

FACIES TURBIDITICAS DEL EOCENO DE LA HOJA

1/200.000, BILBAO

Por

J. Rossell, E. Remacha y M. Zamorano

Bellaterra, 6 de Diciembre de 1984

25076

INDICE

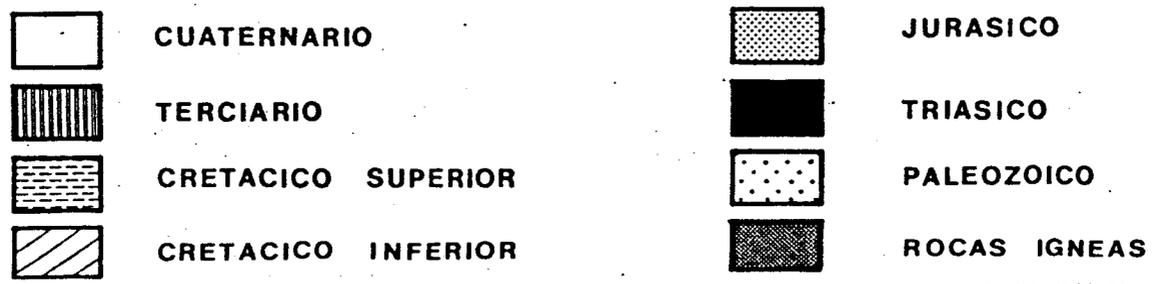
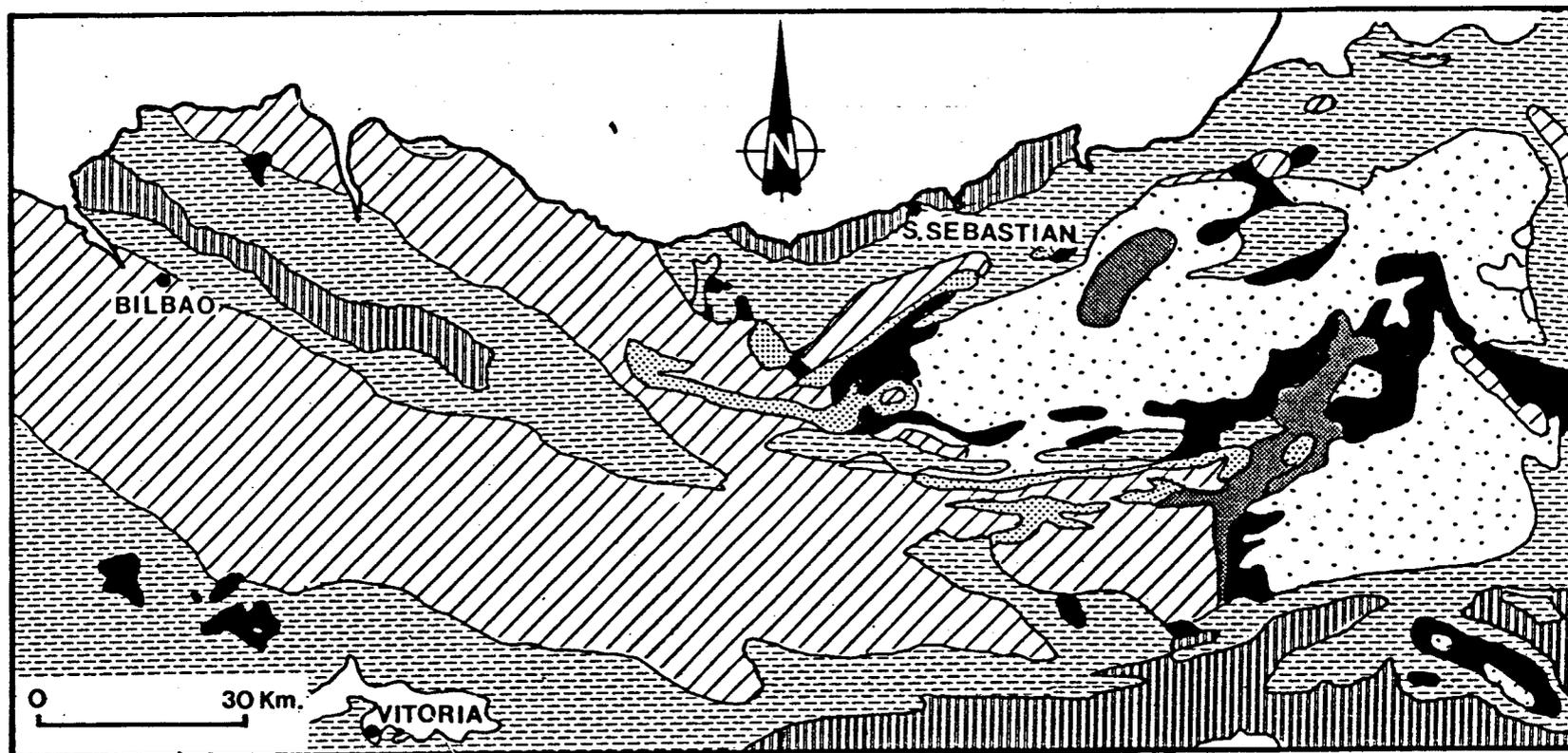
	Pág.
1. INTRODUCCION	3
2. ESTRATIGRAFIA FISICA DE LA CUENCA TURBIDITICA TERCIARIA DE GUIPUZCOA	7
2.1.- <u>Consideraciones previas</u>	7
2.2.- <u>El substrato de la CTTG</u>	7
2.3.- <u>Las calizas y margas de la Unidad SAN TELMO INFERIOR</u>	8
3. LA CTTG	9
3.1.- <u>Secuencia de SAN TELMO SUPERIOR</u>	9
3.2.- <u>Secuencia de SARICOLA</u>	13
3.3.- <u>Secuencia de FUENTERRABIA</u>	16
3.4.- <u>Secuencia de CABO HIGUER</u>	18
3.4.1.- Las facies del sector horiental de la secuencia de CABO HIGUER	19
3.4.2.- Las facies del sector occidental de la secuencia de CABO HIGUER: La sección entre ZUMAIA y GUETARIA	22
3.4.3.- Posible individualización de una secuencia superior al CABO HIGUER: Secuencia de Punta Arando-Guetaria	24
3.4.4.- Discusión sobre el modelo de facies de la sección de CABO HIGUER-Punta Arando	26
3.5.- <u>Turbiditas del sinclinorio de BILBAO</u>	27
4. EVOLUCION GENERAL DE LA CUENCA Y CONCLUSIONES	29
4.1.- <u>Secuencias deposicionales</u>	29
4.2.- <u>Correlación entre las turbiditas del País Vasco y las secuencias de la cuenca de Ager-Jaca-Pamplona</u>	31
5. BIBLIOGRAFIA	34

I N T R O D U C C I O N

En el presente informe se analizan los resultados obtenidos en el estudio de las facies de la cuenca turbidítica terciaria de Guipúzcoa (CTTG) (fig. 1). Se ha realizado con el fin de confeccionar la síntesis estratigráfica de la hoja 1:200.000, nº 12 (Bilbao), plan MAGNA.

Hoy en día el estudio de sedimentos turbidíticos se encuentra en franca revolución. Los motivos que han conducido a tal estado son varios. En primer lugar podemos citar la crisis de los modelos ya sea en su aplicación a sedimentos fósiles o actuales. Si bien en la década anterior estos modelos han ayudado al desarrollo de metodologías e interpretación que han simplificado gran parte de cuencas, por otro lado se ha creado confusión, puesto que se han mezclado sistemáticamente conceptos derivados del estudio de sedimentos actuales que se han aplicado a sedimentos antiguos y viceversa. Tal comparación hoy se sabe que en la mayor parte de los casos, es errónea dado que entre otras cosas el estudio de ambientes antiguos se basa en secuencias verticales, mientras que los actuales atienden aspectos morfológicos. Una crítica más amplia se constata en NORMARK, MUTTI & BOUMA (1984).

Otro aspecto que ha conducido a la dislocación entre el estado de los conocimientos de la década anterior y la fase más vanguardista nace tras la divulgación del concepto de secuencia deposicional junto con los efectos que comportan los cambios del nivel del mar. En definitiva, la aplicación de estos conceptos trae consigo dos consecuencias fundamentales: Por un lado se facilitan los análisis laterales de las facies que permiten efectuar, posteriormente, estudios muy detallados e innovadores y por otro lado, los cambios relativos del nivel del mar implican mayor o menor disposición de volúmenes de sedimentos ya depositados en las áreas de plataforma, que serán remocionados para dar lugar a sistemas turbidíticos de mayor o menor importancia, respecto a su volumen total y extensión en las cuencas profundas.



En este mismo sentido, nótese que en la actualidad nos encontramos con un nivel del mar que se sabe es relativamente alto y por tanto parece, a escala global, ser incompatible con la formación de sistemas importantes, cuanto menos los denominados por MUTTI (1979) de alta eficacia de transporte. De tal estado parece desprenderse que los estudios en sedimentos actuales no serán, como mínimo, aplicables a todos los diferentes sistemas fósiles ya que se conocen gran cantidad de momentos, a través del tiempo geológico, en los que el nivel del mar ha sido relativamente más bajo que el actual y por tanto se ha podido disponer de mayor cantidad de sedimentos para formar sistemas turbidíticos.

Otro problema metodológico importante, ya centrado al estudio de sedimentos antiguos, es el referente a las correlaciones que permiten afrontar análisis laterales de facies. Muy comunmente, y en el mejor de los casos, se han basado estrictamente en criterios bioestratigráficos, tal es el de la cuenca estudiada (CTTG) que recientemente se ha establecido por KRUIT, BROWER & van VLIET (1975) y van VLIET (1981). En este trabajo se utilizan como límites correlacionables los cambios de zona de nannoplancton. Dadas las limitaciones del método bioestratigráfico, las correlaciones así obtenidas quedan sujetas y condicionadas por líneas tiempo no excesivamente precisas y se impiden con ello los análisis litoestratigráficos, bi. o tridimensionales, detallados de los cuerpos turbidíticos.

Abundando en los problemas de correlación y concretando el tema a la CTTG, debe indicarse que en ésta no se han observado en ningún caso sismoeventos o megaturbiditas. Estas son o marcan las líneas tiempo por excelencia, al ser estratos catastróficos depositados totalmente en fracciones temporales muy cortas (muy pocos días) y con gran extensión en la cuenca. Allí donde estén facilitan correlaciones de primer orden que poseen un grado de exactitud nunca alcanzado por métodos bioestratigráficos.

Afortunadamente, en la actualidad y como se indicaba anteriormente, se pueden diferenciar estratigráficamente los sedimentos en secuencias deposicionales (MITCHUM, VAIL, & THOMPSON, 1977) o lo que en muchos casos es lo mismo UTS (GARRIDO MEJIAS, 1973, 1982).

Sean unas u otras lo que se consigue es obtener unidades estratigráficas concretas, con límites superior e inferior, bien definidos y a escala de la cuenca. Estas unidades si permiten el estudio lateral que, a la vez, permiten afrontar estudios respecto a la evolución paleogeográfica con buenos resultados. Por tanto, el establecimiento de estas unidades estratigráficas constituye el paso previo, hoy en día indispensable, para la realización de estudios sedimentológicos detallados. Es por ello que en el presente trabajo se ha planteado fundamentalmente la definición de las secuencias deposicionales de la CTTG.

En los sedimentos turbidíticos, dicha definición comporta una dificultad adicional respecto al establecimiento de los límites superior e inferior de cada secuencia ya que en el interior de la gran mayoría de los sedimentos turbidíticos no se observarán las discordancias que sí estarán en las áreas de plataforma. El caso más común observado en cuencas turbidíticas es tener una sucesión paraconcordante.

Existe, no obstante, un criterio que en la mayor parte de los casos y sobre todo a escala de la cuenca, permite establecer o adquirir pistas para definir los límites de tales secuencias, es aquel por el cual un límite de secuencia puede venir marcado por un cambio de facies brusco. En la CTTG este es el único criterio que se puede seguir puesto que las áreas de plataforma asociadas en vertical a las turbiditas estudiadas no afloran y, con ello, se disipan las posibilidades de localizar cada una de las discordancias que serían directamente correlacionables en la cuenca turbidítica con los límites superior e inferior de cada secuencia. De todos modos y aunque existan dificultades evidentes creemos que el ofrecer en este trabajo una primera tentativa estratigráfica en función de secuencias deposicionales para la CTTG, merece la pena, aunque, posiblemente y con posterioridad puedan detallarse otras nuevas secuencias que subdividan a alguna de las que aquí se definirán.

