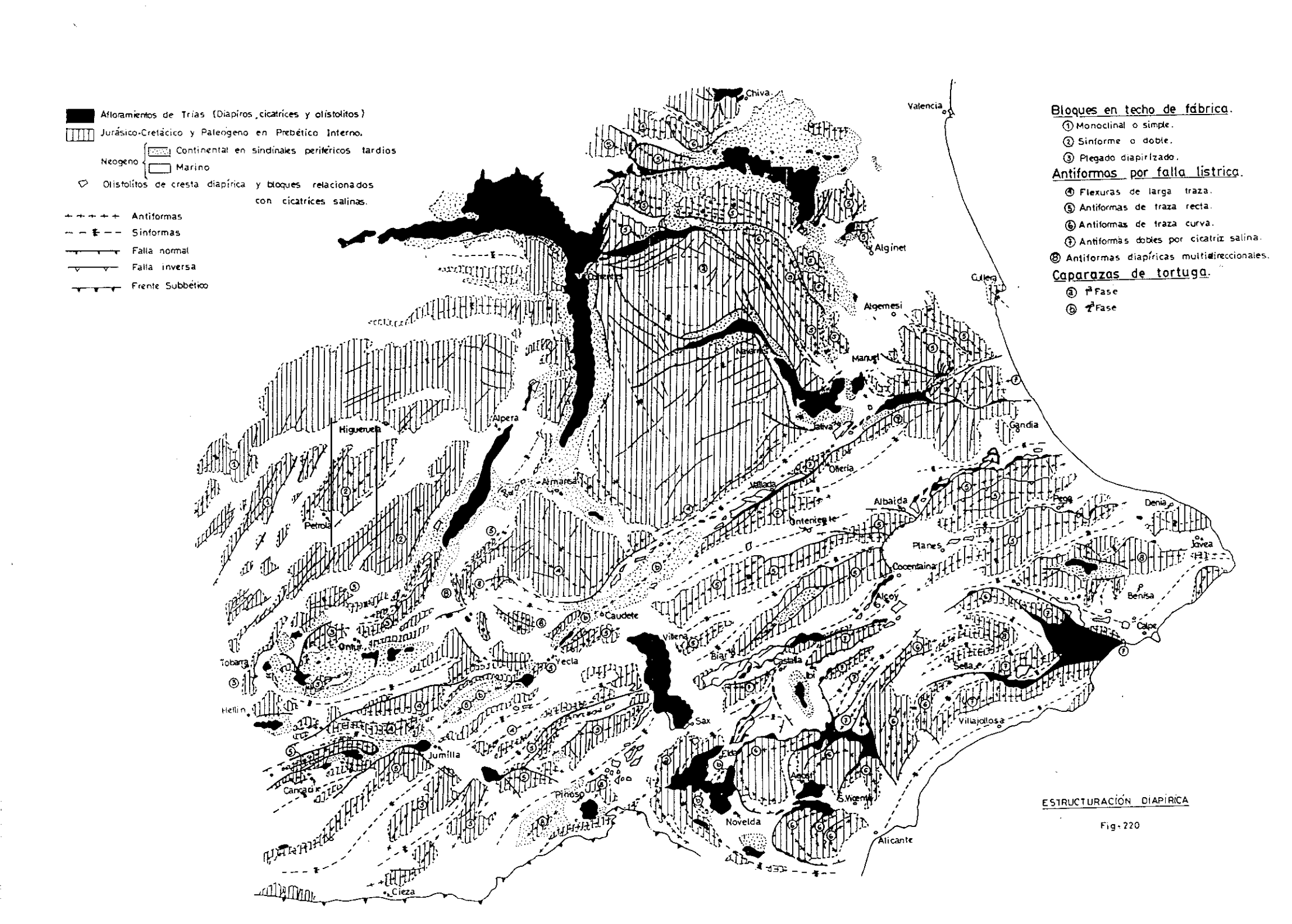


E)



