

VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR EN EL PAÍS VASCO DURANTE EL HOLOCENO

José Miguel Edeso Fito

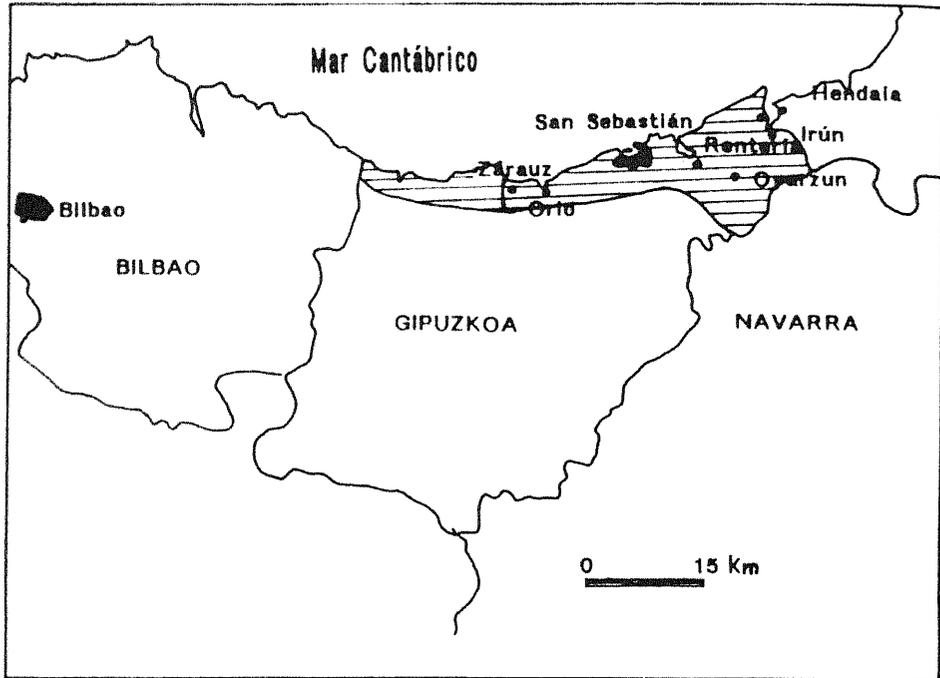
1. INTRODUCCIÓN

La investigación geomorfológica desarrollada a lo largo del litoral guipuzcoano nos ha permitido establecer las variaciones experimentadas por el nivel del mar durante el Holoceno. La deglaciación de los inlandsis Cuaternarios determinó el anegamiento de los espacios litorales, transformándose los primitivos valles fluviales en amplios estuarios de tipo ría. En estos ambientes, se produjo la rápida deposición de ingentes masas de sedimentos (marinos y continentales), hasta tal punto que en la actualidad todos los estuarios presentan un avanzado grado de colmatación.

De todas las acumulaciones marinas posibles, son los medios estuarios los que reúnen condiciones más favorables para la determinación de los cambios relativos del nivel del mar, puesto que presentan secuencias sedimentarias bastante completas. El relleno ha podido estudiarse gracias a la apertura de diversas trincheras de construcción, así como a la ejecución de numerosos sondeos mecánicos (más de 20) con extracción de testigo continuo y sondeos eléctricos verticales.

Las diversas muestras obtenidas han sido analizadas geomorfológica y sedimentológicamente. Cuando ello ha sido posible, se han efectuado análisis mineralógicos, paleontológicos, malacológicos y palinológicos, así como dataciones mediante el método del C-14 (Teledynes Isotopes, New Jersey, Estados Unidos). Toda esta información nos permite establecer las condiciones paleoambientales imperantes durante la deposición y nos

SITUACIÓN GEOGRÁFICA DE LA ZONA ESTUDIADA



informa sobre las características hidrodinámicas predominantes en la cuenca de sedimentación, así como determinar la geocronología de las diversas oscilaciones experimentadas por el nivel del mar durante el Holoceno. Al margen de los ambientes estuarinos, también se han muestreado y analizado las distintas acumulaciones litorales (playas de arena y cantos, cordones dunares, marismas, etc.), existentes a lo largo de la costa, e incluso, en ocasiones, hemos podido muestrear los fondos antelitorales.

El espacio investigado abarca el ámbito litoral guipuzcoano desde el Cabo Higuer (Fuenterrabía) hasta la playa de Saturrarán (Motrico) ($1^{\circ} 47' - 2^{\circ} 24' 40''$ long. W). En total se ha investigado una franja litoral de 62 kilómetros de longitud, aunque la información más precisa se ha obtenido en el estuario del Bidasoa y en la depresión de Zarauz (todo ello complementado con algunos datos procedentes del estuario del Nervión, bahía de Gorniz y ría de Gernika).

2. MARCO LITO-ESTRUCTURAL

Litológicamente, el litoral guipuzcoano se arma en los materiales Cretácicos y Paleógenos que configuran la Cadena Terciaria Costera y el extremo septentrional del sinclinorio costero. Ambas unidades, presentan un marcado carácter flysch o flyschoide, pudiendo diferenciarse los siguientes conjuntos lito-estructurales:

a) Formación Jaizkibel (Cabo Higuer-Zumaya)

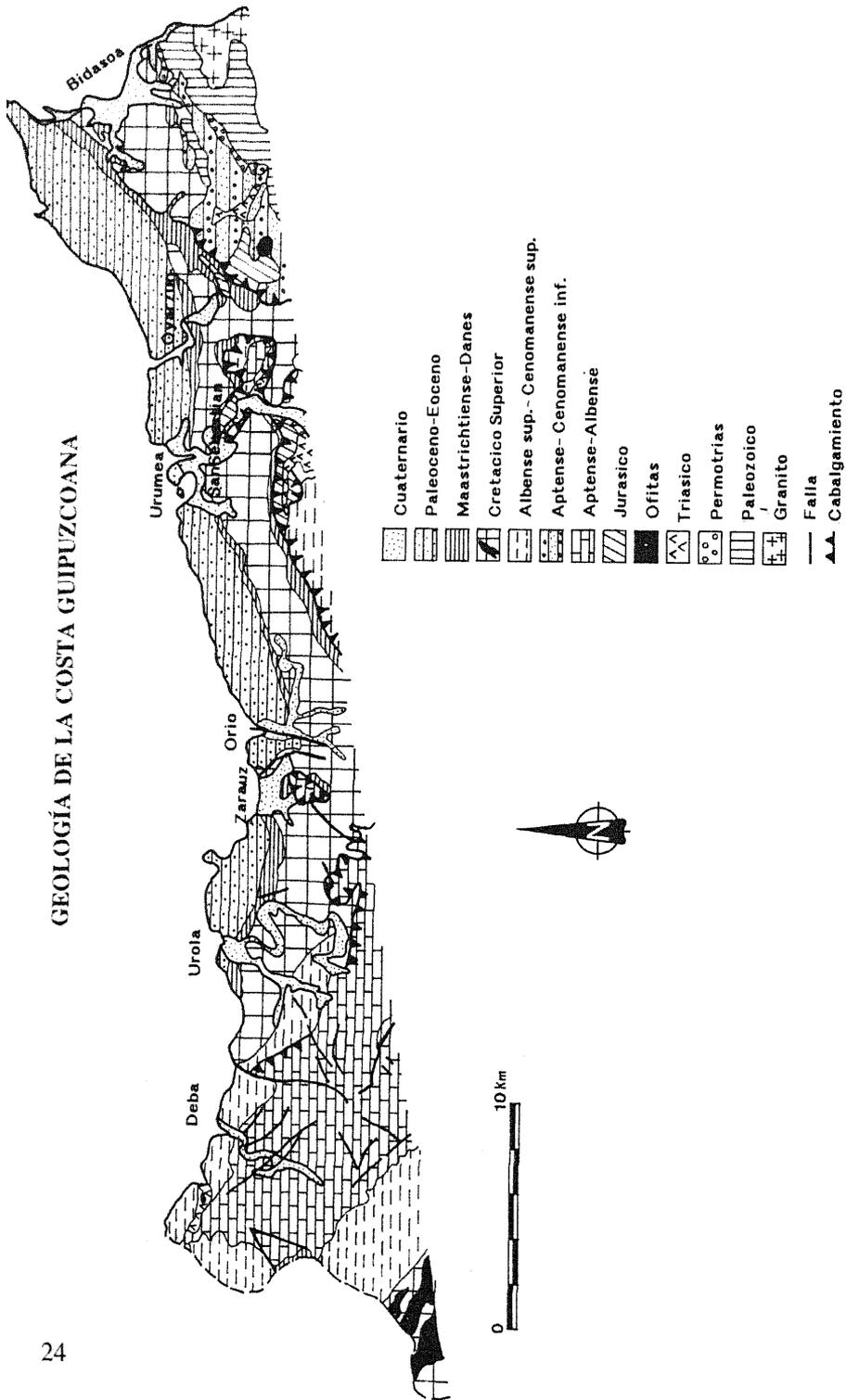
Se dispone sobre los materiales del flysch de Guipúzcoa (1.000-1.500 m. de potencia), dibujando un arco con concavidad Norte. Localmente, el trazado del arco se ve perturbado por la interferencia de otras estructuras secundarias, pudiendo destacar la falla de Orio, el diapiro de Zarauz (inversión local de las series costeras) y el anticlinal deducido de Recalde-La Florida.