Igualmente se procurará dar las menos posibles referencias respecto a la similitud con los modelos clásicos pre-establecidos para no inducir a error o confusión; sí se aportarán, no obstante, datos respecto a la posición relativa del nivel del mar en cada secuencia pues ello va, en parte,

unido al análisis de éstas.

El trabajo más reciente que ha estudiado las turbiditas eocénicas es la tesis de van VLIET (1982). En este trabajo de definen correctamente las facies en vertical aplicando los modelos en aquel momento de moda, "algo fijistos", de abanicos submarinos profundos. Este trabajo en gran parte fue ya publicado en la guía del congreso de Sedimentología de Niza 1975 y firmado por KRUIT, BROWER, KNOX, SCHOLLNBERGER & van VLIET (grupo Shell).

La tesis de van VLIET, si bien representa un avance en la medida de pequeñas series (logs) para definir los tipos de facies, presenta grandes errores que se derivan de un mal planteamiento de la geología que podríamos calificar como clásica. La falta de una cartografía detallada es la base fundamental de sus errores. Adapta la realizada por JEREZ MIR, una de las pioneras de la zona, trabajo por otra parte extraordinario, pero que como pionera presenta defectos. Estos errores afectan a la medición de las series estratigráficas totales y a la correlación de las mismas forzada además por unas dataciones inexactas (posiblemente debidas a la contaminación de las muestras). Esto último comporta que los cambios de facies propuestos son en realidad incompatibles. Realiza un análisis de cuenca basado en una parquedad de datos; su esquema es lógico pero irreal.

Con anterioridad KAPELLOS (1974) (grupo Shell) había realizado un muestreo (spot samples) de la zona de Zumaia-Guetaria para la determinación de Nannoplancton. Sus dataciones se adaptan mucho más a la realidad que las de trabajos posteriores. Este autor, realiza un intento de correlación de la serie turbidítica Zumaia-Guetaria con la de "Campo" compuesto por sedimentos de plataforma y litorales (valle del río Esera). Utilizando las dataciones realizadas por este autor y superponiéndolas a un esquema basado en la estratigrafía física del Grupo de Hecho y equivalentes de plataforma (MUTTI et al. 1985) y en el propuesto en este trabajo para la CTTG se ha obtenido un análisis general de la cuenca.

2.- ESTRATIGRAFIA FISICA DE LA CUENCA TURBIDITA TERCIARIA DE GUIPUZCOA (fig.2)

2.1.- Consideraciones previas

Para facilitar la descripción de las secuencias deposicionales individualizadas se han agrupado en dos conjuntos.

(a) El primero al que denominamos el substrato de la cuenca turbidítica, comporta facies, a escala de la cuenca, carbonatadas "sensu lato" y con edades comprendidas entre el Maastrichtiense y Paleoceno medio. (b) El segundo grupo al que denominamos CTTG "sensu strictu" es predominantemente terrígeno a excepción de ciertas facies carbonatadas locales. Este grupo constituye el objetivo principal del trabajo y comporta una sucesión vertical de, como mínimo, tres sistemas turbidíticos con edades que van desde el Paleoceno medio al Eoceno Inferior

2.2. El substrato de la CTTG

Este es variable en función de la posición en la cuenca. Desde aproximadamente 1 Km al E de San Sebastián y hacia el W está constituido por facies calcáreas de tonos rosados a granas, en sentido amplio. La edad atribuida a dichas facies no parece tener controversia entre los diferentes autores y va desde el Maastrichtiense, en la parte baja hasta el final del Daniense en la parte superior "calizas danieneses".

Aunque este episodio no haya sido estudiado en detalle, puede afirmarse que, como mínimo, su límite superior constituye un límite de secuencia ya que las facies sucesivas que se comentarán posteriormente, se establecen en "onlap" hacia el E (fig.3) por tanto discordantes.

La aparición de estas facies es constante en todo el sector estudiado (fig. 3) y están formadas por lime-mudstones localmente grises hacia la base, aunque en el conjunto dominan los tonos rosados. La potencia oscila desde alrededor de 75 m e incluso menos en las inmediaciones de Orio, hasta aproximadamente 250 m en los extremos de la cuenca,

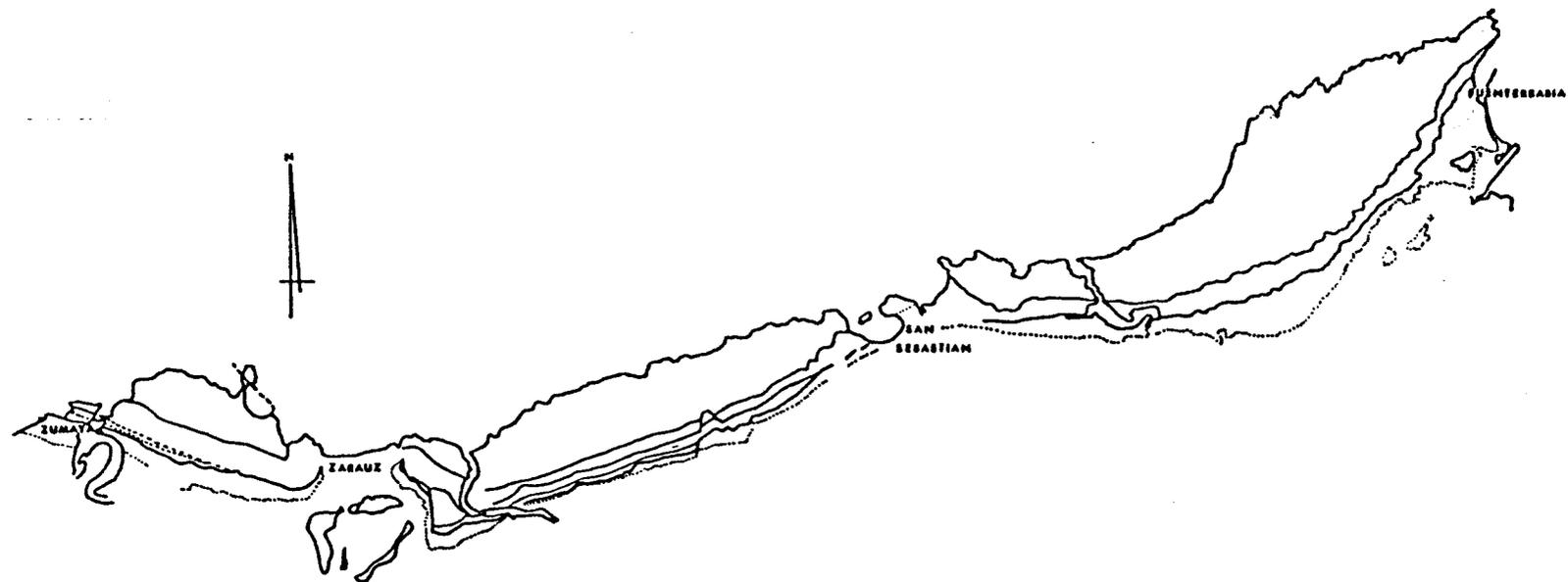
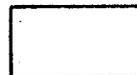


fig. 3 Calizas rojas "danienses"



Fuenterrabía y Zumaia). De ellos el tercio superior es más calcáreo y constituido por alternancias de capas de micritas y biomicritas con niveles pelíticos y espesores que por lo general son entre finos y medios aunque existan también capas gruesas.

2.3.- Las calizas y margas de la Unidad SAN TELMO INFERIOR

Esta secuencia está limitada en la base y techo por sendos contactos paraconformes (discordancia cartográfica (fig. 4). Se acuña totalmente hacia el E entre Saricola y Ibaeta. Tiene una composición predominantemente caliza y margosa. Aflora en su totalidad en la playa de S. Telmo de Zumaia (sector occidental y central) donde posee un espesor de 150 m.

Está compuesta por capas de medianas a finas, raras veces gruesas o muy finas, de calizas micríticas alternando con margas. A lo largo de toda la serie se le intercalan delgadas capas (de orden centimétrico) de areniscas finas que corresponden a turbiditas siliciclásticas diluidas interpretadas como capas de tormentas.

La serie, litológicamente, puede dividirse en tres tramos, diferenciados claramente por el porcentaje de la marga sobre la caliza. Uno inferior en contacto con las capas rojas danienses, predominantemente margoso gris con intercalaciones de capas margo calizas, más raramente de calizas delgadas gris claro. Uno intermedio en el que dominan las calizas micríticas con un alto grado de bioturbación, especialmente la horizontal. Y uno superior de características similares a las del nivel inferior.

En el afloramiento de la autopista al E de Zarautz puede observarse como las capas más calcáreas se agrupan en un pequeño número y se hallan separadas por otras más arcillosas con una tendencia a la ciclicidad.

El límite inferior de la secuencia, en el Prepirineo central, puede paralelizarse con la base de la "secuencia de Ager", discordante sobre el "garumniense" medio calizo que representa el término de transición entre el Secundario y el Terciario

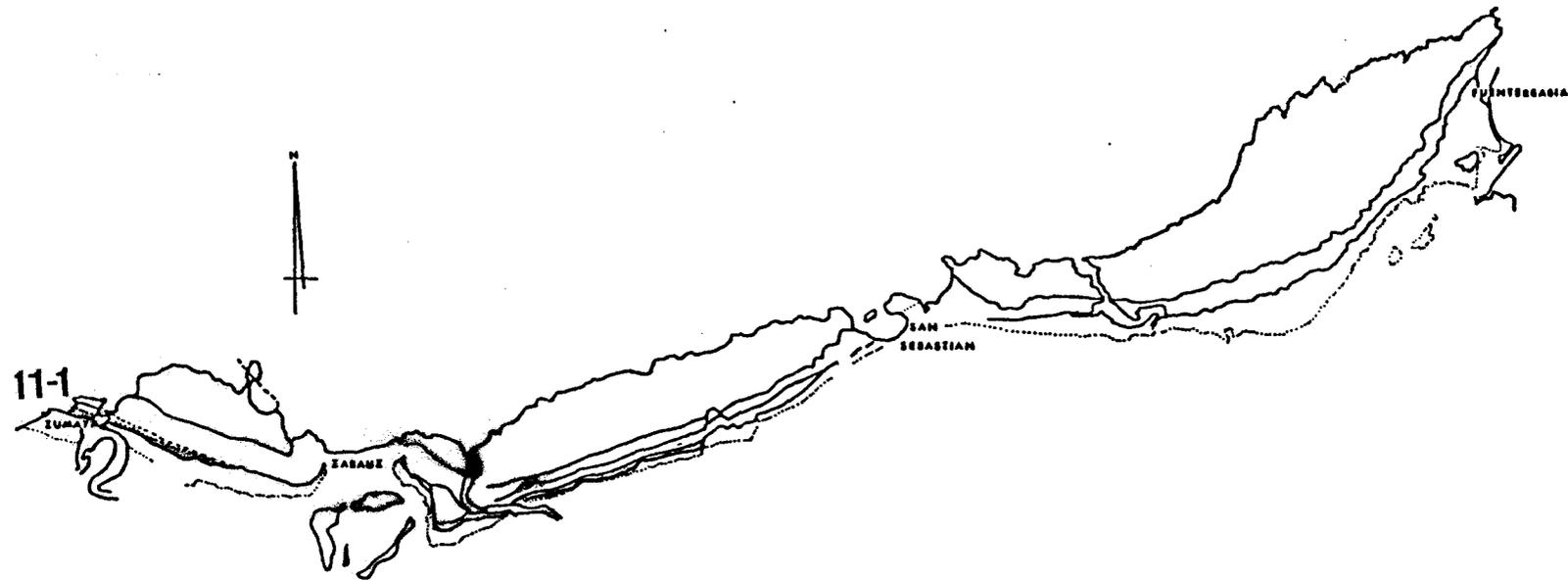


fig. 4 Secuencia deposicional de SAN TELMO INFERIOR



El contacto superior es asimismo paraconforme y se localiza en el momento que la serie se vuelve claramente turbidítica. En la playa de San Telmo se sitúa inmediatamente al E de las edificaciones (vestuario y Cruz Roja) en el último tramo de la bajada a la playa.

Esta secuencia tiene un área de afloramiento reducido. Cartográficamente puede seguirse hacia el E desapareciendo totalmente a pocos Km al N de Usurbil. Sus capas hacen "on lap" sobre la superficie de las capas rojas danienses.

Esta unidad falta en el área ocupada por el diapiro de Zarautz, o bien no se depositaron, o bien, debido a movimientos del diapiro, las calizas aún no consolidadas, se redepositaron y entraron a formar parte de la secuencia San Telmo superior.