FASES DE ESTRUCTURACIÓN

Fig-219



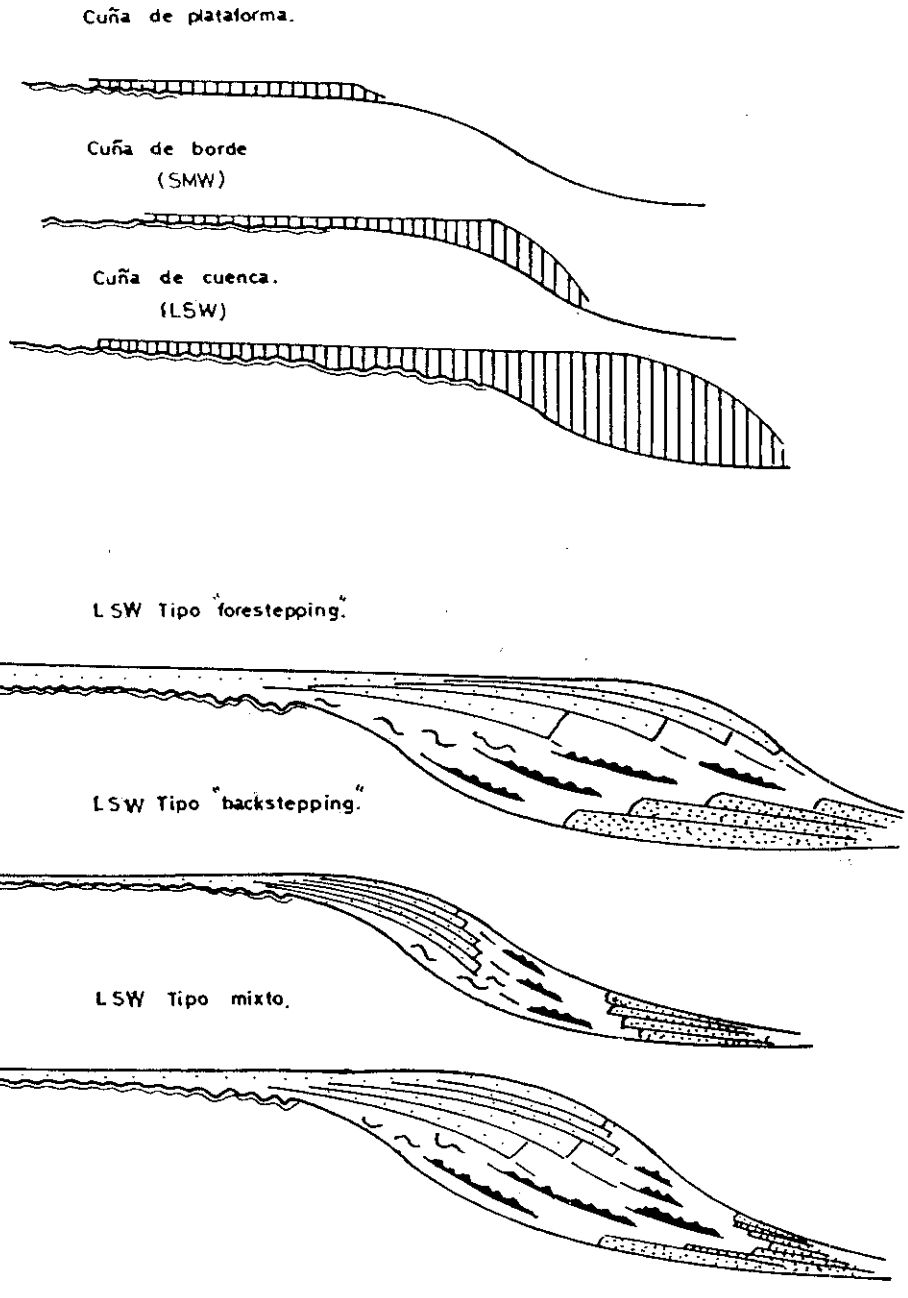
ESTRUCTURACIÓN DIAPÍRICA

Fig. 220

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

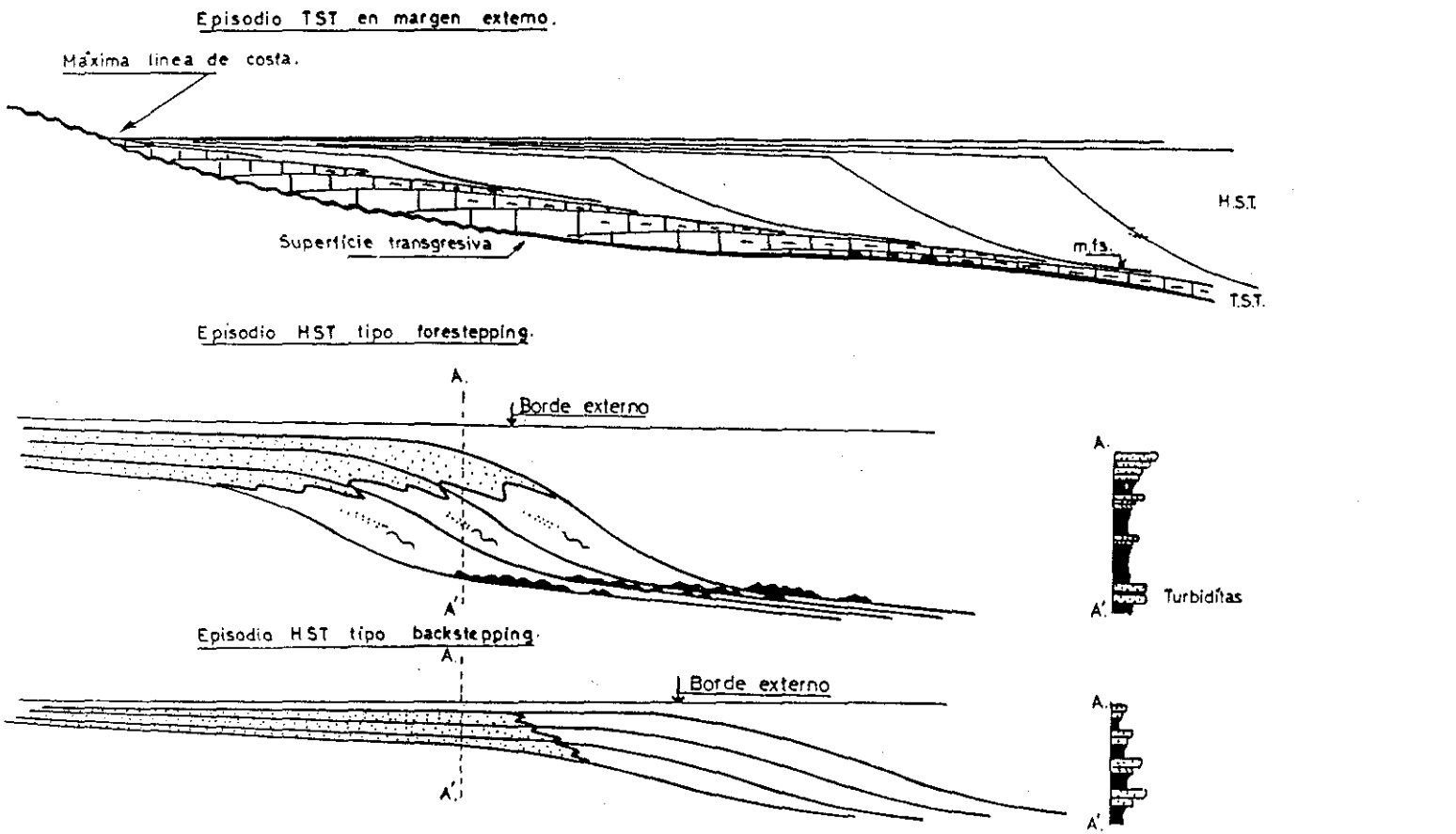
- Conclusiones metodológicas.
- Conclusiones del área de trabajo.
  - Estratigráficas.
  - Estructurales.
- Conclusiones conceptuales.
  - Conceptos.
  - System Tract.
  - Sedimentos continentales equivalentes a System Tract.
  - Organización y configuraciones de S. Tract y S. Deposicionales.
    - Factor de configuración.
    - Factor área de Depósito.
    - Factor de progradación.
  - Tipos de Secuencia de Depósito.
  - Dispositivos y configuraciones finales.