Litológicamente, la formación Jaizkibel está constituida por gruesos blancos de areniscas cuarzosas de grano fino y/o medio (eventualmente se observan pasadas gruesas), de color gris azulado (pardo amarillento por alteración) y cemento calcáreo. Intercalados entre los gruesos bancos areniscosos se disponen niveles lutíticos del Paleoceno-Eoceno inferior, aunque su potencia es tan reducida que en ocasiones da la sensación de que los bancos se apoyan directamente uno sobre otro.

Al Sur de la formación anterior, se dispone el flysch de Guipúzcoa (dirección E-W). Esta formación está constituida por una alternancia de niveles margosos, calizos y areniscosos, bien estratificados, del Paleoceno medio y superior. En la zona más oriental (Fuenterrabía-Orio), ambas formaciones quedan perfectamente separadas, mientras que a partir de Orio, no es extraño que ambas se interpenetren mutuamente.

Morfoestructuralmente, estas formaciones configuran un relieve monoclinal tipo cuesta/cresta (400-500 m. de altitud media), dominado por fuertes pendientes que traducen fielmente los valores de buzamiento (15-25° E en el Cabo Higuer y 70-85° NW en Mendizorrotz). En el tramo oriental, el reverso presenta un típico modelado en chevrones, barrancos cataclinales y hogbacks muy continuos separados entre sí por estrechos valles ortoclinales. Todo ello, configura una costa estructural (índice de sinuosidad bajo), poco recortada y muy abrupta. Únicamente en aquellos lugares donde la fracturación y/o fisuración son elevados, se han desarrollado profundas entalladuras, pudiendo destacar los estuarios del Bidasoa,

GEOLOGÍA DE LA COSTA GUIPUZCOANA



Oyarzun, Urumea, Oria, Urola y Deba, así como la depresión erosiva de Zarauz. En este tramo, el espacio litoral está dominado por un acantilado de 20-30 m. de altura media que a su vez domina una plataforma de abrasión estrecha y alargada.

b) Sinclinorio (tramo Lequeitio-Zumaya)

Este tramo está constituido por una potente serie de bancos delgados de calizas y margas, ambos, por lo general, finamente areniscosos, y de color gris claro, azulado o verdoso amarillento. Todo este conjunto, configura una alineación montañosa de dirección general SE-NW, identificada con una serie de colinas de cima plana y vertientes escarpadas que dominan el espacio litoral mediante un acantilado vertical (30-40 m.), sometido a un constante retroceso, lo que explica el desarrollo de una amplia plataforma de abrasión marina (p. ej. rasa de San Telmo: 500.000 m²), labrada a expensas de los materiales Cretácicos que configuran el ámbito litoral.

3. CARACTERÍSTICAS DEL RELLENO HOLOCENO

No es posible establecer las características generales del relleno holoceno, puesto que éste difiere sensiblemente de unos puntos a otros en función de los caracteres específicos reinantes en cada espacio concreto (geometría de la cuenca sedimentaria, velocidad de deposición, tipo de material predominante, exposición, variaciones hidrodinámicas, etc.). En cualquier caso, la investigación geomorfológica efectuada nos permite identificar los siguientes subambientes sedimentarios:

1) Sedimentos de llanura lutítica o de llanura mixta. Están constituidos, casi exclusivamente, por limos y arcillas (más de 70% en el primer caso y entre un 50 y 70% en el segundo), lo que denota que su deposición se produjo en un ambiente poco energético en el cual predominaba la decantación sobre el lavado. Los parámetros sedimentológicos de la fracción arenosa nos indican que el material obtuvo su clasificación en zonas más energéticas, siendo posteriormente transportado en masa hacia el interior de los estuarios por las olas y corrientes litorales, mezclándose con materiales limo-arcillosos.

2) Sedimentos arenosos de llanuras intermareales, canales y barras submareales. Utilizando como criterio diferenciador la clasificación, podemos diferenciar:

2.1.) Sedimentos bien clasificados. En estos casos, material arenoso presenta parámetros similares a los de las playas actuales: histogramas unimodales, curvas sigmoidales muy enderezadas, buena clasificación, homometría, etc. Su origen marino es indudable, siendo el oleaje el principal agente responsable de su deposición. Estos materiales configuran barras submareales, llanuras intermareales y playas bien expuestas al oleaje. Son sedimentos desarrollados bajo condiciones hidrodinámicas energéticas y en ambientes de elevada salinidad.

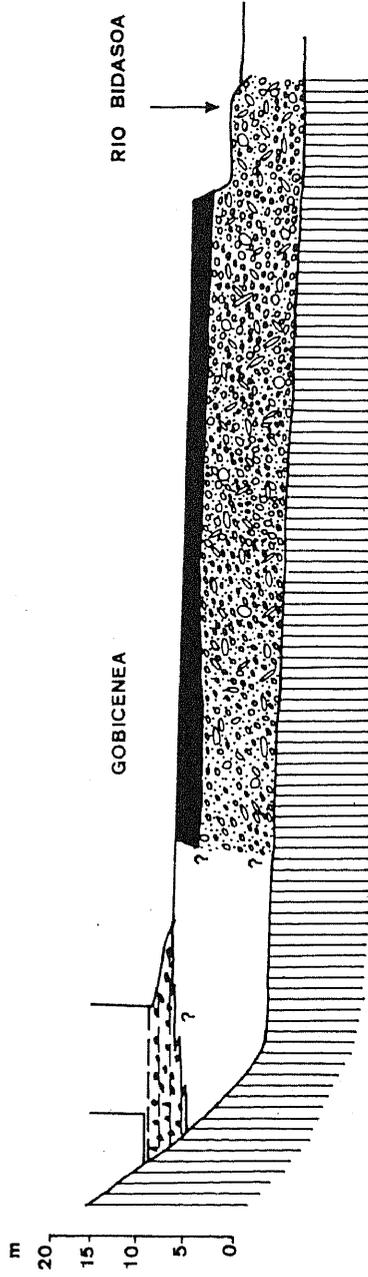
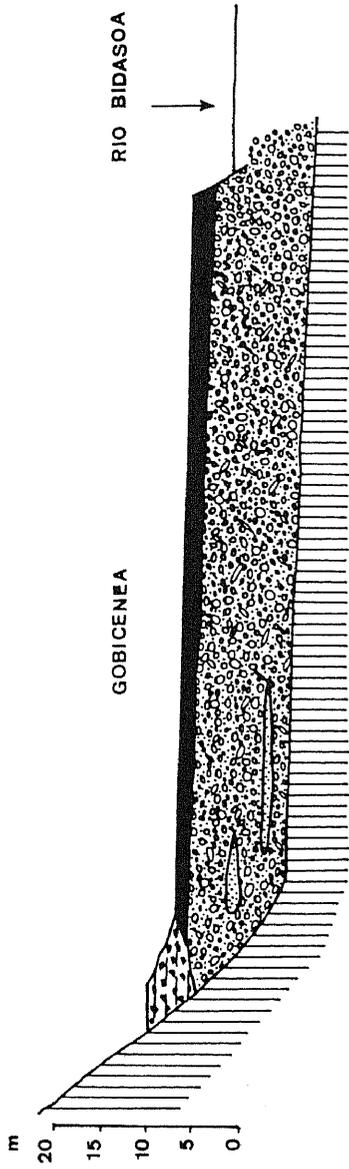
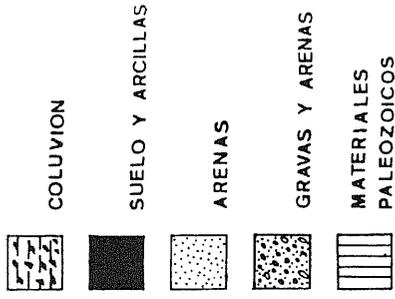
2.2.) Sedimentos moderadamente clasificados. Son característicos de las playas abrigadas y de las llanuras intermareales y/o submareales arenosas localizadas en el interior de los estuarios (ambientes restringidos parcialmente protegidos de la acción del oleaje). La fracción arenosa es heterométrica, bimodal y menos evolucionada que la precedente, predominando el lavado sobre la deposición, lo que se refleja en su curva acumulativa que es hiperbólica de tipo sigmoidal tendida (sedimentación semiforzada). Junto al material fino suelen aparecer (no siempre), pequeñas gravas y cantos de origen fluvial, reclasificados y redepositados por el mar.