Las características litológicas y de estratificación de esta unidad y comparada con otras idénticas, de igual y diferente edad, aflorantes a lo largo del Pirineo, debe interpretarse como la parte distal de una plataforma carbonática. Dadas las relaciones de edad con las calizas del Grupo o secuencia de Ager del Eoceno inferior, denominadas también calizas con Alveolinas, y que se extiende por la mayor parte del Prepirineo, podría asimilarse a la parte distal de dicha plataforma carbonática. Sus reducidas dimensiones de afloramiento y la imposibilidad de establecer relaciones laterales con zonas más proximales, no nos permite asegurar con certeza la correlación antes apuntada.

3. LA CTTG

3.1.- Secuencia de SAN TELMO superior (fig. 5)

El límite inferior se establece en el momento en que las capas turbidíticas dejan de ser esporádicas para dominar en la serie (base de la columna nº 11-1), aunque sobre el terreno, sin entrar en detalle, puede considerarse transicional. Este límite se interpreta como un momento de caída relativa del nivel del mar respecto a la unidad anteriormente descrita (apartado 2.3). El límite superior es neto y se sitúa en el punto en que hacen aparición las turbiditas de la secuencia de Saricola (descrita en el apartado 3.2).

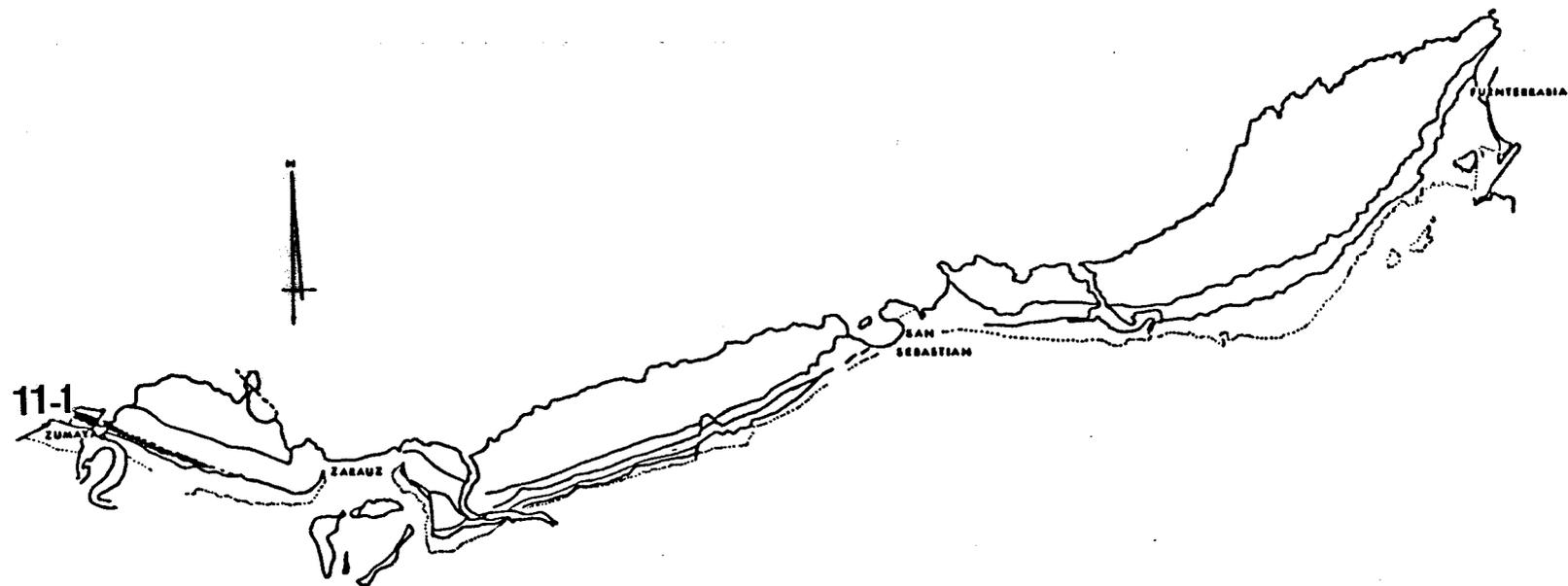


fig. 5 Secuencia deposicional de SAN TELMO SUPERIOR
 Situación de las columnas

La extensión de la facies San Telmo superior no es precisa pues normalmente aparecen cubiertas. Tomando como referencia los resaltes morfológicos correspondientes a la secuencia suprayacente se observa que la aquí tratada se acuña rápidamente perdiéndose entre Zarautz y el río Urola. Tal acuñamiento desconocemos si es deposicional o por erosión posterior, aunque podría darse el efecto combinado de ambos factores. Por nuestra parte, sin olvidar el último caso, creemos, por lo que se indicará posteriormente, que se trata de una forma geométrica deposicional con posible "onlap" sobre el límite con la Secuencia San Telmo inferior, por tanto discordante. Tal geometría podría poner de manifiesto igualmente la existencia del umbral de la estructura diapírica de Zarautz que, a su vez, podría haber sido productor de material reciclado por movilidad del substrato y depositado en la zona adyacente más deprimida dando algunos elementos carbonatados (?) intercalados abundantemente en la base de la secuencia San Telmo superior.

Como se ha introducido anteriormente, en la playa de San Telmo y en función del alto porcentaje de las capas calizas o del alto contenido en arcilla se individualizan dos tramos. En el inferior de 87 m de potencia, son muy frecuentes las capas de calizas, que posiblemente provienen de la destrucción de parte de la plataforma de San Telmo inferior depositada sobre el diapiro en cuestión. Las capas turbidíticas siliciclásticas intercaladas en esta parte inferior afloran mostrando facies relativamente diluídas: D_1 , D_2 , y D_3 .

Las paleocorrientes, aunque no son muy abundantes, se dirigen hacia $N\ 300^\circ-315^\circ$ lo cual apunta nuevamente hacia su posible origen en el diapiro.

Ambos tipos de facies, calizas y siliciclásticas, tienen una muy acusada geometría tabular planoparalela a escala del afloramiento.

Las capas calizas llegan a alcanzar 20 cm como espesor máximo mientras que las siliciclásticas no exceden de 30 cm, siendo muy abundantes las comprendidas entre 0,5 y 5 cm. Estas en la gran mayoría de los casos están formadas tan solo por "starved ripples". Filtrando las capas calizas y considerando unicamente las siliciclásticas, en ocasiones se observan secuencias cíclicas negativas pero lo más común

es encontrar aciclicidad. Todo ello hace que la serie pueda considerarse con características similares a las que se dan en las facies denominadas antiguamente por MUTTI (1977) "franja de lóbulo".

La facies hasta ahora tratada no es conocida en la literatura, aunque se ha observado también en el tránsito de la serie turbidítica cretácica a la plataforma Maastrichtiense de la Punta Aitzxuri. Tales facies parecen poder ser interpretadas como turbiditas depositadas con una posición del nivel del mar relativamente alto.

El tramo superior 111 m del espesor total, es dominante pelítico-areniscoso y las calizas son más esporádicas, a veces concentradas en unos determinados niveles. Está formado por capas delgadas (TBT) en las que se intercalan localmente turbiditas gruesas (T_K^{BT}) que, en ocasiones, sus capas areniscosas alcanzan valores considerables (155 cm como máximo) y sus facies son relativamente densas B_1 y C_2 . A juzgar por las paleocorrientes, provienen de la misma zona de alimentación que el resto de la serie y está situada entre $N 90^\circ$ y $N 120^\circ$.

Respecto a estas facies finas (TBT), dominantes en cuanto al espesor total de la serie, debe indicarse que, a escala del afloramiento son tabulares y planoparalelas, aunque en el detalle presentan la base plana, en ocasiones afectada por fenómenos de deformación por carga y techo cuyo tránsito al intervalo "e" de Bouma es brusco y con ripples de corriente o perfectamente gradacional en función de la granulometría y acompañado por laminación paralela de bajo régimen de flujo.

Igualmente debe indicarse que se observan variaciones cíclicas derivadas del mayor o menor contenido en arenisca aunque ello sucede a una escala tal que puede considerarse como serie acíclica.

Los espesores de las capas oscilan entre 0,5 cm y 5 cm y contienen una granulometría que en ningún caso supera la clase fina, yendo asociadas a pasadas hemipelágicas muy difícilmente individualizables pues se encuentran mezcladas con la fracción arcillosa "e" de Bouma por bioturbación que es muy intensa.

Respecto a su facies y dado que en todos los casos se

excavados en la fase 1 de máxima caída, constituyendo las facies distales del tipo 2 con una posición del nivel del mar intermedia.

Por nuestra parte y ciñéndonos al caso que nos ocupa en la CTTG las interpretamos como pertenecientes al tipo 3, esto es, facies generadas con una posición del nivel del mar relativamente alto.

3.2.- Secuencia de SARICOLA (fig. 6).

En dicha secuencia se agrupan los primeros sedimentos terrígenos provenientes de un sistema turbidítico en sentido estricto.

El límite inferior de dicha secuencia se establece en la discordancia cartográfica, que es observable fotogeológicamente, entre la Punta Mariantón y las inmediaciones de Ibaeta. En esta última localidad la secuencia desaparece por "onlap" contra las "capas rojas" danienses. Igualmente entre el flanco noroccidental del diapiro de Zarautz y pocos Km al E del río Urola, se observa esta misma superposición, mientras que en el resto de la cuenca descansa, ya sea sobre la secuencia de San Telmo 2, sobre San Telmo 1 o simplemente está representada en el límite de la discordancia entre las "capas rojas" y la secuencia de Fuenterrabía, cuyas características se analizarán en el siguiente apartado 2.6.

Observando la disposición de los materiales aquí tratados (fig. 2) se desprende que el sector del diapiro de Zarautz ha constituido un umbral que ha obstaculizado la sedimentación en repetidos momentos de la formación de la CTTG. En el caso de la secuencia de Saricola sus materiales han podido superar dicha estructura, aunque la cuenca estaba lo suficientemente elevada hacia el E como para impedir el depósito de las facies Saricola en esta área.

La litología es cuarzo-arenítica y muy frecuentemente, sobre todo en sus zonas más proximales (Saricola), se encuentran granulometrías extremadamente gruesas que llegan a microconglomerado e incluso conglomerado, siendo ello un criterio característico de dicha secuencia. Desgraciadamente los

excavados en la fase 1 de máxima caída, constituyendo las facies distales del tipo 2 con una posición del nivel del mar intermedia.

Por nuestra parte y ciñéndonos al caso que nos ocupa en la CTTG las interpretamos como pertenecientes al tipo 3, esto es, facies generadas con una posición del nivel del mar relativamente alto.

3.2.- Secuencia de SARICOLA (fig. 6).

En dicha secuencia se agrupan los primeros sedimentos terrígenos provenientes de un sistema turbidítico en sentido estricto.

El límite inferior de dicha secuencia se establece en la discordancia cartográfica, que es observable fotogeológicamente, entre la Punta Mariantón y las inmediaciones de Ibaeta. En esta última localidad la secuencia desaparece por "onlap" contra las "capas rojas" danienses. Igualmente entre el flanco noroccidental del diapiro de Zarautz y pocos Km al E del río Urola, se observa esta misma superposición, mientras que en el resto de la cuenca descansa, ya sea sobre la secuencia de San Telmo 2, sobre San Telmo 1 o simplemente está representada en el límite de la discordancia entre las "capas rojas" y la secuencia de Fuenterrabía, cuyas características se analizarán en el siguiente apartado 2.6.

Observando la disposición de los materiales aquí tratados (fig. 2) se desprende que el sector del diapiro de Zarautz ha constituido un umbral que ha obstaculizado la sedimentación en repetidos momentos de la formación de la CTTG. En el caso de la secuencia de Saricola sus materiales han podido superar dicha estructura, aunque la cuenca estaba lo suficientemente elevada hacia el E como para impedir el depósito de las facies Saricola en esta área.