Figuras 221 a 233



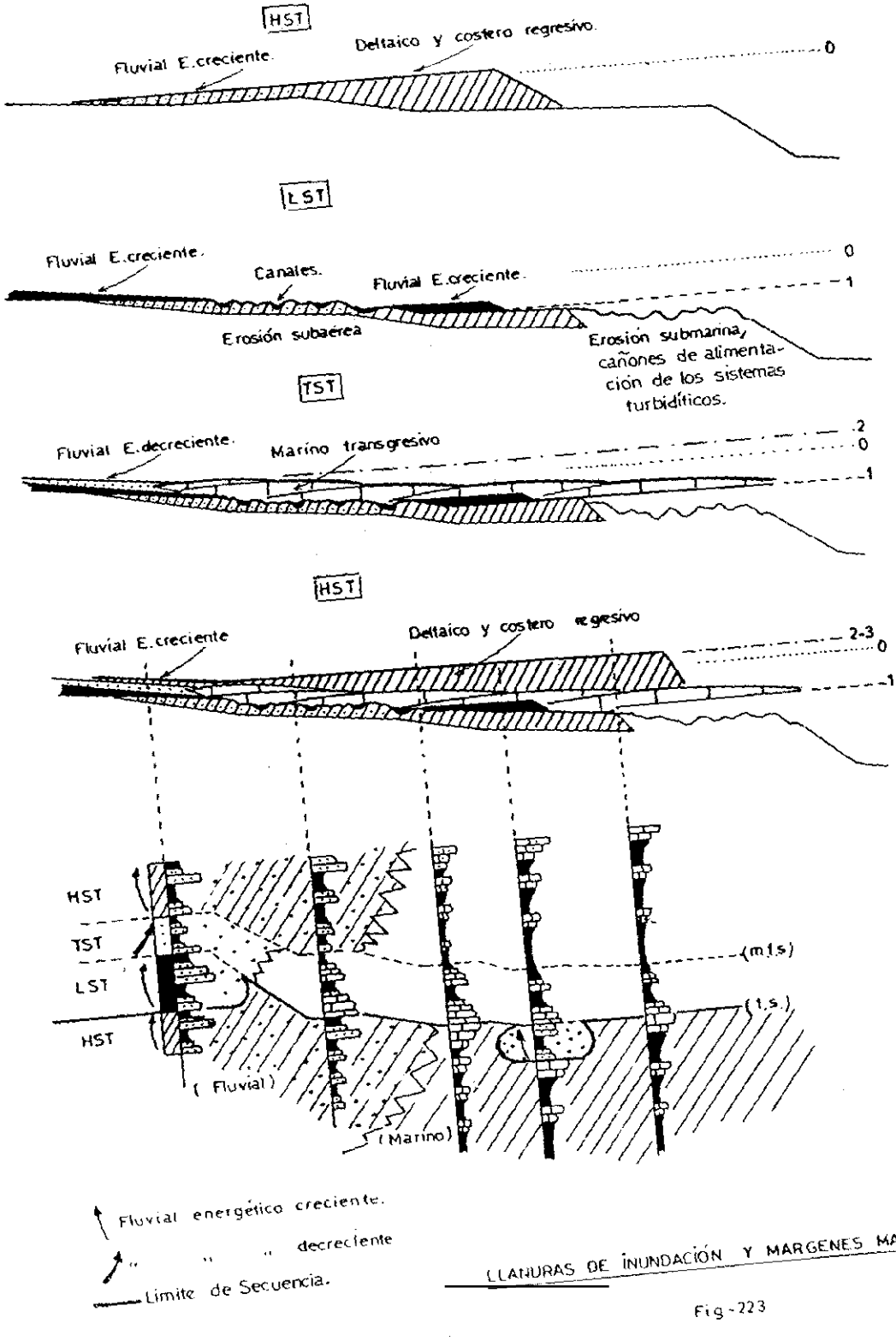
EPISODIOS DE NIVEL BAJO

Fig -221



System Tract TST y HST

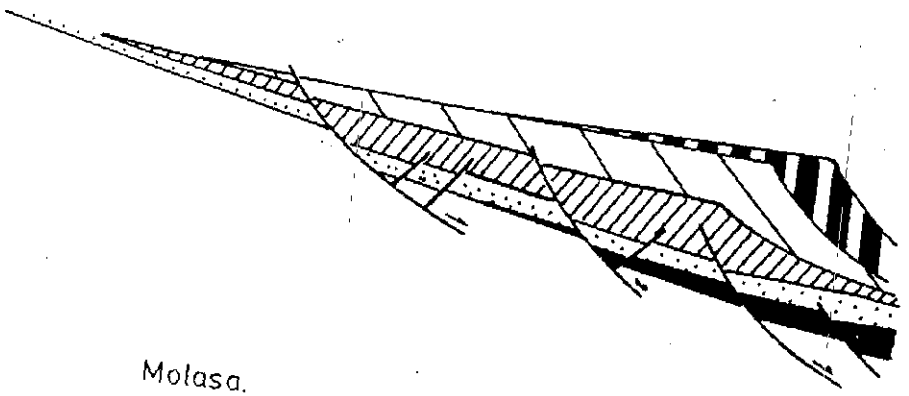
Fig - 222

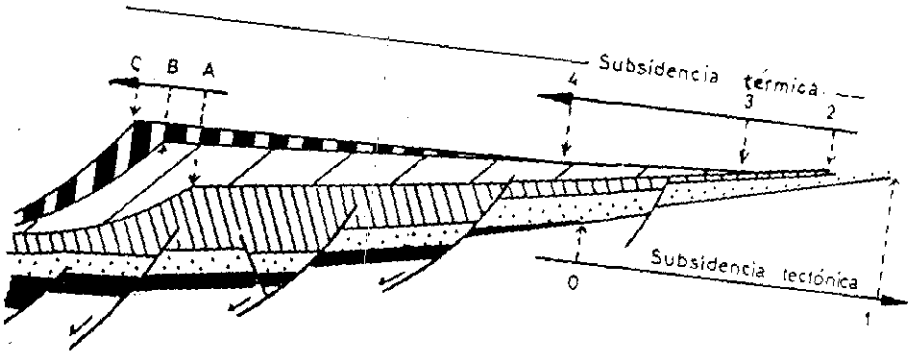


LLANURAS DE INUNDACIÓN Y MARGENES MARINOS

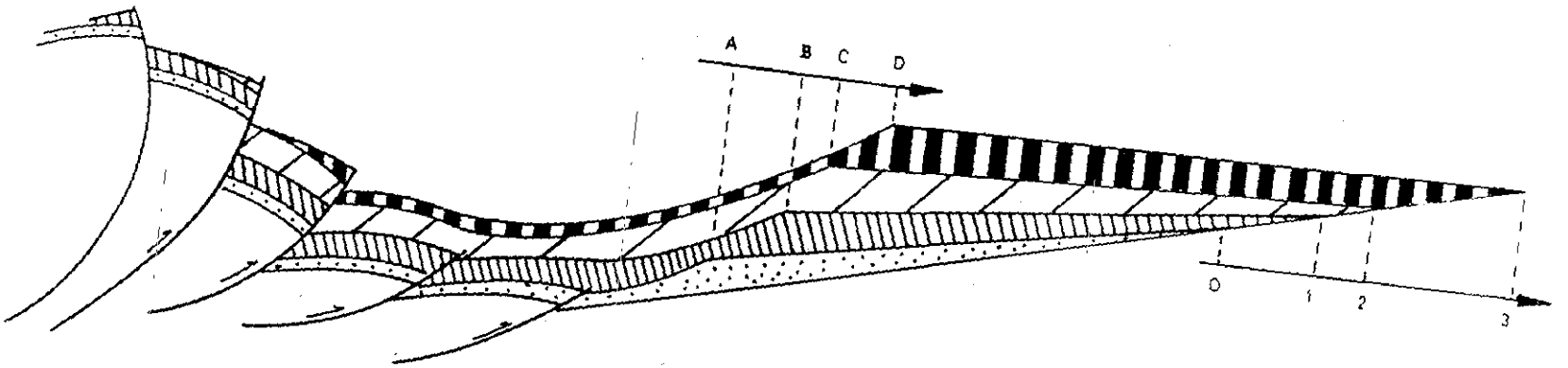
Fig-223

Rift.





Molasa.