2.3.) Sedimentos mal clasificados. Son materiales de origen fluvial acumulados en zonas de escasa actividad marina (áreas muy protegidas del oleaje y de las corrientes marinas). El sedimento está formado por arenas, limos y arcillas.

3) Sedimentos eólicos. Los cordones dunares ocupaban, antaño, grandes extensiones, aunque la intensa ocupación antrópica experimentada en los últimos años, ha destruido, casi totalmente, estas acumulaciones. Las arenas pueden estar sueltas (origen actual) o cementadas (más antiguas), tal y como se observa en Zarauz y Gorniz. En cualquier caso, los parámetros sedimentológicos nos muestran histogramas unimodales, curvas sigmoidales muy enderezadas, clasificaciones buenas (o excelentes) y predominio del material transportado en saltación. Es decir, son sedimentos homométricos, bien evolucionados y que han experimentado un transporte completo.

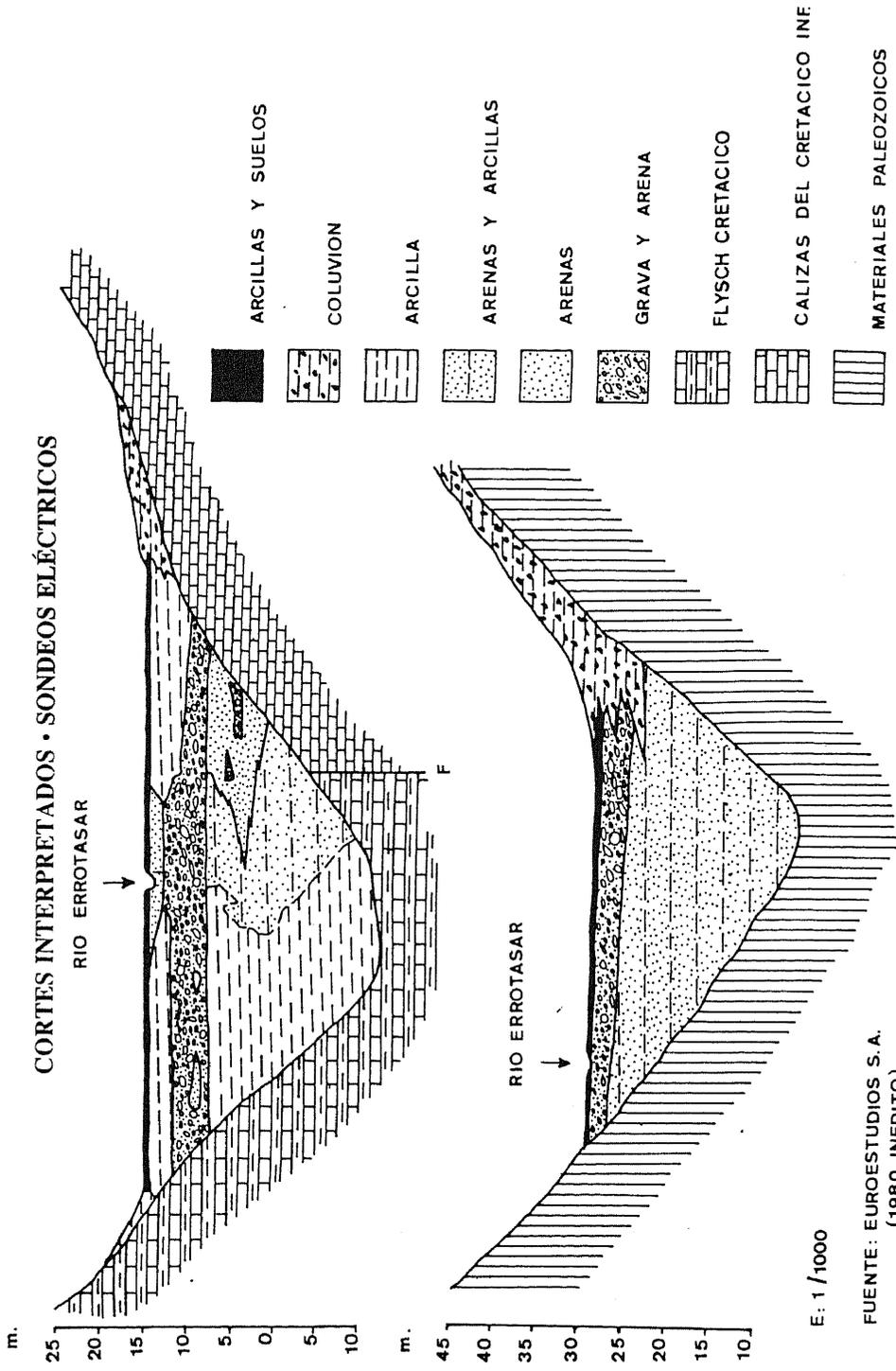
4) Sedimentos fluviales. Son escasos, quedando restringidos a las zonas distales de los estuarios. Son materiales heterométricos, mal (muy mal) clasificados, presentando histogramas polimodales y curvas acumulativas parabólicas o sigmoidales muy tendidas, lo que nos indica que estamos ante un sedimento heterométrico, poco o nada evolucionado y que ha sufrido un transporte incompleto. La deposición se ha efectuado en ambientes poco salobres y bajo condiciones hidrodinámicas de marcado carácter torrencial, predominando el lavado sobre la decantación.

CORTES INTERPRETADOS • SONDEOS ELÉCTRICOS



FUENTE: EUROESTUDIOS S.A. (1980, INEDITO)

ESCALA : 1/1000



E: 1 / 1000

FUENTE: EUROESTUDIOS S.A.
(1980 INEDITO)

5) Otros ambientes. En la base de la mayor parte de los sondeos se detectan materiales sumamente heterométricos, muy mal clasificados y poco evolucionados. Sus histogramas son polimodales y sus curvas acumulativas sigmoidales muy tendidas e incluso logarítmicas. Todo ello nos indica que estamos ante depósitos coluviales o antiguas terrazas fluviales desmanteladas y removilizadas por procesos erosivos posteriores.

6) Playas de cantos. Estas acumulaciones se constatan únicamente en el interior de las bahías y ensenadas protegidas. Normalmente, presentan una morfología semilunar, lo que denota que están sometidas a una intensa erosión por parte de las olas (sobre todo durante los fuertes temporales del NW), de ahí que una parte importante de los cantos (25-30%), están rotos. La fracción fina es inexistente, ya que es rápidamente eliminada por las olas.

4. VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR DURANTE EL HOLOCENO

Si bien es cierto, que a medida que nos acercamos a los tiempos presentes los registros paleo-ambientales son cada vez más completos, también lo es el hecho de que no siempre la interpretación de dichos registros resulta fácil de realizar. Como señalan Mateu et al. (1985), aunque existe una íntima conexión entre la deglaciación de los inlandsis Cuaternarios y el ascenso del nivel de los mares, no es lícito trazar directamente las paleocostas holocenas regionales o continentales sobre mapas de isobatas actuales, puesto que dichas oscilaciones son el resultado de las pulsaciones de la curva eustática, de los movimientos isostásicos, de la neotectónica y de los desplazamientos del geoide. Cada una de estas variables, ha experimentado una evolución distinta en cada uno de los espacios investigados, de ahí que hoy día no puede establecerse una curva de validez mundial a la hora de determinar las variaciones glacioeustáticas.

En la actualidad, la información disponible sobre la evolución holocena del litoral vasco es incompleta y poco detallada, aunque no dudamos que en un futuro no muy lejano, las lagunas existentes en estos momentos irán siendo completadas gracias a las aportaciones de futuros investigadores o a la aparición de nuevos vestigios que suministrarán información sobre las cuestiones pendientes de resolución.