La litología es cuarzo-arenítica y muy frecuentemente, sobre todo en sus zonas más proximales (Saricola), se encuentran granulometrías extremadamente gruesas que llegan a microconglomerado e incluso conglomerado, siendo ello un criterio característico de dicha secuencia. Desgraciadamente los

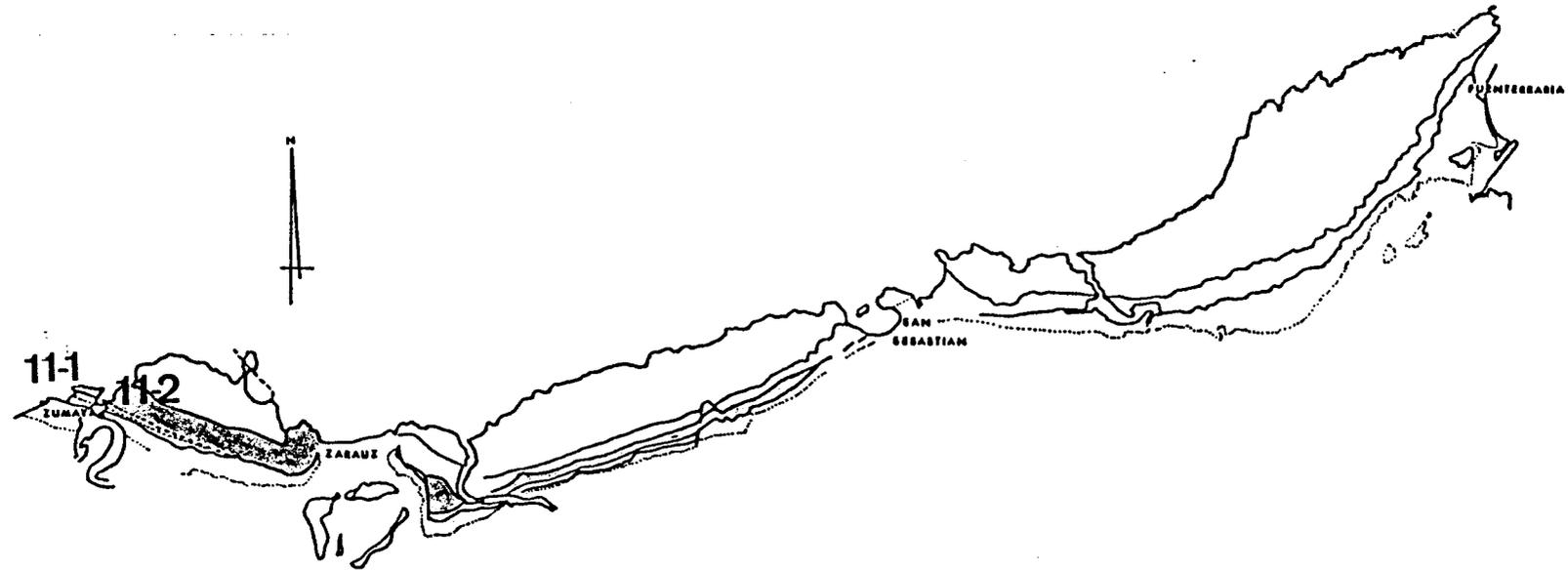


fig. 6 Secuencia deposicional de SARICOLA 
Situación de las columnas

términos más proximales no presentan tan buen afloramiento aunque su morfología puede seguirse sin ningún problema sobre el terreno y fotogeológicamente desde Orio hasta pocos Km al E de Ibaeta. En este lugar tras ir incrementando progresivamente el contenido de pelita a la vez que disminuyendo la proporción de arenisca, se pierde por "overlap" contra las facies danienses.

Al W del diapiro de Orio dicha secuencia es cartografiable entre Zarautz y Zumaia (comunicación personal de M. ZAPATA, C.G.S.): se dispone entre la Punta Iterico en donde, junto con toda la serie ha sido fuertemente incurvada e invertida, pasando hacia el W a estar casi vertical, hasta aproximadamente entre los Km 26 y 26,600 de la carretera San Sebastián-Bibao. igualmente, junto al margen W de la desembocadura del Urola, aflora dando los resaltes morfológicos de la Punta Mariantón.

En el extremo septentrional de la playa de San Telmo (Punta Mariantón) y en el punto kilométrico indicado anteriormente, dada la excelente calidad de los afloramientos, se han levantado dos columnas estratigráficas detalladas que se presentan con los nºs 11-1 (parte superior) y 11-2. En ambos casos las facies son ya relativamente distales con respecto a las observadas en la localidad de Sericola y siempre corresponden a las partes no canalizadas del sistema de acumulación de abanico externo. Estas facies más distales tienen un espesor total de 300 m cuyo aspecto general es pelítico areniscoso: 43% de arenisca y un contenido en hemipelagita relativamente bajo con respecto al que poseen las dos secuencias de San Telmo y Fuenterrabía. Los estratos son D_1 y D_2 fundamentalmente aunque en los grupos de capas más areniscosos existen con relativa abundancia C_2 y B_1 .

La geometría de las capas a escala del afloramiento manifiesta una marcada disposición tabular plano-paralela y la organización secuencial no es siempre evidente, observándose por lo general una marcada tendencia acíclica que va acompañada por una proporción de arenisca inferior al 35% y facies D_2 y D_3 .

Cuando existe organización secuencial es siempre de orden métrico negativa y en función del contenido de arenisca se establecen dos tipos: (a) ciclos cuyo porcentaje de arenis-

ca es entre el 40% y 50% y (b) grupos que superan el 50%, llegando incluso al 90%. Estos últimos tienen las facies más densas (C_2 en muchas ocasiones) y normalmente corresponden a las capas o grupos de ellas con mayor espesor (360 cm como máximo en las capas individuales y un máximo de 12 m en conjunto de ellas). Las granulometrías, oscilan entre finas y medias, esta últimas con relativa frecuencia en las " T_K^{BT} ".

En este caso (b) se ordenan en ciclos de compensación ("sensu" MUTTI & SONNINO, 1981) no siempre evidentes a primera vista.

Por la posición de los cantos blandos de estas capas " T_K " y, siguiendo las ideas de MUTTI & NILSEN (1981), las corrientes que generaron dichas facies llevarían ya un cierto recorrido a través del sistema deposicional puesto que en la mayoría de los casos se encuentran "congelados" en la interfase densa-diluída de cada una de estas capas, tan solo muy localmente se encuentran dando "nubes" ascendentes o dispersos en la parte areniscosa densa y no se observa más de una generación. Por todo ello su posición en el sistema, no sería excesivamente distal.

Respecto a la procedencia de estas facies cabe indicar que según van VLIET (1982), dadas las características petrográficas analizadas en los afloramientos de Saricola y por analogía composicional con las areniscas superiores (secuencia de Cabo Higer en el presente trabajo, apartado 2.7), el área de alimentación se establecía en el N, aunque, como indica el mismo autor, no se habían podido medir paleocorrientes debido a la mala calidad de los afloramientos. Por lo que a nosotros respecta y una vez establecida la secuencia entre Zarautz y Zumaia, aunque el análisis se haya efectuado en facies relativamente distales, las paleocorrientes, con un total de 32 medidas, muestran una dispersión entre $N270^\circ$ y $N 300^\circ$, siendo las más frecuentes $N280^\circ-285^\circ$ con lo que situamos el área de alimentación en el ESE de Saricola.

En lo concerniente a la interpretación ambiental de estos sedimentos, cabe indicar que corresponden a las partes no canalizadas de un sistema turbidítico. Este desarrolla sus facies más proximales, lóbulo, en las inmediaciones de

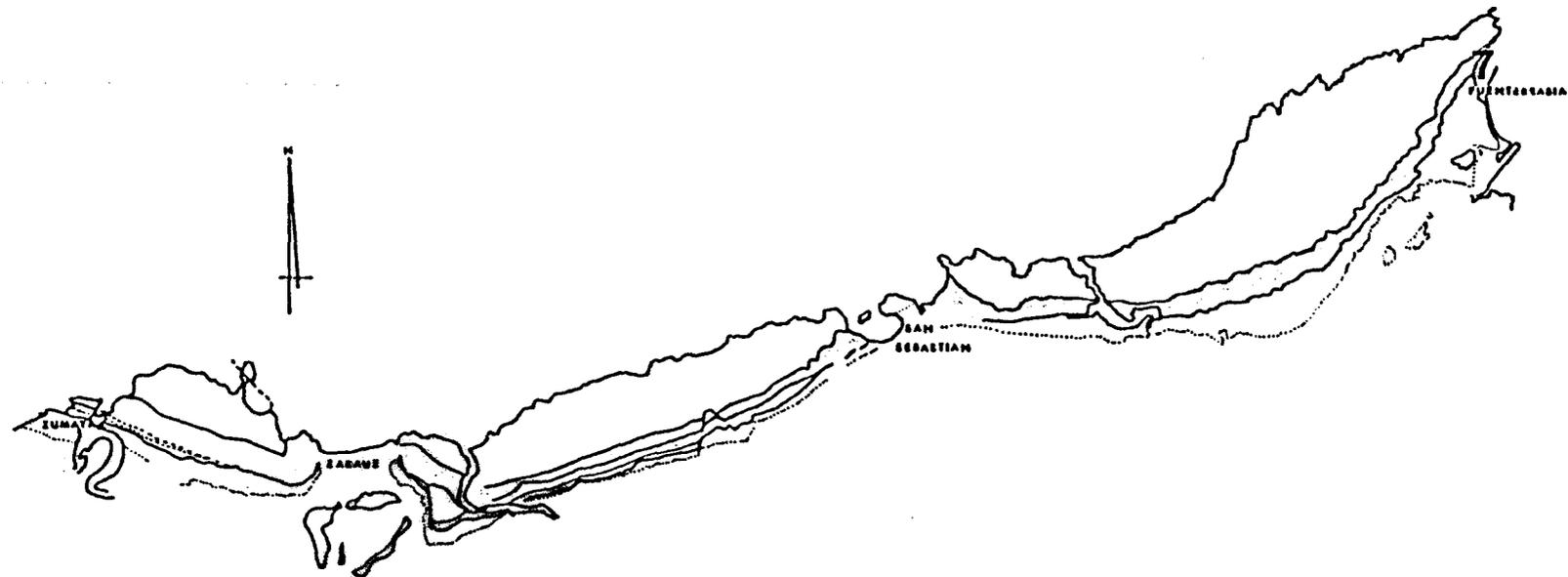
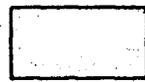


fig. 7 Secuencia deposicional de FUENTERRABIA

Situación de las columnas



Zarautz-Saricola. Tanto hacia el E, hasta Ibaeta, como hacia el W, Punta Mariantón, evoluciona dando facies más distales de franja de abanico y llanura abisal. Estas últimas podrían representar las partes laterales del abanico que se asocian en vertical con lóbulos no excesivamente bien desarrollados. Respecto a la supuesta progradación de estas facies, indicada por van VLIET (1982), por nuestra parte no tenemos argumentos para firmarla, aunque, en función de los estudios recientes efectuados en otros sistemas, nos inclinamos más en favor de la génesis de estos ciclos de facies por migración lateral que por progradación.

Por último y respecto al sistema en su conjunto cabe indicar que: (1) Dada la granulometría que en muchos casos es extremadamente gruesa, (2) las dimensiones del abanico, cuyos lóbulos como máximo superan en algo los 12 Km en corte normal a las paleocorrientes y (3) los cambios laterales de facies que son muy rápidos llegando a dar términos distales como son los de la llanura abisal dentro de estos 12 Km mencionados, interpretamos dicho sistema como de BAJA EFICACIA DE TRANSPORTE ("sensu" MUTTI, 1979). Utilizando una nomenclatura más moderna preferimos incluirlo en el tipo 2 de MUTTI (en prensa) puesto que los asocia a la posición relativa del nivel del mar, que en este caso correspondería a una fase de "lowstand" de rango intermedio.

3.3.- Secuencia de FUENTERRABIA (fig. 7)

Se dispone con la base disconforme en el sector comprendido entre el diapiro de Zarautz y el Cabo Higuer. Desde Ibaeta hasta el extremo oriental aflorante de la cuenca se instala sobre las "capas rojas" danienses dando así la base de la serie turbidítica en este área. Hacia el W de la localidad anteriormente mencionada y hasta el diapiro se encuentra sobre la secuencia de Saricola.

Su espesor oscila entre 250 y 300 m y sus facies son muy características y predominantemente pelíticas. La fracción arcillosa supera el 55% del espesor total y se alterna con capas areniscosas cuya proporción es del 28% y capas de sedimentación autóctona hemipelágica muy abundantes, 27%.

Al ser predominantemente pelítica no presenta buenos afloramientos que por lo general están cubiertos por la vegetación y, con el fin de analizar la facies, muy monótona en toda la cuenca, se ha seleccionado el tramo accesible que aflora junto al N de la localidad que da el nombre a la secuencia, y se ha procedido al estudio detallado que se presenta simplificado gráficamente en la columna nº 7.

Por lo general las facies areniscosas son diluídas aunque en ocasiones tengan un considerable espesor (llegan hasta 100 cm como máximo) y generalmente muestran secuencias de BOUMA incompletas que, junto con la proporción relativa de la arcilla del intervalo "e", permiten atribuir las a facies D_1 , D_2 y D_3 , siendo relativamente frecuente encontrar alguna C_2 localmente, y muy abundantes G de sedimentación autóctona que en ocasiones llegan hasta los 80 cm de espesor en una sola capa como máximo, aunque lo más frecuente es encontrar estas capas con espesores finos y medios.