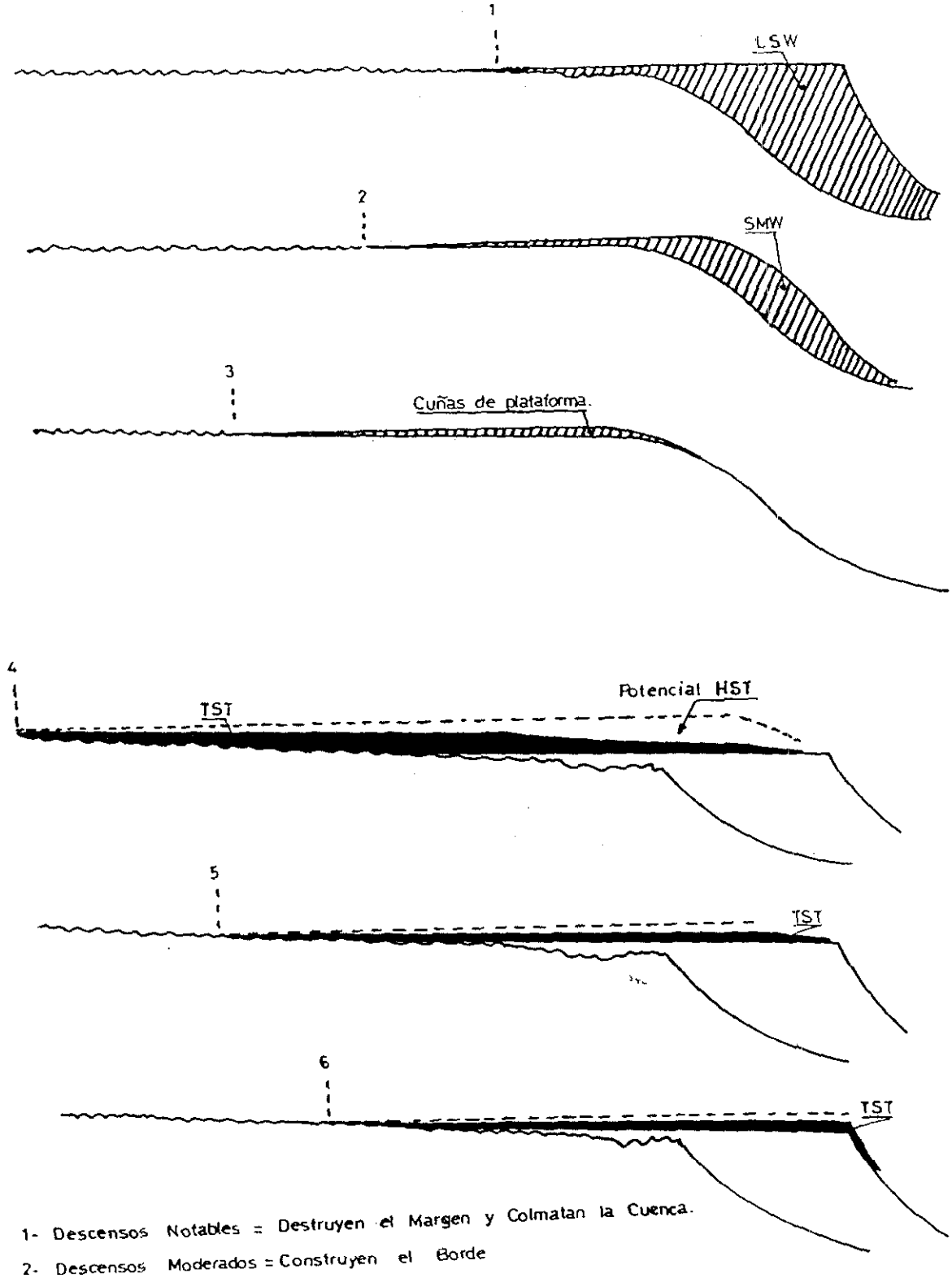
0, 1, 2, 3, 4. Posiciones sucesivas del margen.

A, B, C, D. Posiciones " " del borde externo o talud

Factor de Configuración

RIFT Y MOLASA

Fig - 224



1- Descensos Notables = Destruyen el Margen y Colmatan la Cuenca.

2- Descensos Moderados = Construyen el Borde

3- Descensos Mínimos ..... } = Construyen la Plataforma.

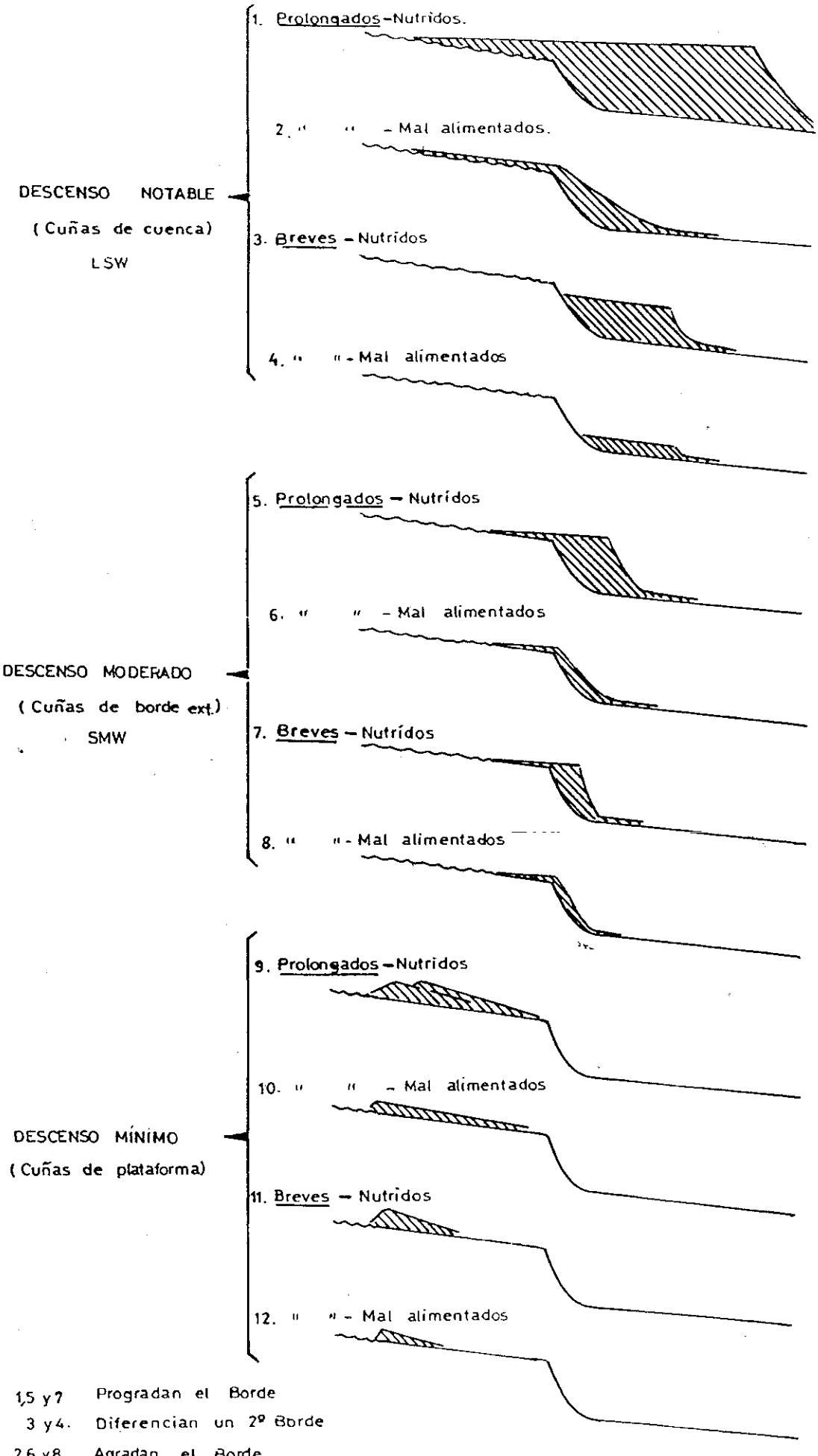
5,6- Ascensos Mínimos y Moderados ... }

4- Ascensos Notables = Construyen el Margen.