Pese a todo, los análisis efectuados a lo largo de nuestra investigación nos permiten esbozar la evolución holocena del litoral vasco, así como

establecer las principales pulsaciones transgresivas (y sus correspondientes períodos regresivos), ocurridas en los últimos 10.000 años. En términos generales podemos afirmar lo siguiente:

a) El ascenso del nivel marino ha sido particularmente rápido hasta el 6.000 B.P., tal y como lo demuestran las dataciones de C-14 efectuadas en Zarauz y Playaundi, no detectándose pulsaciones regresivas intercaladas en medio de esta gran fase transgresiva (transgresión flandriense). Los análisis efectuados en Herriko-Barra, y sobre todo en Playaundi, nos muestran una secuencia sedimentaria completa, no observándose cambios importantes en la salinidad del medio, ni en la fauna, ni en las características sedimentológicas de los materiales que configuran el relleno. Obviamente, existen cambios locales generados por las variaciones de la geometría de la cuenca, migración de los cuerpos sedimentarios, etc.

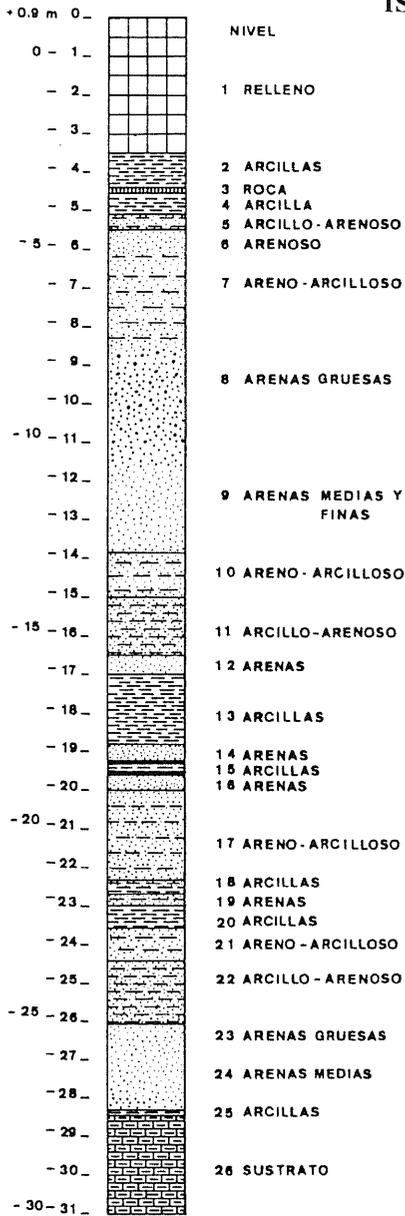
b) A partir del 6.000 B.P., se suceden una serie de oscilaciones transgresivas y regresivas, de corta duración y moderada intensidad. Cada una de estas fases genera distintos ambientes sedimentarios, cuya interpretación no siempre resulta fácil de realizar.

c) Todos los autores consultados, nos indican que el período transgresivo más rápido es el comprendido entre el 9.000 y el 6.500 B.P. (Mateu et al., 1985). Esta elevación del nivel marino supondría el anegamiento de amplios espacios hasta entonces emergidos y la constitución de un litoral fuertemente condicionado por la topografía Preholocena. Los grandes valles fluviales que surcaban la plataforma continental, van a transformarse en amplios y profundos estuarios, mientras que los sectores abiertos configurarían fondos marinos que paulatinamente enlazarán con el litoral a través de una plataforma de abrasión dominada por acantilados furiosamente batidos por el oleaje.

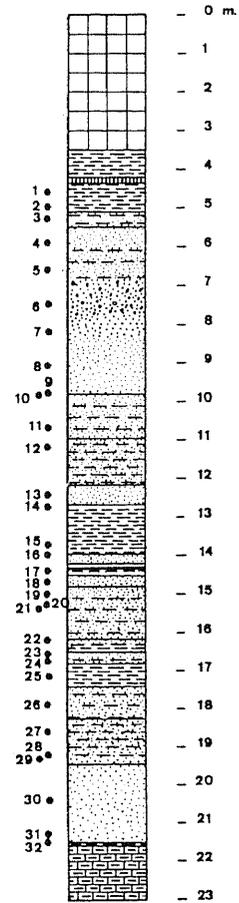
d) Los períodos regresivos detectados a partir del 6.000 (al menos tres), supondrán la destrucción y remoción de una buena parte de las acumulaciones detríticas depositadas en la fase precedente. Las zonas distales y marginales de los estuarios pudieron quedar emergidas o bien evolucionar hacia ambientes típicos de marismas inter y/o supramareal.

e) No hemos podido establecer las cotas absolutas alcanzadas por el nivel del mar durante los diversos períodos transgresivos y regresivos holocenos. Sabemos que durante las fases transgresivas, el nivel de las aguas se situó por encima del máximo nivel alcanzado por la pleamar en la actualidad, sin poder precisar más. Esta afirmación se ve apoyada por las acumulaciones detríticas detectadas en Herriko-Barra, Jaizkibel y Zumaya, todas ellas situadas por encima del nivel intermareal actual. Según Dabrío

SONDEO DE PLAYAUNDI (IRÚN) 1S2B



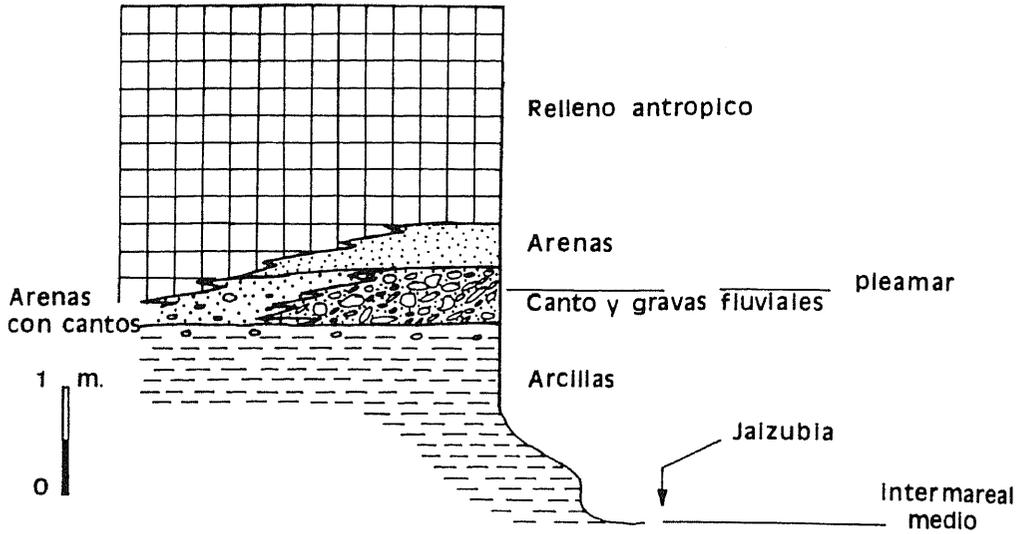
SONDEO DE IRUN
Sedimento sondeado
(Relleno Holoceno)