En todos los afloramientos se observa una muy marcada tabularidad tanto en las capas areniscosas, pelíticas o hemipelágicas y en el detalle la base de la capa areniscosa, siempre muy neta, en muchas ocasiones se amalgama con la capa hemipelágica anterior. Por el contrario es muy frecuente encontrar la parte superior de la capa areniscosa perfectamente transicional hacia su capa pelítica y ello va acompañado en muchas ocasiones con el establecimiento en esta zona de tránsito de la laminación paralela de bajo régimen de flujo. Igualmente se observa que en estas capas la deformación de las láminas por escape de agua "sensu" LOWE (1975) es frecuentemente muy intensa.

Respecto al análisis secuencial no se ha observado en ningún caso ciclicidad de ningún tipo, manifiesta a escala del afloramiento y, respecto a sus paleocorrientes dan un sentido entre $N250^\circ$ y $N255^\circ$.

Debe indicarse que este conjunto se ve fuertemente afectado por la estructura diapírica de Zarautz puesto que sus facies a pocos Km del W de Orio desaparecen, no estando representadas en el sector occidental de la cuenca donde la secuencia superior de Cabo Higuer reposa directamente sobre la de Saricola. Ello quiere decir que en el momento Fuente-

rrabía, el sector últimamente mencionado actuaría de umbral a partir del diapiro.

La interpretación propuesta para los sedimentos aquí analizados es de facies de llanura abisal la cual se vería afectada en ocasiones por avenidas que han efectuado "by passing" de todo el sistema con suficiente carga para llegar a las áreas más externa teniendo capacidad suficiente como para dar aún facies relativamente densas (C₂).

De todos modos debe indicarse que las facies más proximales de franja de abanico, lóbulo, etc....., no afloran y se encuentran erosionadas en el sector oriental de la cuenca. Ello impide estudiar este sistema turbidítico de forma más exhaustiva, pero, por comparación con facies similares de otras cuencas mejor estudiadas y completas como es la del Grupo de Hecho (partes distales de las secuencias de Banaston-Fiscal y Gerbé Cotefablo, que forman la antiguamente denominada llanura submarina de Ansó), el sistema de Fuenterrabía puede ser incluido típicamente en los de ALTA EFICACIA DE TRANSPORTE ("sensu" MUTTI op.cit.) o lo que es lo mismo utilizando nomenclatura más moderna de tipo 1.

3.4. Secuencia de CABO HIGUER

El límite inferior de esta secuencia es la disconformidad que, al W del diapiro de Zarautz, se sitúa en el techo de la Secuencia de Saricola, mientras que al E se encuentra a techo de la Secuencia de Fuenterrabía.

El límite superior normalmente no se observa en superficie y está cubierto por el mar, aunque, localmente, se ha observado una discordancia angular visible, en días de extrema claridad atmosférica, desde el faro de la Plata, y situada en la zona inaccesible del campamento militar de monte Jaitzkibel, en las inmediaciones de la Punta Turri-lla.

Los materiales aquí analizados poseen el máximo volumen arenoso de la cuenca y sus facies, son en el detalle, diferentes entre el extremo oriental y el occidental; con-

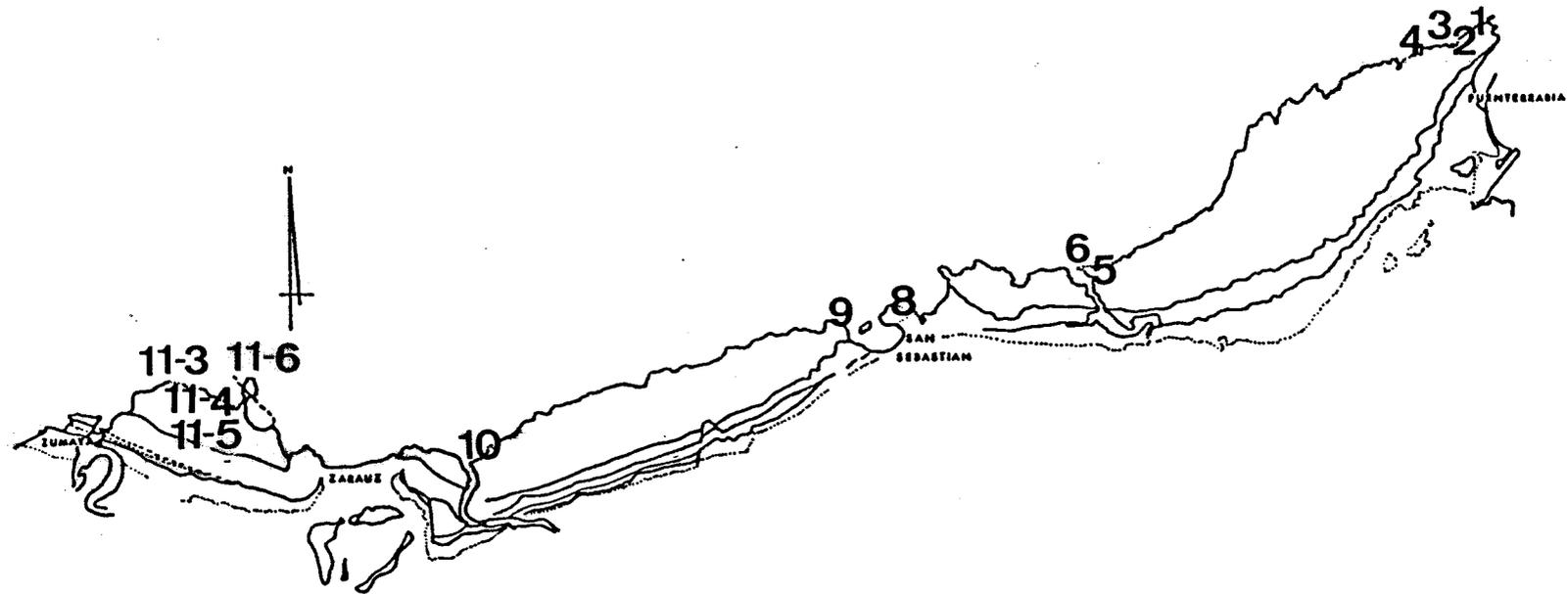


fig. 8 Secuencias deposicionales de CABO HIGUER y PUNTA
 ARANDO-GUETARIA
 Situación de las columnas

sideradas en su totalidad, son más proximales las primeras que las últimas.

Como se indica anteriormente las facies de esta unidad son predominantemente areniscosas, concretamente cuarzo-areníticas con cemento carbonatado que en el sector del Cabo Higuer (areniscas de Jaitzkibel, en denominación antigua) alcanzan un espesor de 1.100 m. Dicho espesor es variable en función de la línea de costa aunque, como datos indicativos apuntamos los 1000 m que alcanza en Orio (Areniscas de Mendizorrotz, antiguamente) y 1.500 en la serie clásica que se encuentra en la carretera de San Sebastian-Bilbao entre Zumaia y Guetaria.

En general los afloramientos son de baja calidad, cuando existen, en el interior, pero óptimos a lo largo de toda la costa. En ella y con el fin de efectuar el análisis detallado de las facies se han medido un total de 2.367 estratos turbidíticos que se presenta simplificados en las columnas nºs 1,2,3,4,5,6,8,9,10,11-3, 11-4, 11-5 y 11-6.

Con la intención de agilizar la exposición de los resultados dividimos la secuencia en dos bloques: el primero comprende el área situada entre el diapiro mencionado y el Cabo Higuer, mientras que el segundo abarca fundamentalmente el análisis de la sección Zumaia-Guetaria (nºs. 11-3 11-4, 11-5 y 11-6.

3.4.1.- Las facies del sector oriental de la secuencia de CABO HIGUER

Son las más areniscosas y comportan también un mayor predominio de capas gruesas ("T_k"). Su base se ha estudiado en dos cortes parcialmente correlacionables tanto por su posición estratigráfica como por sus ciclos fundamentales de compensación y finalmente por correlación capa-a-capo cuanto menos a partir de las que poseen un espesor superior a la clase fina.

Ambos cortes mencionados se sitúan en San Sebastian.

Uno, nº 8, en el Paseo Nuevo al pie del Monte Urgull y el otro, nº 9, en el extremo NW de la playa de Ondarreta.

Se han medido un total de 176 m, que contienen 381 estratos turbidíticos, con el 75% de arenisca. la proporción

de hemipelagita es relativamente alta y como media es del 5% aunque existen determinados tramos que superan el 10%.

Las facies encontradas pueden clasificarse como D_1 , D_2 , D_3 y C_2 que mantienen una tabularidad y paralelismo a escala del afloramiento muy acusada. Por lo general se ordenan formando ciclos de compensación de orden decimétrico y métrico aunque, sobre todo hacia la parte alta de las columnas se observa una ciclicidad de rango superior, esto es, ciclos de facies negativos de orden decamétrico. La cuantificación de las paleocorrientes oscila entre $N250^\circ$ y $N 230^\circ$ en la n° 8 mientras que en la n° 9 entre $N 260^\circ$ y $N 300^\circ$. Tales medidas no se han ajustado respecto a su reconstrucción palinspástica con lo que adquieren un valor puntual para comparaciones en una misma vertical.

La interpretación dada a estas facies es de lóbulo deposicional.

Por encima de estas facies aunque más hacia el E, en el monte Jaitzkibel, se han medido las 6 columnas restantes numeradas correlativamente del n° 1 al n° 6.

En este sector dominan las facies areniscosas y lógicamente las capas " T_k ". Frecuentemente se supera el 70% de arenisca, existiendo abundantes tramos de orden decamétrico que llegan al 90%. En estos último el n° de capas de arenisca por cada m de serie es muy bajo oscilando entre 1,10 y 1,30 c/m.

Las facies observadas son D_2 y D_1 predominantemente en cuanto al n° total de estratos, aunque existen abundantes B_1 , D_3 y localmente C_2 y B_2 .

La geometría de estos conjuntos es generalmente plano-paralela a escala del afloramiento, aunque tal disposición se ve alterada en ocasiones, normalmente asociadas a las facies más densas y dando fenómenos de "scour-and-fill" que comportan techo plano y base cóncava muchas veces amalgamada con la capa areniscosa infrayacente. De tales fenómenos de canalización son muy abundantes los que alcanzan una profundidad máxima entre 1 y 2 m, con una escala de anchura que en ocasiones se aproxima a la decena de metros, aunque existan de mayor escala (proximidades del sector E de la punta Turrilla, por ejemplo).

Hay casos en los que estos fenómenos de canalización tienen asociadas lateralmente en los márgenes facies tractivas puras como son las B₂ o bien facies con estratificación cruzada de gran escala y bajo ángulo con "drapes" de cantos blandos que acusan mayormente la estratificación cruzada. Ambos casos tienen una granulometría que como mínimo es media.

Las facies B₂ tienen unas paleocorrientes que indican una divergencia próxima a 45° con respecto a las generales y se interpretan, al igual que en otros casos descritos en la literatura (MUTTI, et al., 1981, por ejemplo), como depósito de "over-bank" de estas canalizaciones por las cuales han circulado un número bajo de corrientes puesto que nunca se han visto depósitos de "lag" o facies típicas de canal más o menos permanente.

Respecto a las estratificaciones cruzadas de gran escala y bajo ángulo podrían interpretarse de varias maneras: por un lado según van VLIET, 1982, representarían depósitos de acreción lateral aunque no indica ligada a qué. Por nuestra parte, en uno de los casos (localizado en la zona media de la columna nº 4) nos inclinamos a pensar que se trata de un depósito de "levee", aunque en otros casos con mayor margen de duda no descartamos la posibilidad de que se trate de "point bars" turbidíticas.

Todas estas facies indicadas anteriormente se asocian verticalmente con otras en las que destaca el paralelismo y tabularidad que poseen. En ellas se observan dos tipos de unidades de orden decamétrico en función del contenido de arenisca y ciclicidad: un primer tipo predominantemente arenisco cuyas capas máximas pueden llegar a la clase muy gruesa, comportan ciclos de compensación, mientras que el segundo, arenisco-pelítico y capas entre muy finas y medias por lo general tiene ciclicidad negativa de orden decimétrico a métrico también de compensación y normalmente de la del tipo observado en las franjas de abanico.

Los grupos de capas hasta ahora descritos se asocian en vertical dando ciclos de facies con tendencia a ser negativos.

Los términos inferiores están formados por facies de

franja de abanico, pasando, en vertical a las de lóbulo y, en el techo, las facies son de transición canal-lóbulo. En resumen, dicha asociación corresponde a lóbulo deposicional.

3.4.2.- Las facies del sector occidental de la secuencia de CABO HIGUER: La sección entre Zumaia y Guetaria.