Factor Área de Depósito

EPISODIOS TST y LST

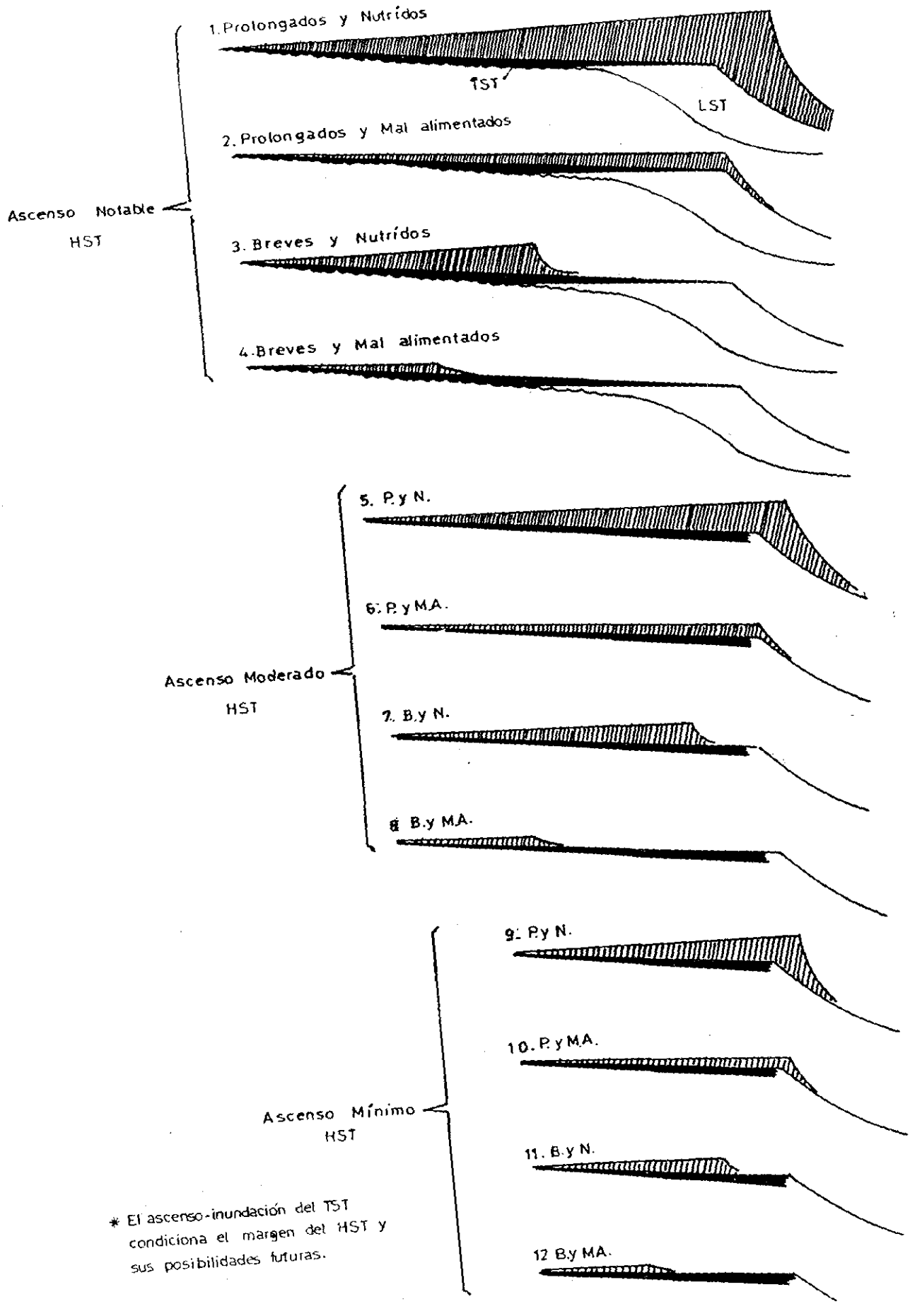
Fig- 225



1,5 y 7 Progradan el Borde
3 y 4. Diferencian un 2º Borde
2,6 y 8 Agradan el Borde
9 a 12. Cuñas de Plataforma.

Factor de Progradacion
EPISODIOS DE NIVEL BAJO

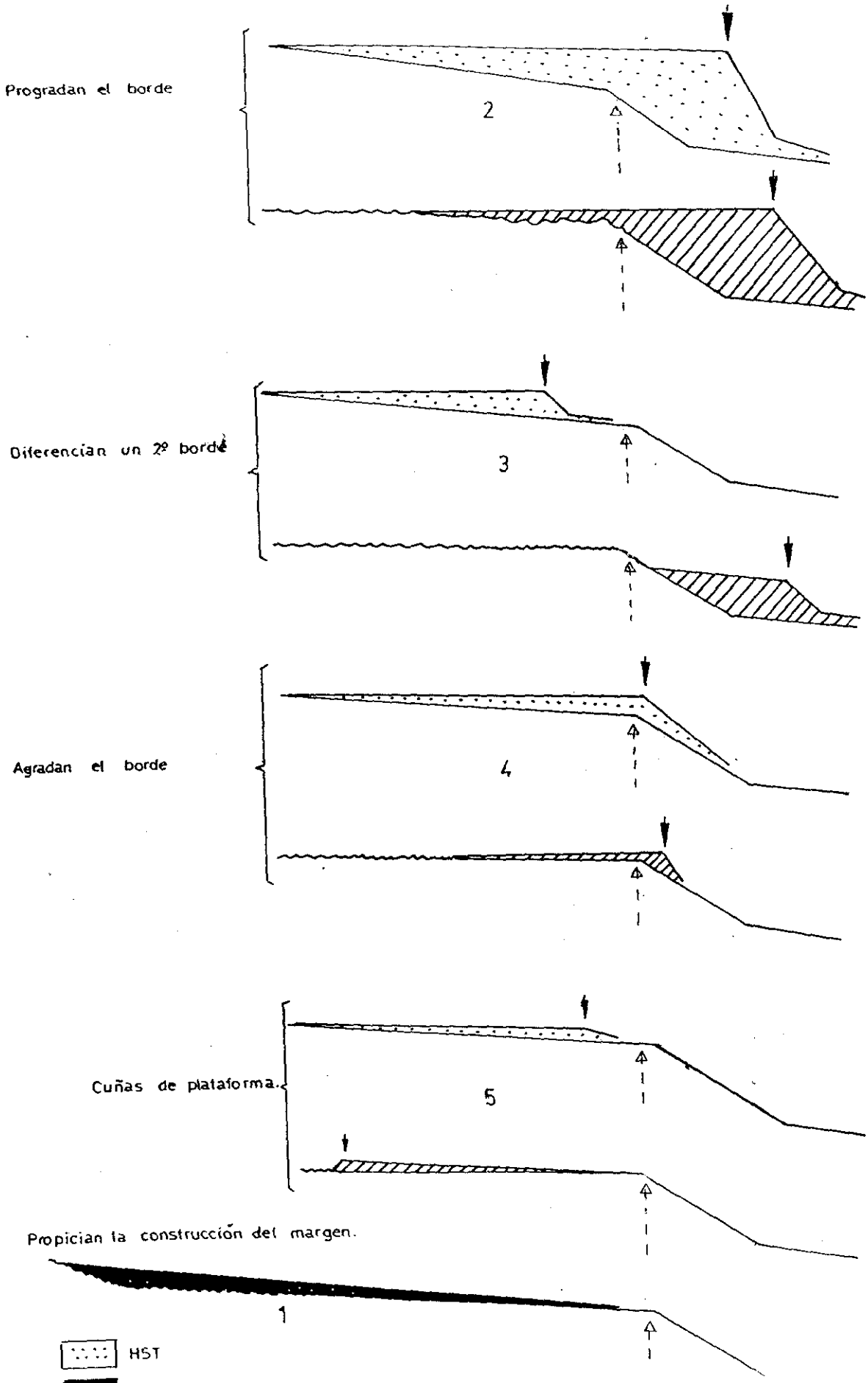
Fig - 226



* El ascenso-inundación del TST condiciona el margen del HST y sus posibilidades futuras.

1,5 y 9 Progradan el Borde
3,7 y 11. Retrogradan el Borde
2,6 y 10 Agradan el Borde
4,8 y 12 Cuñas de Plataforma.