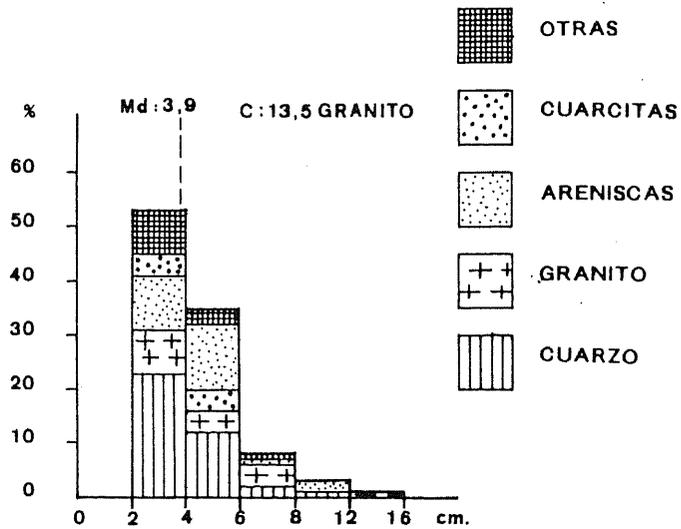
SONDEO DE IRUN
Sedimento recuperado

• MUESTRA ANALIZADA

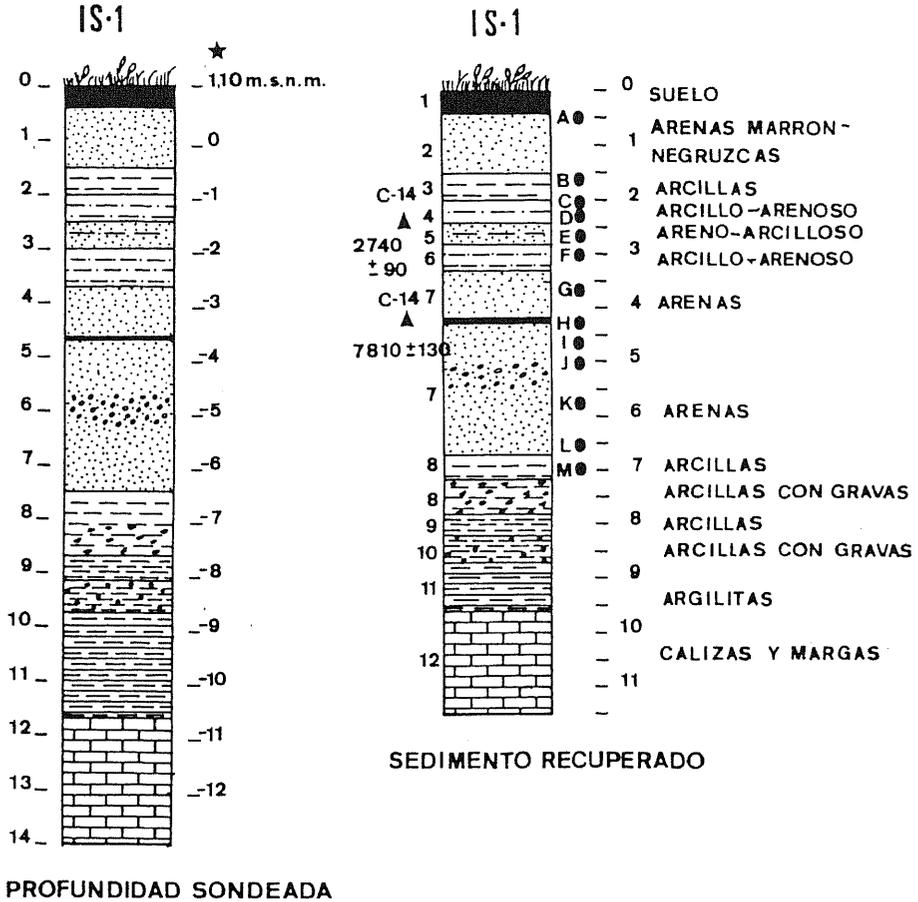
PLAYAUNDI (IRÚN)

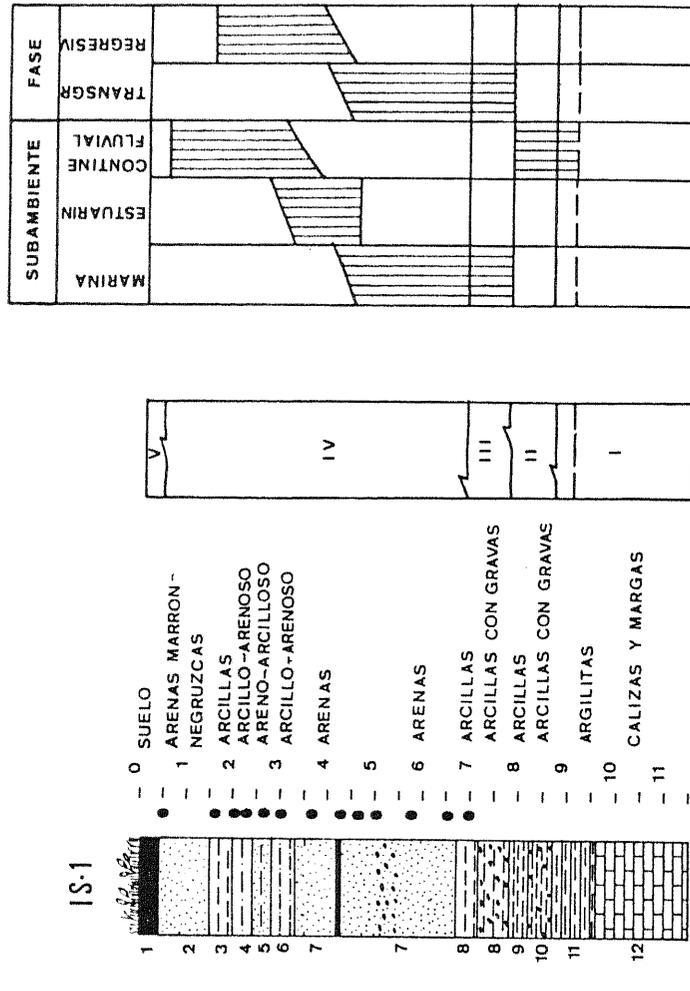


DEPÓSITO DE JAIZUBIA



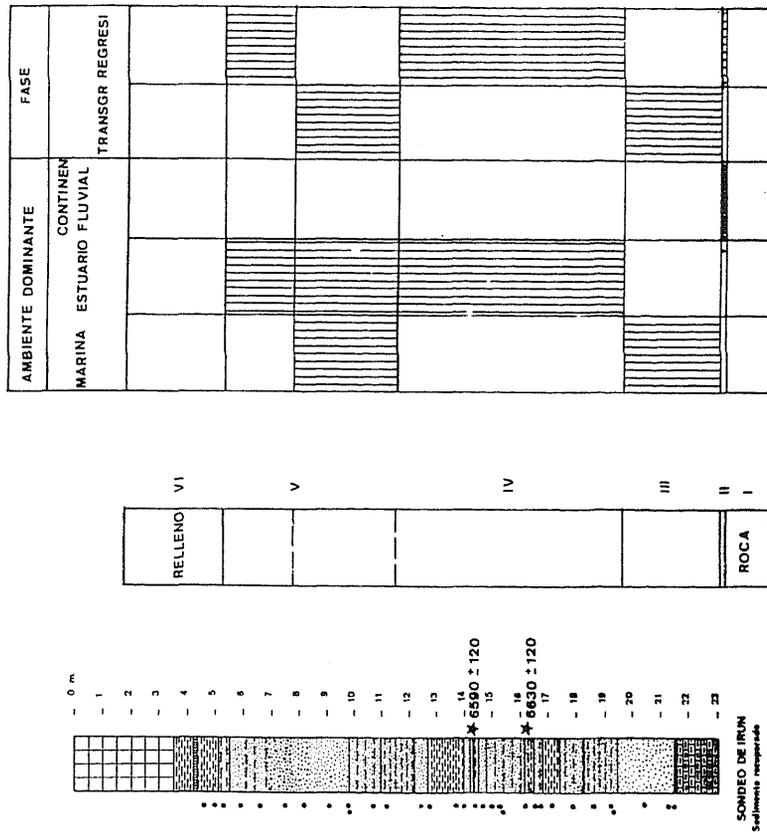
SONDEO DE PLAYAUNDI (IRÚN)





et al. (1988), para que estos depósitos puedan haberse desarrollado es necesario que la película de agua se elevase 2 metros por encima del techo de las acumulaciones. Durante las fases regresivas, la posición del mar debió oscilar entre una situación similar a la actual o algo más baja, formándose ambientes sumamente restringidos (lagunas saladas y de agua dulce de Herriko-Barra, marismas inter y supramareales de Playaundi...), predominando la deposición de limos y arcillas. En estas condiciones, también van a desarrollarse los cordones eólicos de Gorliz, Zarauz, Irún, Zumaya, Orio...