Saliendo de la localidad de Zumaia, en dirección hacia San Sebastián, una vez superados los sedimentos de la secuencia de Saricola, cuyo techo se sitúa en el barranco de Aizkizu, se encuentran unas facies predominantemente pelíticas que, aunque inaccesibles por su escarpe y el muro de contención instalado en su parte baja, permiten se atribuidas a facies distales que normalmente no muestran ciclicidad, aunque muy localmente se observa tendencia a formar ciclos negativos como máximo de unos 50 cm.

Tales facies pueden "a priori", interpretarse como "llanura abisal" relativamente proximal pues todavía se nota la influencia de la franja de abanico(?).

Sobre ellas se han medido 215 m de serie en las inmediaciones del Km 25 y a partir de las proximidades de la Punta Izustarri (columna nº 11-3). Dicha sección contiene un total de 662 estratos turbidíticos en facies predominantemente areniscosas: 64% de arenisca. Se han encontrado facies D₁, D₂ y D₃ totalmente dominantes en la serie aunque muy localmente se han encontrado C₂.

Los estratos se disponen dando un paralelismo y tabularidad muy acusado a escala del afloramiento, apareciendo con una frecuencia de 5 de ellos por cada metro de serie.

La organización secuencial fundamental es muy evidente y comporta ciclos negativos de compensación de escala decimétrica y métrica. Tales ciclos están formados por entre 2 y 6 capas areniscosas.

Las paleocorrientes muestran un sentido prácticamente constante hacia N 330°.

Tales sedimentos se interpretan como pertenecientes al sistema no canalizado, más concretamente, facies de lóbulo medio y distal.

Sobre estas facies y tras 25 m que no afloran, aunque se suponen areniscosos en sentido amplio, se han estudiado en detalle las capas medias desde las inmediaciones de la Punta Iruarriundieta hasta las inmediaciones del Km 23 y que se presentan simplificadas en las secciones n^o 11-4.¹¹⁻⁵ Estas son mucho más areniscosas que las anteriores, tienen el 83% de arenisca, abundantes T_K BT y, como promedio, se encuentran 3 capas de arenisca por cada m de serie.

Las asociaciones de facies encontradas son D₁, D₂, D₃, B₁ y alguna C₂.

Las superficies de las capas, por lo general son plano-paralelas aunque, en las más gruesas, son abundantes los fenómenos de "scour-and-fill" que respecto a los descritos en el Cabo Higuer presentan mucha mayor abundancia de "mud drapes scour" asociados a capas turbidíticas TBT diluídas que, en la base de la canalización se adaptan a la geometría de esta y hacia techo van compensando el relieve de la depresión creada hasta restablecer, en ocasiones, la horizontal. Estas canalizaciones, llegan a alcanzar los 3 m de profundidad y no van asociadas en ningún caso a capas tractivas B₂, a depósitos residuales ("lag"), ni tampoco a algunas de las facies descritas en la literatura clásica fundamental, de canal permanente.

Por lo general todas estas facies descritas se organizan en ciclos de compensación y las paleocorrientes indican un sentido dominante hacia N 290°.

Se interpretan como lóbulo deposicional, al igual que hicieran KRUIT et al. (1975) y van VLIET (1982).

Teniendo en cuenta el conjunto de facies hasta ahora descritas en esta secuencia desde su base, podría suponerse que forman un megaciclo de facies progradante. por nuestra parte nos acogemos a una postura prudente respecto a ello, a parte de que no existen facies de canal cerrando la secuencia, teniendo en cuenta los trabajos más recientes que han analizado este proceso en las facies no canalizadas de varios sistemas diferentes (MUTTI et al., 1978; RICCI LUCHI & PIGNONE, 1978; WALKER, 1980 en NILSEN; HISCOTT, 1981; MUTTI & SONNINO, 1981; MUTTI, 1983; REMACHA, 1983) el problema que comporta tal afirmación en función de tan solo el análisis vertical es muy complejo, sobre

todo teniendo en cuenta que el proceso dominante en la acumulación de sedimentos turbidíticos es la acreción vertical. Como indica MUTTI (1984, en prensa) el problema radica en si estos ciclos son producidos por mecanismos autocíclicos o alocíclicos, o una combinación de ambos. Se ha visto que en el caso estudiado, al poseer ciclos de compensación existen procesos autocíclicos y por ello la supuesta progradación no puede ser excesivamente importante y, bajo nuestro punto de vista, preferimos inclinarnos por migración lateral más pequeñas variaciones del nivel del mar de escala menor. Al respecto cabe indicar que en detalle se han observado algunos susceptibles cambios bruscos de facies muy poco manifiestos, como por ejemplo en la base de las facies de lóbulo medio y distal de la columna 11-3 y en la base también de las facies de la 11-5. Ello podría ir acompañado a la vez de migración lateral del sistema pero, en definitiva, no se puede afirmar que exista progradación, mucho menos teniendo en cuenta todas las facies de la secuencia completa.

3.4.3.- Posible individualización de una secuencia superior al Cabo Higuer: Secuencia de Punta Arando-Guetaria.

Deliberadamente, en las descripciones anteriores no se han incluido los análisis efectuados en el extremo NE de la ría de Pasajes, parte superior del margen derecho de la ría del Oria, ni las observaciones de las pelitas de Guetaria y base de las areniscas de la Punta Izarri.

En la Punta Arando Dundio, al N de Pasajes de San Juan se han medido los últimos 239 m de serie accesible (columnas 5 y 6) que contienen 485 estratos turbidíticos y forman ciclos de facies de escala decamétrica. Todas ellas son con tendencia negativa y el primero en la base, aunque cubierta comporta unos 20 m de facies pelíticas, raras veces aflorantes pues se hallan cubiertas por vegetación en su casi totalidad. Por ello verificar una descripción detallada es casi imposible.

Los 12,4 m del ciclo más inferior se hallan cubiertos por vegetación (facies pelítico-areniscosas), el resto, 4,84

m se ha medido en detalle. En él predominan las facies D_1 , D_2 y D_3 aunque existe en mucha menor proporción, algunas capas de facies G. Su geometría es plano-paralela a la escala del afloramiento y las capas se ordenan en ciclos negativos de compensación con espesores de orden decimétrico e incluso métrico.

Se le superpone un ciclo de 82 m de facies predominantemente areniscosas, formando un macrociclo de facies negativo. Las facies dominantes son asimismo D_1 , D_2 y D_3 y, raras y localizadas en la parte inferior, C_1 y G.

Las capas presentan contactos plano-paralelos con algunos fenómenos de amalgamación. Se ordenan en ciclos de menor rango, de orden decimétrico, métrico o decamétrico.

Cabe la posibilidad de individualizar como tal un ciclo compuesto por ciclos de menor rango de compensación con una capa tractiva de tipo B_2 . No obstante en la morfología del terreno y asimismo en la columna podría hasta cierto punto considerarse como integrante del infrayacente.

Se le superpone un ciclo negativo de 30,2 m de espesor, predominantemente areniscoso. Las capas poseen facies D_1 , D_2 y D_3 y G y raras veces B_1 . Presentan raras amalgamaciones que afectan a lo sumo a dos capas. Este macrociclo puede subdividirse en ciclos de menor rango de compensación.

El último ciclo medido presenta un espesor de 51,2 m. Es fundamentalmente areniscoso y sus capas presentan facies D_2 y D_3 prácticamente en su totalidad. Están limitadas por superficies plano-paralelas en la parte inferior y en la superior abundan las superficies erosivas con fenómenos de amalgamación.

Cabe señalar que, a este último ciclo se le superponen, además, 12 ciclos de rango superior, negativos que por su inaccesibilidad no han podido ser medidos y que observados de "lejos" presentan características similares a los anteriores. Nosotros los consideramos como formando parte de esta misma secuencia deposicional.

El techo de la misma lo formaría la discordancia que en las puntas de Mitxitxola-Arkarle se observa desde el faro de La Plata a Pasajes.

3.4.4.- Discusión sobre el modelo de facies de la sección de CABO HIGUER-Punta Arando.

A juzgar por las paleocorrientes medidas y de acuerdo con los datos expresados en KRUIT et al. (1975) y van VLIET (1982), el área de alimentación de esta serie turbidítica se situaba al N del Cabo Higer. Los datos de paleocorrientes, los autores antes citados y los del presente informe, indican que estas sufren una fuerte inflexión, pues desde orientarse de N a S en el sector más oriental pasan gradualmente a E-W en el occidental. Ello es debido a la paleogeografía de la cuenca en el momento de su sedimentación.

Estas turbiditas se depositaron en un sistema deposicional no canalizado. Correspondería a lóbulos de un conjunto turbidítico situado más al N. Estos lóbulos poseen la parte más proximal en Cabo Higer y se extenderían hacia el W variando gradualmente de facies. Su tránsito a verdaderas facies de llanura abisal no aflora y posiblemente se halla en la plataforma actual del Cantábrico. La proximalidad de los lóbulos, aparte de un aumento en el porcentaje de arenisca y el engrosamiento de las capas, se manifestaría por la presencia de estructuras de "scour and fill", amalgamaciones y de facies tractivas.

El sistema en el cual se depositaron estas series podría asimilarse a un aparato de ALTA EFICACIA DE TRANSPORTE ("sensu" MUTTI, 1979).

Dentro de una concepción más moderna de las turbiditas y siguiendo la clasificación que propone MUTTI (en prensa) al relacionarlos con la posición relativa del nivel del mar, correspondería al tipo 1. Es decir depositados a una fase de "lowstand". El nivel político de Pasajes, que separa la serie de Cabo Higer de la de Punta Arando se habría depositado en un momento de nivel del mar relativamente más alto ("higstand"). Ello justificaría la división, aquí propuesta en dos secuencias deposicionales: secuencia de Cabo Higer y secuencia de Punta Arando-Guotaria depositadas en un momento de fuerte bajada del nivel del mar separadas por turbiditas de facies finas sedimentadas en un momento en el que el nivel del mar se hallaba relativamente más alto.

3.5. Turbiditas del sinclinorio de BILBAO

La hoja 1/200.000 (BILBAO) abarca gran parte del sinclinorio de Bilbao. No obstante la mayor parte de sus afloramientos son reducidos y las rocas muy alteradas. Ello ha obligado a medir a lo largo de la pista que asciende al monte Oiz desde el Km 35 de la carretera de Arruchua-Guerricaiz, una serie completa atendiendo sólo a las características generales y, luego, de cada una de las partes, con motivo de definir los tipos de facies, al levantamiento de pequeñas series muy detalladas (columna 12 -general- y 12a, 12b, 12c, 12d, 12e, 12f y 12g -de detalle-).

La base de la serie terciaria del sinclinorio de Bilbao lo constituyen las calizas rojizas danienses. La serie, por sus facies, puede dividirse en cinco niveles:

a) 400 m de estratos predominantemente entre 0,5 y 5 cm; de facies D1, D2 y raras de D3, con una gran abundancia de hemipelagita. En la parte alta se intercalan dos lóbulos o franja de lóbulo. Aparte de estos lóbulos que se organizan en sendos ciclos negativos, la serie es acíclica. En conjunto estos materiales se han interpretado como depositados en un medio de llanura abisal (basin plain).

b) 200 m de estratos de entre 5 y 30 cm, llegando incluso, pero raramente, a 60 cm. Aproximadamente la arenisca y la pelita se distribuyen en mitad y mitad. Las facies más frecuentes son D1, D2 y raras las D3. Se organizan en ciclos negativos de escala decimétrica y métrica. El conjunto se interpreta como la sucesión de franjas de lóbulos (fan fringe).

c) 100 m de estratos predominantemente entre 3 y 4 cm; de forma esporádica pueden alcanzar hasta 80 cm. En esta serie abunda la hemipelagita que puede suponer el 30% del total. Se han interpretado como sedimentos de llanura submarina (basin plain).

d) 200 m. Domina claramente la arenisca (70%) sobre la arcilla. Las capas poseen un espesor de hasta 1,5 m. Son por lo general gruesas. Poseen en su mayoría facies D2. A veces presentan fenómenos de scour and fill, amalgamaciones, abundantes escapes de agua y, localmente, facies tractivas de tipo B2. Se

han interpretado como lóbulos proximales (lobes).

e) Potencia no evaluada de un nivel formado por areniscas gruesas a microconglomeráticas, con estratificación de gruesa a masiva y con una muy reducida continuidad lateral de las capas (lóbulos proximales?).

En conjunto esta serie presenta una acusada similitud con la columna de Zumaia-Guetaria publicada por van VLIET (1982) en su tesis. Teniendo en cuenta este paralelismo y atendiendo a la reducción de la serie general por su base, la correlación más probable es: El nivel a) equivalente a la secuencia de Fuenterrabía. El nivel b) a la de Cabo Higuer. El nivel c) al nivel pelítico de Pasajes. Y el nivel d) a la secuencia de Punta Arando.