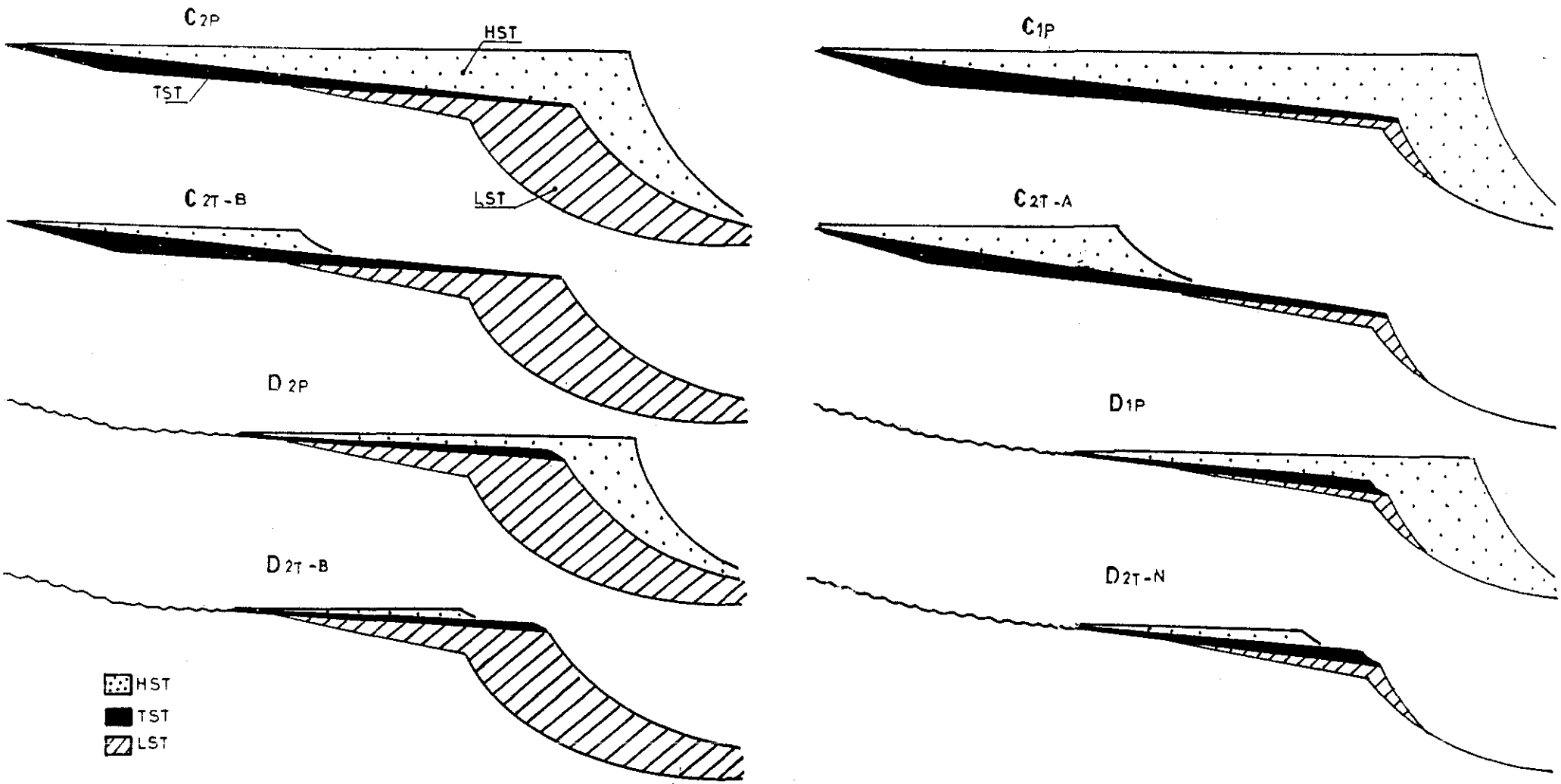
Factor de Progradación
EPISODIOS DE NIVEL ALTO
Fig-227



FACTORES DE PROGRADACIÓN Y ÁREA DE DEPÓSITO

Diferenciación configuraciones de 2º orden

Fig-228



C. SECUENCIAS CONSTRUCTORAS DEL MARGEN.

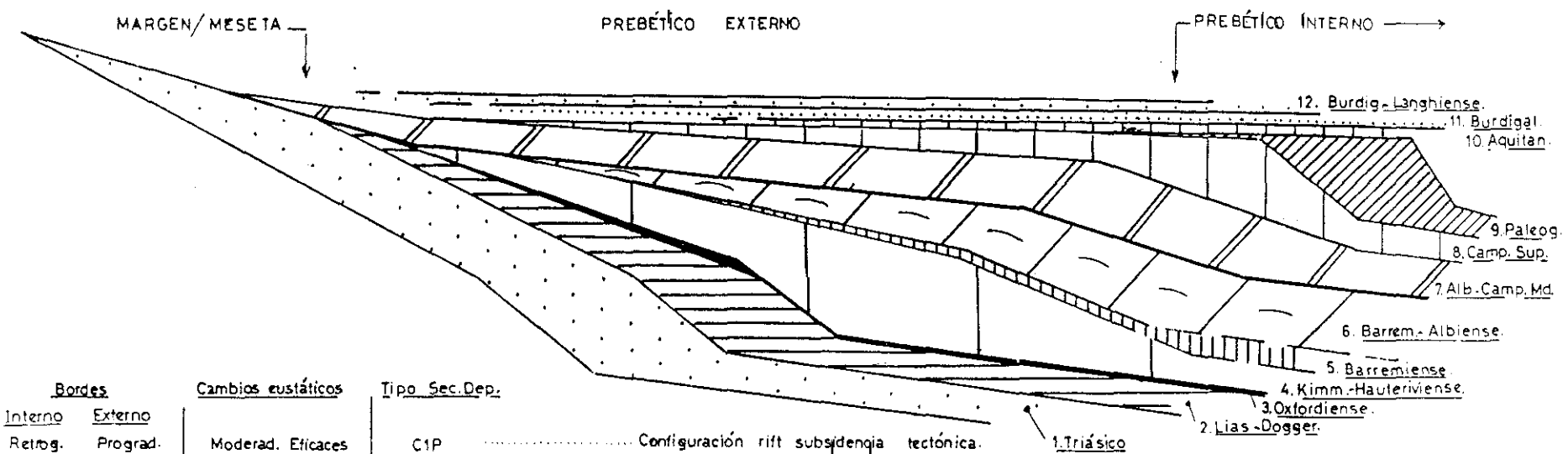
D. SECUENCIAS DESTRUCTORAS DEL MARGEN.