SONDEO DE PLAYAUNDI (IS2B) **RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOGRÁFICA**



f) El anegamiento de los espacios litorales, generó una fuerte modificación en la distribución de los sedimentos depositados sobre la plataforma continental y en las antiguas desembocaduras. Estos materiales son removilizados, transportados y redepositados por las olas y corrientes marinas a lo largo de la costa, configurando importantes playas (Fuenterrabía, La Concha, La Zurriola, Itzurum, Zarauz, La Antilla, etc.) y bancos de arena localizados a distintas profundidades. Al mismo tiempo, el tramo inferior de los valles fluviales se transforma en profundos estuarios que van a funcionar como trampas de sedimentos, reteniendo no sólo los

materiales de origen marino sino también los aportes fluviales y coluviales que llegaban hasta estos espacios. Dependiendo de la talla media del material y de las condiciones hidrodinámicas de cada espacio concreto se desarrollarán llanuras lutíticas, mixtas y arenosas.

g) Poco podemos decir sobre la morfología (actual y antigua) de la plataforma continental, puesto que no existe una buena cartografía que nos permita establecer sus principales características. Ignoramos el tipo de sedimentos que la recubre, su pendiente media, las condiciones hidrodinámicas que la configuran, etc. Los análisis efectuados con ayuda de una sonda, nos indican que dicha plataforma tiene una pendiente media que oscila entre un 2 y un 3%, es decir, su gradiente es muy reducido, lo que «a priori» debe de haber favorecido la formación de barras submareales.

h) Las principales fases evolutivas holocenas detectadas a lo largo de nuestra investigación son las siguientes:

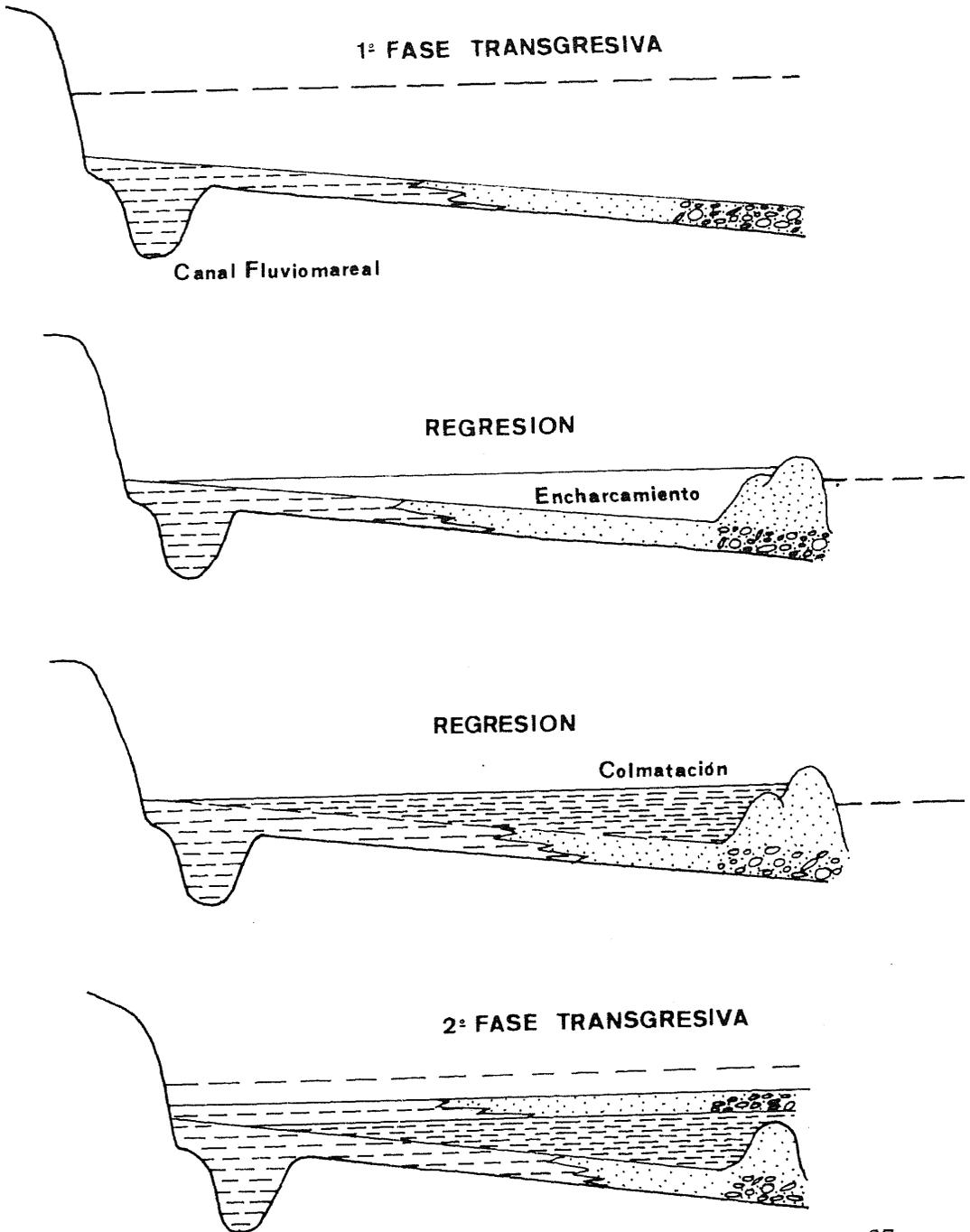
— Primera fase transgresiva. La deglaciación de los inlandsis Cuaternarios produjo la rápida elevación del nivel medio del mar. No sabemos con certeza cuando se produjo esta invasión marina, aunque podemos afirmar que ya se había iniciado en el 7810 ± 130 B.P. (posiblemente posterior al 9000 B.P.), y no había concluido en el 5810 ± 170 .

Los espacios que hasta ahora habían estado emergidos (se estima que hacia el 12.000 el nivel medio del mar se situaba 50-60 m. por debajo de la cota actual), son rápidamente recubiertos por las aguas, desarrollándose diversos ambientes sedimentarios, dependiendo de la altura alcanzada por la película de agua y de la particular topografía existente en cada espacio concreto. Así, los profundos paleovalles würmienses, fueron los primeros en ser anegados, configurándose amplios estuarios donde van a desarrollarse importantes llanuras intermareales y/o submareales lutíticas, mixtas y arenosas.

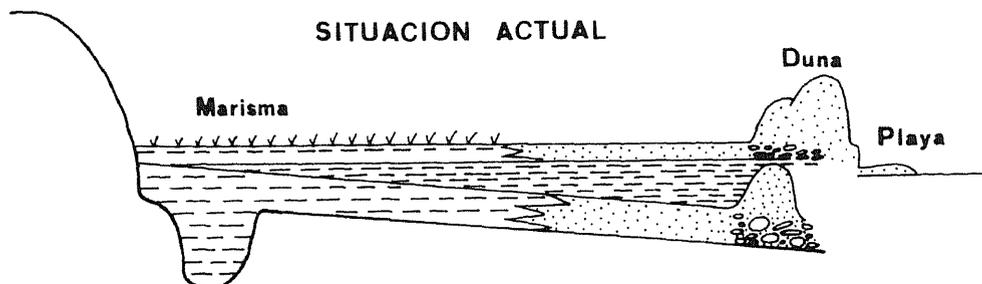
En el resto de la costa, es muy posible que predominasen las condiciones erosivas, iniciándose el modelado de los acantilados actuales. En las zonas protegidas (calas y ensenadas), se formaron playas de cantos y arenas. Esta fase transgresiva, se conoce con el nombre de máxima transgresión flandriense, puesto que, al parecer, es en estos momentos cuando el nivel marino alcanzó sus cotas más elevadas (Mary, 1983; 1990, estima que hacia el 6000, la altura del nivel del mar rebasaba en 1 ó 2 m. la cota actual). Nosotros la hemos denominado transgresión Herriko-Barra, por ser aquí donde mejor ha podido estudiarse.

— Primera fase regresiva. Tuvo lugar entre el 5810 ± 170 y el 4920 ± 100 B.P. El nivel marino experimentó un brusco retroceso, aunque no

EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DE LA DEPRESIÓN DE ZARAUZ



EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DE LA DEPRESIÓN DE ZARAUZ



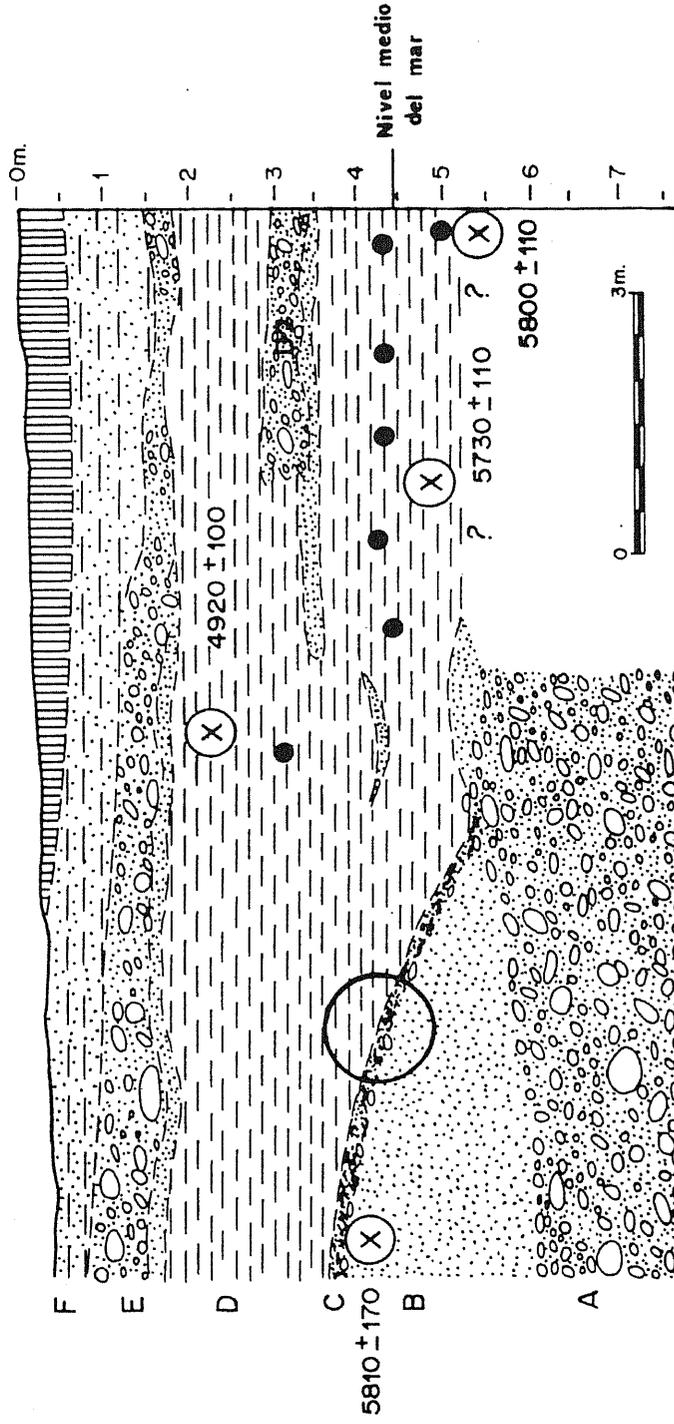
podemos precisar la posición exacta del litoral en estos momentos. Este regresión, produjo la emersión de algunos espacios costeros, iniciándose su dismantelamiento o su reconversión en zonas de marismas de agua dulce o salada, tal y como se observa en la depresión de Zarauz y en el estuario del río Bidasoa. La exhumación de amplias superficies arenosas, va a favorecer un importante modelado eólico, desarrollándose importantes cordones litorales. Procesos ulteriores (disolución de los fragmentos de conchas y posterior recristalización), favorecerán la cementación de estas dunas, lo que nos explica su excelente estado de conservación, sobre todo en la depresión de Zarauz y en la bahía de Górliz.

Espacios que hasta ahora habían estado anegados por las aguas y sometidos a una intensa dinámica mareal, evolucionaron hacia condiciones más restrictivas, lo que determinó el desarrollo de marismas inter y/o submareales, llanuras lutíticas, etc. Las zonas distales y marginales de los estuarios quedaron libres del influjo marino, predominando la erosión sobre la sedimentación. En ocasiones (p. ej. en el estuario del Bidasoa), sobre los materiales marinos depositados en la fase transgresiva anterior se observan niveles de acumulación fluvial.

— Segunda fase transgresiva. Se inicia hacia el 4920 ± 100 B.P., prolongándose, al menos, hasta el 2740 ± 90 B.P. Esta nueva fase transgresiva se conoce, en la literatura europea, con el nombre de transgresión Dunquerqueña (Ozer, 1976), (nosotros la hemos denominado transgresión Jaizkibel). Supuso la destrucción parcial o total de las barras y cordones eólicos modelados en la fase regresiva anterior y la sumersión de las marismas y llanuras lutíticas marginales, que, o bien, fueron destruidas o quedaron fosilizadas por acumulaciones detríticas de carácter netamente

DEPÓSITO DE HERRIKO BARRA. ZARAUZ.

4,45 m.s.n.m.



contrastado, tal y como se observa en Herriko Barra (Zarauz), San Sebastián, Orio, Bilbao y en los sondeos de Irún (IS2B y IS1A).

Por el contrario, en el borde medio-interno de los estuarios, van a desarrollarse amplias llanuras intermareales y marismas inter y supramareales. Creemos que es en estos momentos cuando se va a configurar el tómbolo de San Sebastián, las flechas del Puntal Francés y los campos de dunas y playas actuales del litoral guipuzcoano. Posiblemente, bajo estas condiciones se produjo el modelado de las banquetas de abrasión del Jaizkibel (Marla, Iturriointxo y Biosnar) y Punta Mendata (Deba), situadas a 1-1'5 m. por encima del nivel marino actual. Sobre estas banquetas se desarrollaron pequeñas playas de bloques, cantos y gravas de arenisca sumamente rodados y muy bien conservados.

— Segunda fase regresiva. Esta nueva regresión no se había iniciado en el 2740 ± 90 y ya había concluido en el 1420 ± 20 B.P. De nuevo, a lo largo del litoral vasco se instauran unas condiciones claramente restrictivas, que van a favorecer el desarrollo de amplias marismas intermareales y supramareales y de llanuras lutíticas, tal y como se observa en todas las desembocaduras fluviales. El modelado eólico alcanza una gran intensidad, configurando los extensos campos de dunas de Gros-Miracruz, Ibaeta-San Sebastián, Fuenterrabía-Hendaia, Orio y Zarauz, Zumaya, Górliz-Plentzia, etc.

En estos momentos, la intervención humana sobre el entorno natural es ya importante, lo que favorece el desarrollo de ingentes masas de derrubios de origen fluvial (desaparición de amplias zonas forestales), que van a colmar totalmente la parte distal de los estuarios vascos.

e) Tercera fase transgresiva (nivel Playaundi). Únicamente ha podido ser reconocida en el estuario del río Bidasoa y en los alrededores de Zumaya. Ambas acumulaciones presentan características netamente contrastadas. En el estuario del Bidasoa, sobre el nivel lutítico depositado en la fase regresiva anterior, se desarrolla un pequeño nivel de origen fluvial que rápidamente es sustituido por un relleno típico de canal marea. A su vez, todo el conjunto está fosilizado por un nivel arenoso muy rico en macrorestos marinos. Por el contrario, en Zumaya, sobre el sustrato rocoso se observa una acumulación de cantos, gravas y arena. El techo de ambas acumulaciones se localiza a unos 40 cms. por encima del máximo nivel alcanzado por el mar durante la pleamar. Las dataciones efectuadas mediante el método de C-14 arrojan una antigüedad de 1420 ± 70 B.P.

Tras esta pequeña pulsación transgresiva, el nivel del mar se estabilizó en su posición actual. Las partes medias e internas de los estuarios van a estar dominadas por zonas semipantanosas y marismeñas, mientras que

las desembocaduras van a conocer un fuerte desarrollo de las barras, flechas y playas arenosas, adquiriendo la costa su actual fisonomía.

— Período actual. La densa ocupación de estos espacios por parte del hombre va a alterar drásticamente la primitiva fisonomía litoral. En las últimas décadas hemos asistido a la rápida destrucción de los niveles de dunas y playas (soterradas por innumerables edificaciones), colmatación antrópica de marismas, construcción de malecones, dragados sistemáticos, canalizaciones, etc. Todo ello ha alterado profundamente la morfología litoral natural, hasta tal punto que hoy día la reconstrucción de estos espacios únicamente puede efectuarse a partir de la cartografía antigua.

Según MARY (1990), las razones glacioeustáticas no son suficientes para explicar las variaciones holocenas del nivel del mar. En su opinión, la fusión de los glaciares ya había concluido hacia el 8000 B.P. y sin embargo, la máxima transgresión holocena no se detecta hasta el 6000 B.P. (es un fenómeno regional y no mundial). MARY (1990), cree que esta pulsación transgresiva es debida a una reacción epirogénica diferida de E a W según la misma polaridad que la orogenia pirenaica. La altura alcanzada por el mar en las costas europeas difiere sensiblemente de unos puntos a otros. Así, en las costas de Bretaña, hacia el 5000 a. de C., la altura del nivel del mar se situaba por debajo de la actual (-6 m.) y a -10 m. en el 6000 B.P., mientras que, en esas mismas fechas en Irlanda se situaba a 0 y +6 m. y en Asturias a +1 y +2 m. (MARY, 1982). Todo esto nos sugiere que hacia el 6000, las costas del N de España e Irlanda se levantaron, mientras que las francesas se hundieron. MARY (1990), señala que es una reacción de tipo visco-elástico de la astenosfera posterior a la descarga debida la fusión de los glaciares locales, extendiéndose el efecto isostásico hacia las regiones sin sobrecargas glaciares (LLIBOUTRY, 1973). Durante la fase glaciár, las áreas recubiertas por el hielo estaban deprimidas, así como las zonas marginales. Al fundirse la masa de hielo, la elevación del continente fue más lenta que la del nivel marino, lo que nos explica la mayor altura alcanzada por el nivel del mar en determinados puntos (los movimientos difieren en cada sector).