4.- EVOLUCION GENERAL DE LA CUENCA Y CONCLUSIONES

Este apartado consta de dos partes. En la primera se sintetizará la evolución de la cuenca a través del tiempo en base a las secuencias deposicionales diferenciadas (fig. 9). En la segunda se intenta establecer un paralelismo temporal entre estas secuencias y las que se han distinguido en la cuenca turbidítica pirenaica (Hecho Group) (cuadro fig. 10), y los sedimentos coetáneos a la CTTG en el offshore

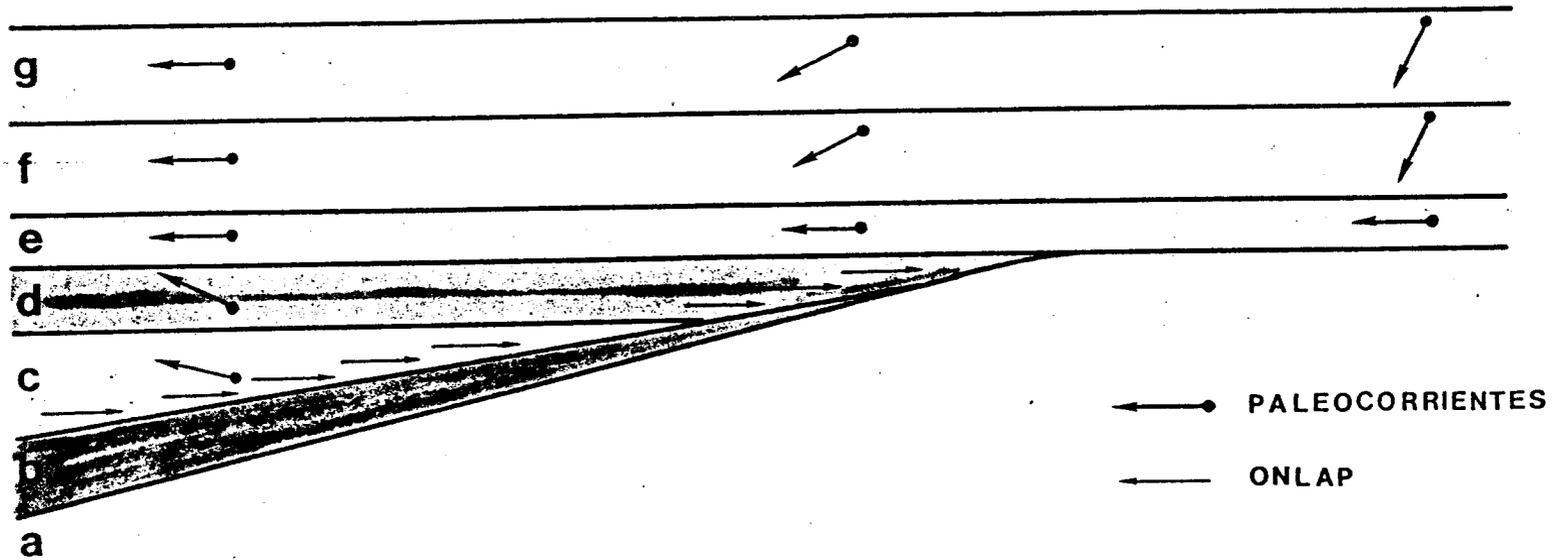
4.1.- Secuencias deposicionales (fig. 9)

La cuenca sedimentaria eocénica del País Vasco se compone de una sucesión de unidades litoestratigráficas paraconformes con una litología y facies que las caracterizan. Estas unidades han sido depositadas en áreas de sedimentación profunda a excepción de los más inferiores que han sido interpretados como de plataforma.

1) El final del Cretácico en el área Cantábrica se caracteriza por una fase tectónica (?) causante de un fuerte diapirismo sinsedimentario. Esta fase diapíritica influye directamente en la sedimentación del Cretácico superior, Paleoceno y comienzos del Eoceno y posiblemente su manifestación morfológica es la causante del "onlap" de las secuencias inferiores sobre las calizas "danienses". A juzgar por la desaparición de la Unidad de Fuenterrabía en el sector de Guetaria Zumaia el diapiro, durante el tiempo de deposición de esta unidad, corresponde tan solo a un alto morfológico que ejercía el papel de obstáculo a la sedimentación turbidítica. En las unidades suprayacentes no se han observado características sedimentológicas y estratigráficas que denuncien su actividad.

2) El final del Cretácico y comienzo del Paleoceno se caracteriza por la sedimentación de una alternancia de calizas y margas. El tramo basal Paleoceno, formado por las denominadas "calizas danienses" está integrado por calizas y margas rojizas bioturbadas y con estratificación mediana. Sobre estas calizas rojizas yace la serie caliza de la secuencia de San Telmo inferior. Estas calizas y margas grises de San Telmo

W-E



N-S

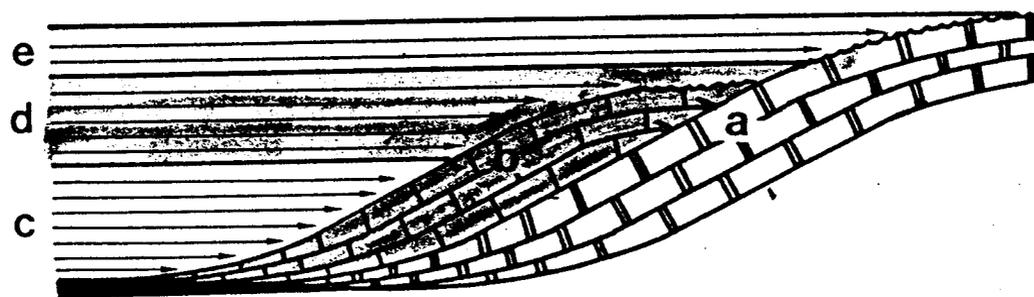


Fig.9

Fig. 9-1 Esquema de las secuencias deposicionales del Eoceno de Gupúzcoa: a.- Plataforma carbonática "daniense". b.- Plataforma carbonática de San Telmo inferior. c.- Secuencia de San Telmo superior. d.- Secuencia de Saricó-la. e.- Secuencia de Fuenterrabía. f.- Secuencia de Cabo Higuer. g.- Secuencia de Punta Arando-Guetaria.

Fig. 9-2 Esquema interpretativo de las unidades inferiores.

inferior podrían corresponder a una parte distal de la plataforma caliza que forma el denominado grupo o secuencia de Ager o calizas con Alreolinas, tan características en el resto del Prepirineo.

3) La aparición de abundante material siliciclástico en la cuenca marca el inicio de una nueva secuencia deposicional. Está caracterizada por conjuntos de capas delgadas a las que se intercalan, esporádicamente, otras de gruesas. Las paleocorrientes indican una dirección de transporte del E SE hacia el W NW. Es a partir de esta secuencia y durante el resto del Eoceno que la cuenca es de sedimentación profunda. No obstante, esta secuencia se habría depositado en un momento de mar alto relativo.

4) Sobre la secuencia de San Telmo superior descansa un conjunto de materiales siliciclásticos gruesos con un componente microconglomerático característico. Las facies son de lóbulos que rápidamente (12 km) pasan a franja del mismo y a facies de llanura abisal (secuencia de Saricola). Las paleocorrientes indican un transporte de E a W, aunque presumiblemente la procedencia de los mismos debiera ser del S (paralelizando con el Grupo Hecho, unidad de Torla-Fosado). Posiblemente corresponde a pequeños sistemas, mal desarrollados, de abanicos submarinos profundos en relación con sistemas de abanicos aluviales (fan deltas) (?). Dada su composición feldespático silícea nada tendría de extrañar que su primera área fuente fuera un macizo ocupado por las arenas de Útrillas.

5) Sobre ella descansa un paquete de sedimentos de facies iguales a lo largo de todos los afloramientos calificados de llanura abisal y con procedencia del E (secuencia de Fuenterrabía). Estas paleocorrientes proceden de las capas de areniscas más gruesas que posiblemente hicieron by-passing de un sistema de abanicos submarinos desarrollados en áreas más orientales (lóbulos de Broto?).

6) Y, finalmente, se depositan el conjunto de turbiditas de la unidad del Cabo de Higuer. Corresponde a un conjunto de lóbulos deposicionales procedentes del N y cuyas paleocorrientes se inflexionan al llegar a la cuenca para orientarse E-W, es decir, paralelamente a la cadena pirenaica. Está formada por

lóbulos deposicionales en su parte proximal en el E pasando a puntos más distales hacia el W. Se depositaron en un momento de mar bajo y pueden asimilarse al tipo I de MUTTI (en prensa). Presentan no obstante algunas características típicas del tipo II. Son correlacionables con las facies de la unidad Jaca-Fiscal del Grupo de Hecho

En esta serie cabría la posibilidad de distinguir dos secuencias deposicionales: la inferior del Cabo de Higuer y la superior de Punta Arando-Guetaria separadas por el nivel fundamentalmente pelítico de Pasajes. Con reservas, podría correlacionarse con el momento deposicional de la unidad Ainsa-Morillo-Guaso en el Grupo Hecho.

En la parte más alta aflorada sobre el sistema superior de lóbulos descansa uno (único aflorado en las puntas Mitxitxola-Arkarle) en franca discordancia angular. Posiblemente esta discordancia marca el límite de una nueva secuencia.

4.2.- Correlación entre las turbiditas del País Vasco y las secuencias de la cuenca de Ager-Jaca-Pamplona (cuadro fig. 10).

1) La unidad del San Telmo inferior equivaldría a las calizas con Alveolinas del Grupo de Ager, pertenecientes al Ilerdense (?) o bien al Thanetiense según la nomenclatura seguida, es decir aproximadamente entre -56 y -54 m a, abarcando las zonas de nanoplacton de multiradiatus y parte de la zona de contortus.

2) San Telmo superior podría paralelizarse con la discordancia que en la zona de plataforma existe al techo de las calizas con Alveolinas, entre -54 y -53 m.a.

3) La unidad de Saricola con la discordancia situada en la base de la secuencia de Montañana entre -52 y -51 m.a.. Es decir en la zona de tribrachiatus y, a lo sumo, abarcando la parte alta de binodosus. La edad sería pues, según unos autores Ilerdiense superior y base del Cuisiense y para otros del Ypresiense.

La unidad de Fuenterrabía se correspondería con los lóbulos de Broto y las capas delgadas de Cotefablo. En plataforma

C.T.G.	C.T.P.		ZONACIONES	EDAD
TURBIDITAS	TURBIDITAS	PLATAFORMA		

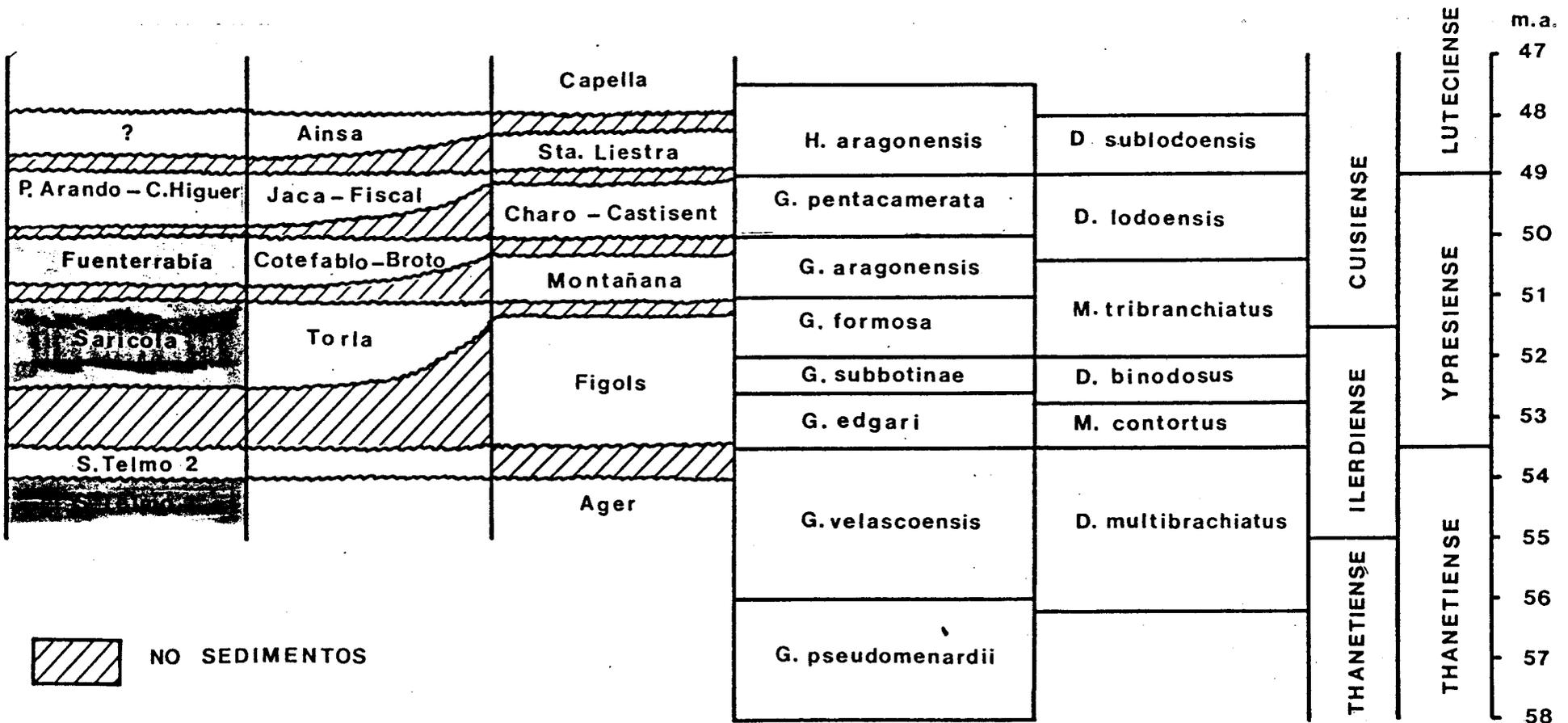


Fig 10

se paralelizaría con la discordancia de Charo/Castisent, de edad Cuisense (Ypresiense alto para otros autores) situada aproximadamente en -50 m.a.