- 1P. Un solo episodio de progradación del borde
- 2P. Dos episodios " " " "
- 2T Dos bordes o taludes
  - B y A. ..... Borde externo prominente en episodio de bajo y alto nivel.
  - N. ..... Ninguno es significativo

Tipos de Secuencias

Fig. 229

NW - SE



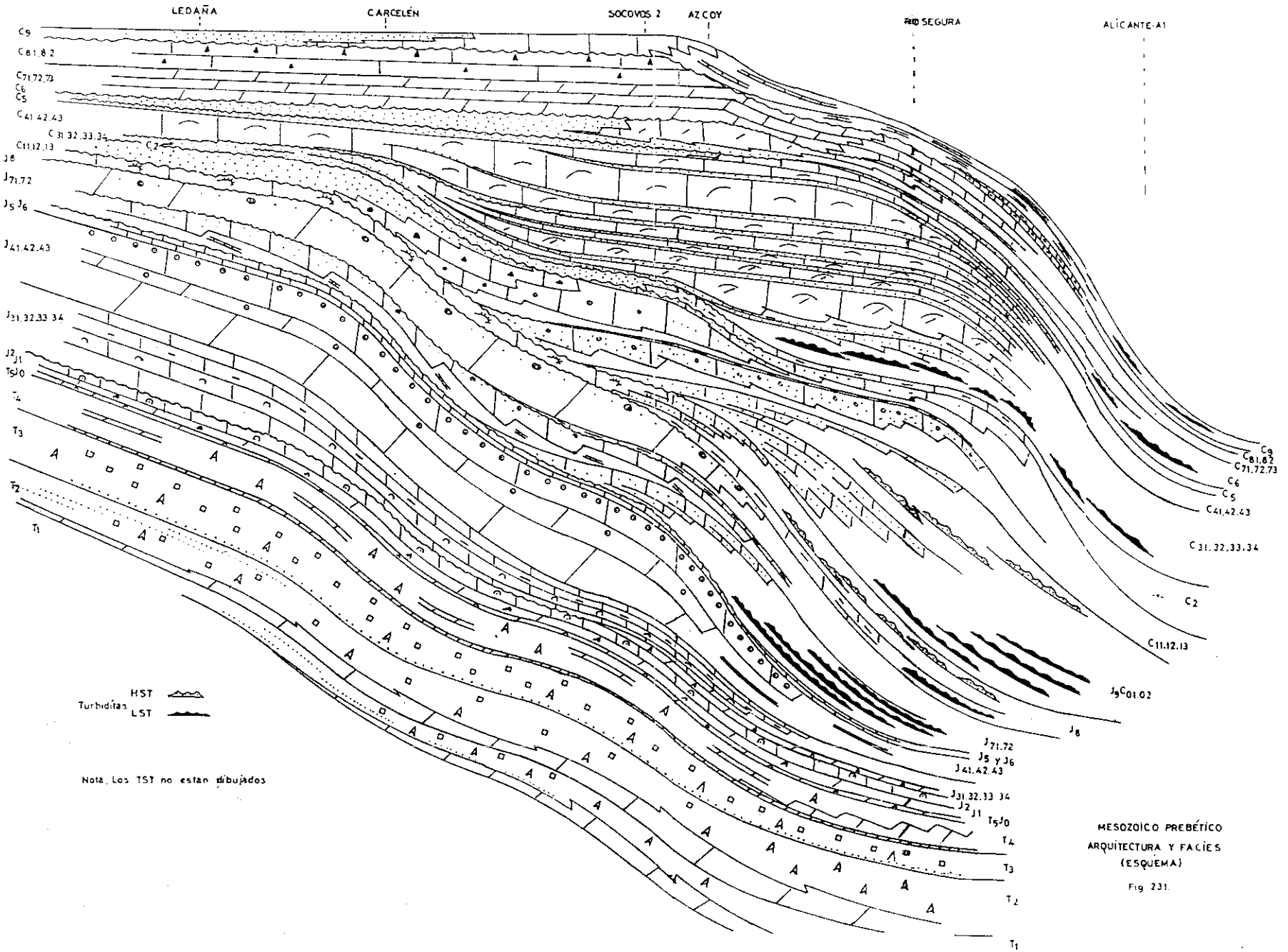
Bordes Interno	Bordes Externo	Cambios eustáticos	Tipo Sec. Dep.	
1. Retrog.	Prograd.	Moderad. Eficaces	C1P	..... Configuración rift subsidencia tectónica.
2.	Progradantes	Efic. Prolongados	C2P y C1P	..... 1ª Diferenciación plataforma-talud STract HST
3. Progrd.	Retrogràd.	Muy breves	C2BA	..... Dos bordes internos. ? Bypassing ?
4	Progradantes	Notables	D2P	..... 1ª Rápida progradación de facies profundas STract LST y HST
5	Progradantes	Muy breve y Efic.?	D1P ?	..... 1ª Rapida progradación de facies continentales
6 Retrog.	Prograd.	Notables y Efic.	C2BB	..... 2ª Progradación notable de facies LST y HST
7 Retrog.	Prograd.	Eficaces (Alb. Sup.)	C1P	..... Construcción de margen y plataforma
8	Progradantes	Moderad y Prolong.	D2BB	..... Erosión en borde interno.
9. Prograd.	?			..... Fin de la configuración rift.
10-12. Retrogradantes				..... Inicio de la configuración molasa.

Configuracion rift subsidencia termica

PREBÉTICO

Fases significativas

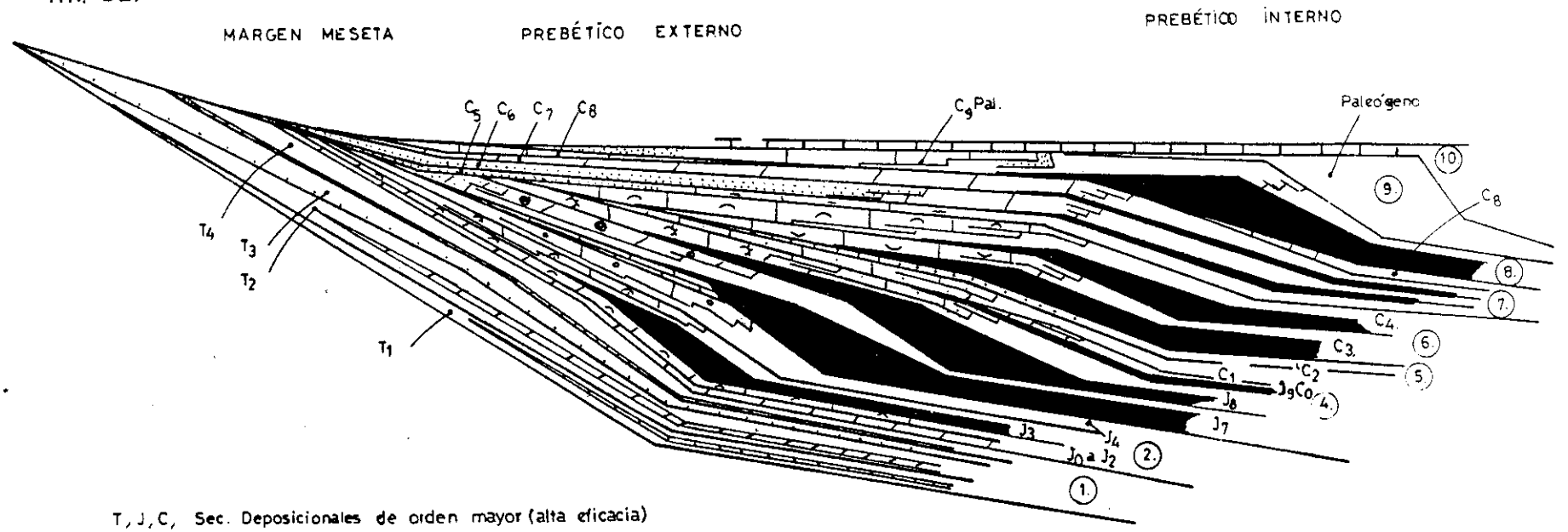
Fig-230



MESOZOICO PREBÉTICO
ARQUITECTURA Y FACIES
(ESQUEMA)

Fig 231.

NW.- SE.



T, J, C, Sec. Deposicionales de orden mayor (alta eficacia)

(7) Agrupaciones significativas de la figura anterior.