5. SITUACIÓN ACTUAL

A lo largo del Holoceno, el espacio litoral vasco ha adquirido su actual morfología. Sin embargo, el ámbito litoral es cambiante y está en constante evolución, puesto que está afectado por importantes procesos erosivos de

origen subaéreo y marino. La costa es estructural y rectilínea, predominando los altos acantilados verticales y/o subverticales, que únicamente se ven interrumpidos por ensenadas y bahías de dimensiones diversas. En su interior, se alojan diversas acumulaciones detríticas, predominando los sedimentos de textura arenosa (playas, barras y dunas).

En términos generales, podemos afirmar que el litoral vasco presenta un marcado carácter erosivo, siendo escasas las acumulaciones sedimentarias. Las playas únicamente alcanzan cierta entidad en áreas protegidas, ya sea por altos fondos rocosos y/o obstáculos naturales.

Las características sedimentológicas de estos materiales difieren espectacularmente de unos puntos a otros, e incluso dentro de una misma zona pueden existir importantes diferencias. Así, en zonas intermareales bien expuestas a la acción del oleaje predominan los materiales arenosos bien clasificados, presentando histogramas unimodales y curvas acumulativas sigmoidales muy enderezadas. En las zonas menos expuestas, los materiales presentan clasificaciones moderadas, mayor heterometría, bimodalidad y menor evolución. La talla media es algo más elevada aunque siguen dominando las arenas de talla media.

Los materiales arenosos del estrán emergido (backshore) están, por lo general, mejor clasificados que los de las rompientes, ya que su deposición se produjo en condiciones hidrodinámicas muy enérgicas e incluso el material puede haber sufrido una cierta selección por parte del viento.

Los sedimentos de las dunas actuales presentan mejores clasificaciones que las playas, aunque las profundas transformaciones antrópicas que han sufrido estos espacios enmascaran los valores sedimentológicos.

Fuera de estos ambientes, las acumulaciones detríticas son muy escasas. Únicamente en el interior de las diversas calas que articular el litoral se observan pequeñas playas de cantos (excepcionalmente arena), que son sometidas a intensos procesos erosivos durante los fuertes temporales del NW que periódicamente afectan a estas áreas. El origen del material es local, siendo los acantilados periféricos las principales zonas suministradoras de derrubios.

El resto de la costa está dominado por un acantilado con plataforma de abrasión de altura variable, predominando los procesos erosivos. La acción combinada de las olas (impacto directo contra el acantilado, presión/descompresión en las fisuras y ametallamiento), junto con los desprendimientos y deslizamientos determinan el retroceso del acantilado y el modelado de una plataforma de abrasión de anchura variable.

En aquellos lugares donde afloran litologías menos resistentes (Ense-

nada de La Zurriola...), los movimientos en masa (lentos y rápidos) son dominantes. Estos derrubios se acumulan sobre la plataforma de abrasión, siendo paulatinamente evacuados por las olas y corrientes marinas.

En definitiva, la actual morfología de la costa vasca es el resultado de un largo proceso evolutivo, que alcanza sus momentos culminantes a lo largo del Holoceno. La configuración actual es el resultado de tres fases transgresivas separadas por sendos períodos regresivos. Sin embargo, no hay que olvidar que la profunda intervención humana acaecida en los últimos decenios ha trastocado profundamente la primitiva morfología de estos espacios, dando a la costa el aspecto que hoy día observamos.

BIBLIOGRAFÍA

- ALTUNA, J.; CEARRETA, A.; EDESO, J. M.; ELORZA, M.; ISTURIZ, M. J.; MARIEZKURRENA, K.; MUJICA, J. A. y UGARTE, F. (1989): «El yacimiento detrítico de Herriko-Barra (Zarautz, País Vasco) y su relación con las transgresiones marinas Holocenas». 2.^a Reunión de Cuaternario Ibérico. AEQUA. Madrid, (en prensa).
- ARRIZABALAGA, I. (1986): «Contribución al estudio hidrogeológico de los materiales Cuaternarios de Gernika y Durango». *Tesina de Licenciatura*. Dpto. de Geología. Fac. Ciencias. Universidad del País Vasco, (inédito).
- CEARRETA, A., EDESO, J. M., MERINO, A., UGALDE, TX y UGARTE, F. M. (1991): «Las dunas litorales de Barrika (costa occidental de Bizkaia)». *Kobie*, V. 19, pp. 77-83. Bilbao.
- CEARRETA, A., EDESO, J. M. y ELORZA, F. M. (1990): «Cambios del nivel del mar durante el Cuaternario reciente del Golfo de Vizcaya». Ed. ETOR (en prensa).
- CRUZ SANJULIÁN, J. J., GARCÍA-MONDÉJAR, J., GRANADA, J. M. y PUJALTE, V. (1984): «Características y evolución de unos depósitos de «cliff-top» localizados sobre la rasa costera vizcaína». *Thalassas*, 2, pp. 31-34. Santiago de Compostela.
- CRUZ SANJULIÁN, J. J. et al (1984): «Las playas de los estuarios de Vizcaya: su dinámica y alteraciones antropogénicas». *Thalassas*, 2, pp. 35-42. Santiago de Compostela.
- DABRIO, C. J. (1984): «Sedimentación en costas siliciclásticas, deltas y mares someros». En *Ciclo de seminarios de sedimentología*. IGME, vol. 1, pp. 131-193.

- (1988): «Playas e islas barrera-lagoon». En *Sedimentología*, CSIC, vol. 1, pp. 349-395.
- DELIBRIAS, G. y GUILLIER, M. T. (1971): «The sea-level on the Atlantic Coast and the Channel for the last 10.000 years by the 14-C method». *Quaternaria*, 14, pp. 131-135.
- EDESÓ, J. M., MUJICA, J., UGARTE, F. M. y ZEARRETA, A. (1988): «The site of Herriko-Barra (Zarautz, Basque Country): it's relation to the Flandrian transgression. Méthodes et concepts en stratigraphie du Quaternaire européen». *Colloque international*. Dijon, pp. 137-138.
- EDESÓ, J. M. y UGARTE, F. M. (1990): «Algunos datos sobre la paleogeografía litoral cuaternaria de la costa: Jaizkibel-Bahía de Txingudi (Golfo de Bizkaia)». *Cuadernos de sección*, Eusko Ikaskuntza, vol. 16, pp. 27-76. San Sebastián.
- EDESÓ, J. M. (1988): «Breves consideraciones geomorfológicas sobre la evolución paleogeográfica Cuaternaria del curso bajo del Oyarzun-Bahía de Pasajes». *Rev. Bilduma*, 2, pp. 43-52. Rentería.
- (1990): «Geomorfología fluvial y litoral del extremo oriental de Guipúzcoa (País Vasco)». *Tesis Doctoral* (inédita). Zaragoza, 666 pp.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. y ASENSIO AMOR, I. (1966): «Estudio fisiográfico-sedimentológico de la ría de Guernica». *Boletín del Instituto Español de Oceanografía*, 25, pp. 1-29.
- HIDALGO, J. y CARRERAS, A. (1979): «Estudio hidrogeológico preliminar de la depresión de Zarauz (Guipúzcoa)». *Actas II Simposium Nacional de Hidrogeología*, Pamplona, pp. 208-233.
- LABEYRIE, J. (1984): «Le cadre Paléoclimatique depuis 140.000 ans». *L'antropologie*, t. 88, n.º 1, pp. 19-48.
- LLIBOUTRY, L. (1973): «Isostasie, propriétés rhéologiques du manteau supérieur». In *traité de géophysique interne*. J. Coulomb et Jobert, G.: *Masson et Cie*, Chap. 17, pp. 225-288.
- MARY, G. (1979): «Evolution de la bordure cotière asturienne (Espagne) du Néogène a l'actuel». *Thèse 3 eme cycle*, Université de Caen.
- (1990): «La evolución del litoral cantábrico durante el Holoceno». *Actas de la International Conference on the Environment and the Human Society in the western Pyrenees and the Basque Mountainins during the Upper Pleistocene and the Holocene*, Vitoria.
- MATEU, J. F., MARTI, B., ROBLES, F. y ACUÑA, J. D. (1985): «Paleogeografía litoral del Golfo de Valencia durante el Holoceno inferior a partir de yacimientos prehistóricos». En *Homenaje de Juan Cuerda*, *Universitat de Valencia*. Universidad de Palma de Mallorca, pp. 77-101.