5) La unidad más alta, la más potente y que presenta un cúbico mayor de material siliciclástico es la de Cabo Higuier-Punta Arando-Guetaria. Esta puede paralelizarse con la discordancia que en las secuencias de plataforma situadas más al E, existe en la base de la secuencia de Sta. Liestra. Se hallaría entre las zonas de lodoensis y de sublodoensis, es decir -49 m.a. esta cota se corresponde con la gran caída del nivel del mar señalada por VAIL et. al. (1977) y coincidente con la base del Luteciense. El nivel de Pasajes marcará un relativo momento de elevación del nivel del mar y, por lo tanto, la posibilidad de dividir en tres secuencias la megasecuencia del cabo Higuier. La discordancia angular con que limita la serie del cabo Higuier en su extremo N marca, posiblemente, el inicio de una de nueva, asimismo caracterizada por una sucesión de lóbulos de los cuales aflora tan solo uno, el resto se halla bajo las aguas. La inaccesibilidad del paraje (agreste por un lado y zona militar por otro) hace imposible un estudio detallado.

4.3. Turbiditas del sinclinorio de Bilbao

La serie turbidítica que ocupa el núcleo del sinclinorio de Bilbao corresponde a una parte más distal de la misma cuenca. La poca calidad de sus afloramientos imposibilita efectuar correlaciones fidedignas con las columnas de la CTTG.

4.4. Relación con el offshore Vasco

Dentro de las superficies de discordancia visibles en las líneas sísmicas publicadas (DEREGNAUCOURT & BOILLOT, 1982, fig. 5) del offshore Vasco, la discordancia de separación entre las unidades 2b y 2a es correlacionable con el límite que existe entre las secuencias de Calizas danienses + plataforma de San Telmo inferior y las secuencias turbidíticas de San Telmo superior, la discordancia entre las unidades sísmicas 2a y 1b es correlacionable con el límite entre las secuencias de

Fuenterrabía (parte inferior) y la de cabo Hiquer (parte superior).

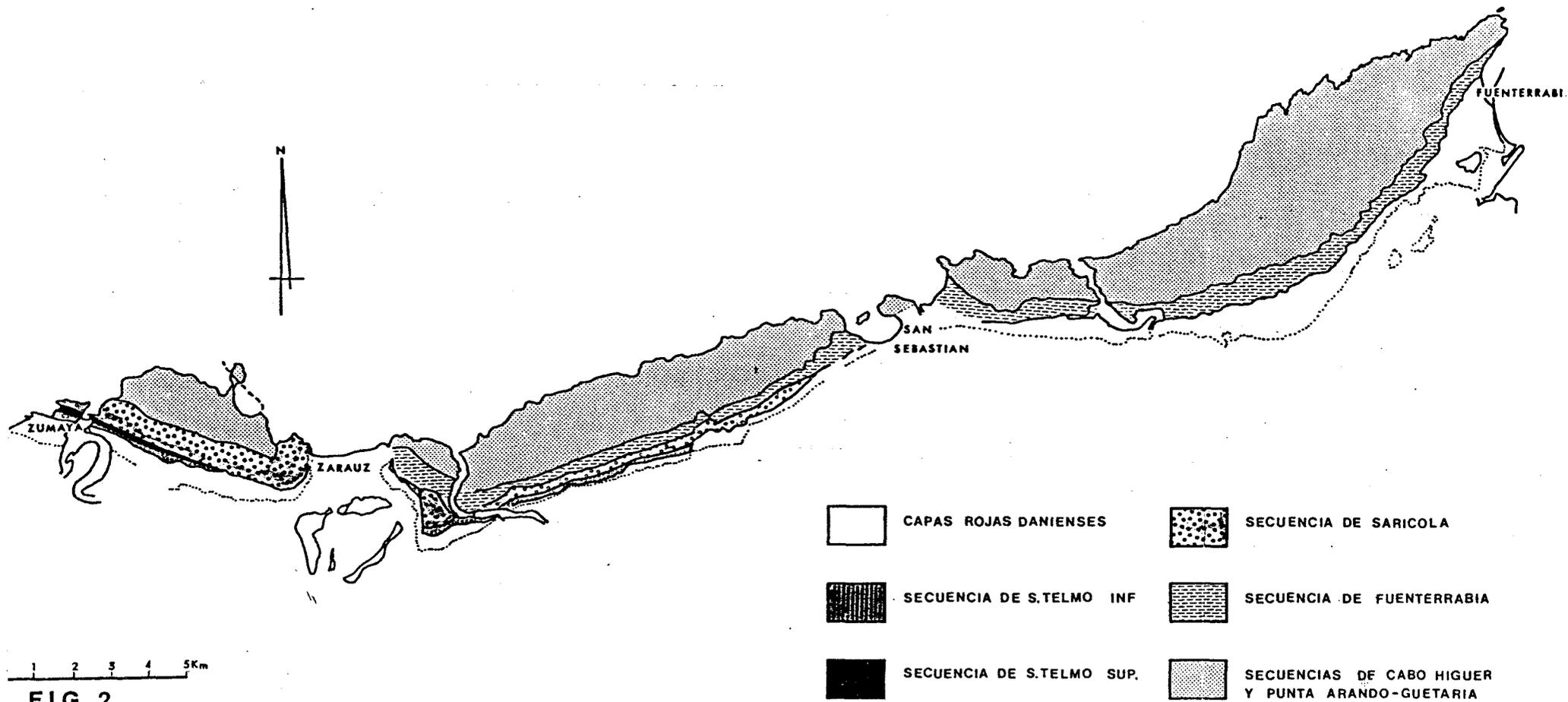


FIG. 2

5. BIBLIOGRAFIA

- I.G.M.E. (1972).- Memoria explicativa de la hoja nº 40
(JAIZQUIBEL) 1/50.000
- I.G.M.E. (1972).- Memoria explicativa de la hoja nº 88
(DURANGO) 1/50.000
- I.G.M.E. (1972).- Memoria explicativa de la hoja nº 64
(SAN SEBASTIAN) 1/50.000
- I.G.M.E. (1973).- Memoria explicativa de la hoja nº 37
(ALGORTA) 1/50.000
- I.G.M.E. (1973).- Memoria explicativa de la hoja nº 38
(BERMEO) 1/50.000
- I.G.M.E. (1973).- Memoria explicativa de la hoja nº 39
(LEQUEITO) 1/50.000
- I.G.M.E. (1973).- Memoria explicativa de la hoja nº 61
(BILBAO) 1/50.000
- I.G.M.E. (1973).- Memoria explicativa de la hoja nº 63
(EIBAR) 1/50.000
- I.G.M.E. (1974).- Memoria explicativa de la hoja nº 65
(VERA DE VIDASOA) 1/50.000
- I.G.M.E. (1974).- Memoria explicativa de la hoja nº 41
(IRUN) 1/50.000
- I.G.M.E. (1974).- Memoria explicativa de la hoja nº 88
(VERGARA) 1/50.000
- I.G.M.E. (1971).- Memoria explicativa de la hoja nº 12
(BILBAO) 1/200.000
- DEREGNAUCOURT & BOILLOT (1982).- "Structure géologique du golfe
de Gascogne". Bull. B.R.G.M. (2) I nº 3,
149-178.
- GARRIDO MEGIAS (1973).- "Estudio geológico y relación entre tec-
tónica y sedimentación del Secundario y Ter-
ciario de la vertiente meridional pirenaica en
la zona central (provincias de Huesca y Lérida)". Tesis doctoral. Universidad de Granada.
- GARRIDO MEGIAS (1982).- "Introducción al análisis tectosedimen-
tario: aplicación al estudio dinámico de cuen-

cas". 5º Congreso Latinoamericano de Geología.
Buenos Aires.

GOMEZ DE LLARENA (1954-56).- "Observaciones geológicas en el flysch cretácico-nummulítico de Guipúzcoa". Monogr. Inst. "Lucas Mallada" Inv. Geol. nº 13-15, 98p., 47 pl.

GOMEZ DE LLARENA (1958).- "Datos paleontológicos del flysch litoral de Guipúzcoa. El Vraconiense de Septarias de Motrico". Not. y Com. I.G.M.E. nº 50 (2), pp. 3-21.

JEREZ, ESNAOLA & RUBIO (1971).- "Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa". Mem. I.G.M.E. nº 79, 130 p.

KAPELLOS (1974).- "Veber das Nannoplankton im Alttertiar des Profils von Zumaya-Guetaria (Provinz Guipuzcoa, Nord Spanien)". Ecl. Helv., vol 67, pp. 435-444.

KRUIT; BROWER; KNOX; SCHOLLNBERGER & van VLIET (1975).- "Une excursion aux cônes d'alluvions en eau profonde d'age tertiaire près de San Sebastian (province de Guipúzcoa, España)". IX^e Congrès International de Sédimentologie Nice (France) 13-15 juillet 1975, Guide de l'excursion Z-23.

LOWE (1975).- "Water escape structures in coarse-grained sediments". Sediment., vol 22, pp. 157-204

MUTTI (1979).- "Turbidites et cones sous-merins profonds". In: P. Homewood (ed.), Sedimentation détritique (fluviatile, littorale et marine). Inst. Geol. Univ. Friburg/Suisse, pp. 353-419

MUTTI (1984).- "Turbidite systems and relations to depositional sequences" (en prensa)

- MUTTI & RICCI LUCCHI (1972).- "Le torbiditi dell'Appennino settentrionale, Introduzione all'analisi di facies". Mem. Soc. Geol. Ital., 11, 161-199.
- MUTTI, NILSEN & RICCI LUCCHI (1978).- "Outer fan depositional lobes of the Laga formation (upper Miocene and Lower Pliocene), East Central Italy". In: Sedimentation in submarine canyons fan and trenches. (eds. Stanley and Kelling). Pennsylvania. Part. III. 210-223.
- MUTTI & SONNINO (1981).- "Compensation cycles: a diagnostic feature of turbidite sandstone lobes". I.A.S. 2nd Eur. Mtg. Bologna, abstr. book.
- MUTTI, FONNESU, RAMPONE & SONNINO (1981).- "Channel-fill and associated overbank deposits in the Eocene Hecho Group, ainsa-Boltaña region (South Central Pyrenees)". I.A.S. 2nd Eur. Mtg. Bologna, abstr. book.
- REMACHA (1983).- "Sand Tongues de la unidad de Broto (Grupo Hecho), entre el anticlinal de Boltaña y el río Osia (prov. de Huesca)". Tesis doctoral. Universidad Autónoma de Barcelona
- RICCI LUCCHI & PIGNONE (1978).- "Riconstruzione geometrica parziale di un lobo di conoide sottomasina". Mem. Soc. Geol. Ital., 18.
- VAIL, MITCHUM & THOMSON (1977).- "Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlaps". In: Seismic stratigraphy -applications to hydrocarbon exploration-. (Ed. by C.E. Payton) 83-97. Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 26.
- van VLIET (1982).- "Submarine fans and associated deposits in the Lower Tertiary of Guipúzcoa (Northern SPAIN)". Tesis doctoral.