S. Tract tipo LST mas notables.

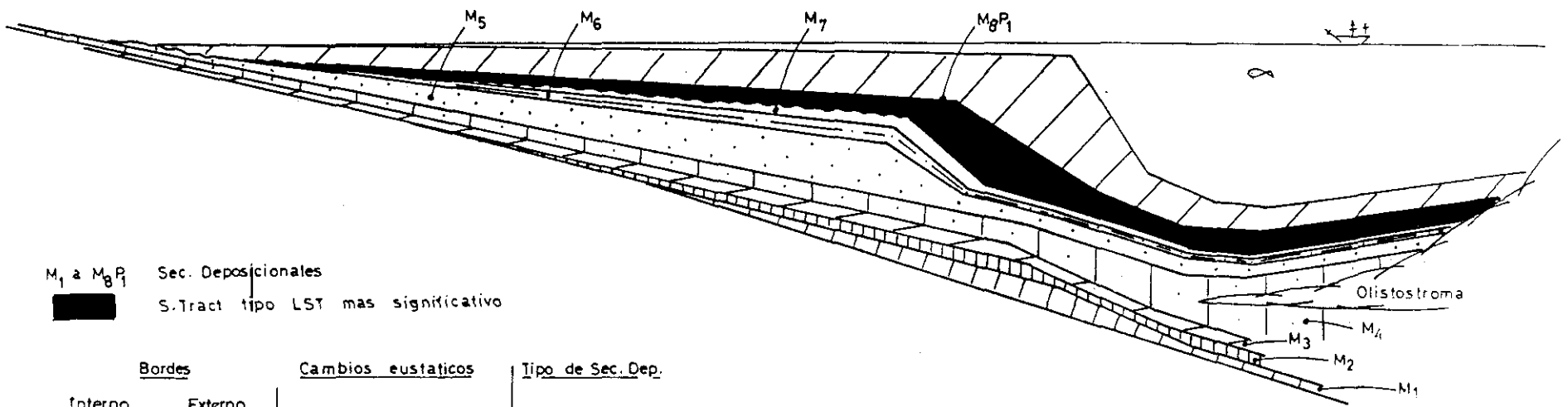
- Cal. de Algas y Amphisteginas.
- Mariasnal.
- Sª de la Solana.
- Dolomítica.
- Utrillas.
- Escucha.
- El Buseo.
- Malacara.
- Contreras.
- Cerro Lobo.
- Sª del Pozo.
- Higueruelas.
- Játova.
- Chorro - Cal. colítica.
- Turmiel.
- Barahona.
- Cortes de Tajuña.
- Imón
- Manuel
- Mk 3
- Mk 1

PREBÉTICO

Esquema Lito-Secuencial

Fig - 231.

W-E



M_1 a M_8P_1 Sec. Deposicionales

S.Tract tipo LST mas significativo

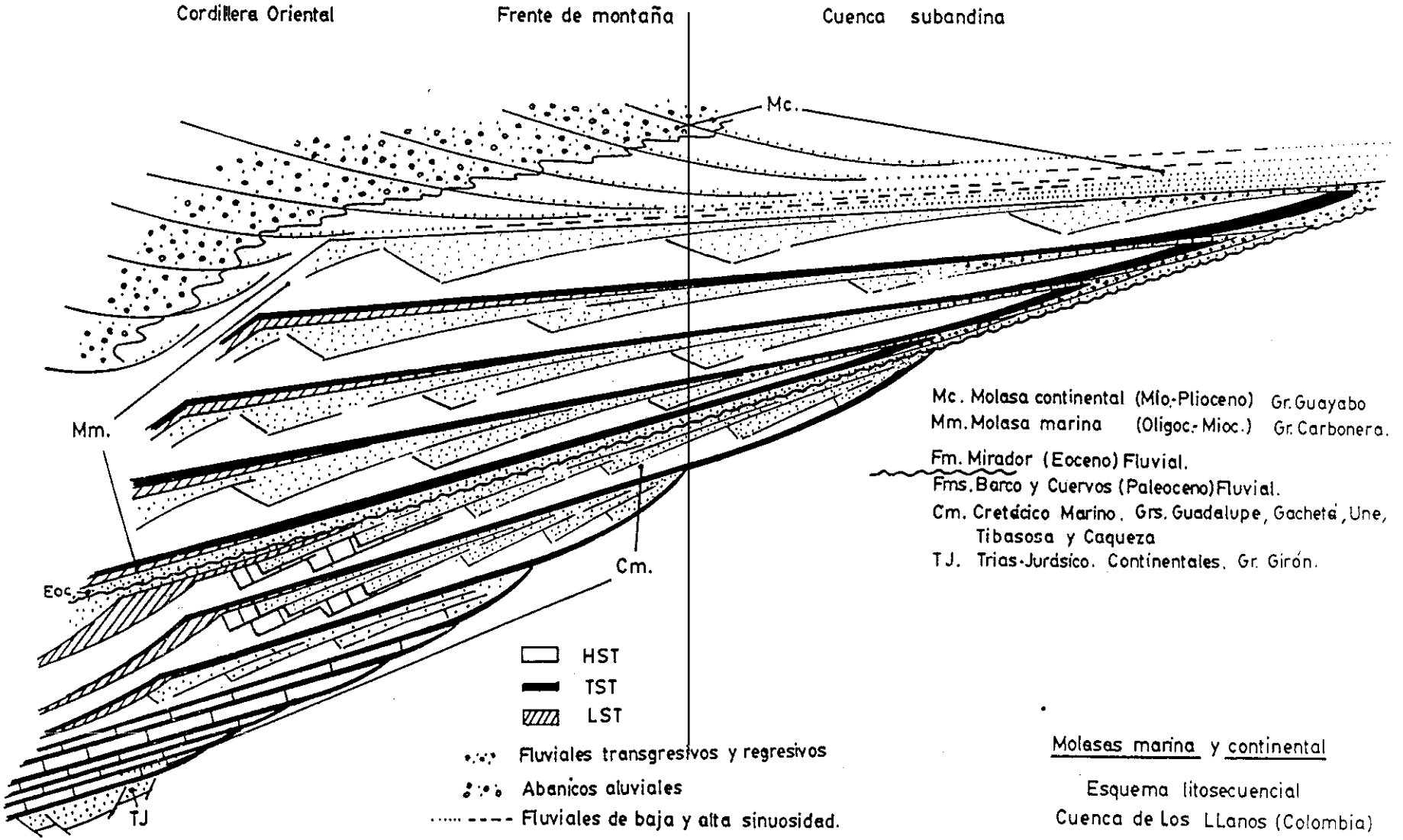
	Bordes		Cambios eustaticos	Tipo de Sec. Dep.		
	Interno	Externo				
M_1 a M_3.	Retrogradantes		Moderados breves	C1P ó C2BA.	.....	Configuración molasa.
M_4.	Retrog.	Prograd.	Moderado eficaz	C1P.	.....	1 Diferenciación plataforma - talud. Relajación compresiva
M_5.	Progradantes		Moderado prolongado	C1P.	.....	Rápida progradación
M_6.	Prograd.	Agrad ?	Mínimo breve	C1P ? C2B ?	.....	Inicio crisis climática
M_7.	Prograntes.		Moderado breve	C1P.	.....	Progradación facies someras
M_8P_1.	Retrograd.	Prograd.	Notable prolongado	D2P.	.....	Erosión y rápida progradación.

Configuración rift.

GOLFO DE VALENCIA

ESQUEMA SECUENCIAL

Fig - 232



Molasas marina y continental

Esquema litosecuencial

Cuenca de Los LLanos (Colombia)

Fig-233