



**CUADERNOS DE CAMPO DEL
CUATERNARIO, Nº 5**
AEQUA Field-Guide Series, Vol. 5

C³

UPV/EHU-AEQUA

2019

*El Cuaternario en el País Vasco: La Ría de Bilbao y el
Geoparque de la Costa Vasca*

GUIA DE CAMPO XV REUNION NACIONAL CUATERNARIO, Bilbao/Julio 2019



**XV REUNIÓN NACIONAL
CUATERNARIO**
Bilbao 2019

Alejandro Cearreta (UPV-EHU)
Arantza Aranburu (UPV/EHU)
Martin Arriolabengoa (UPV/EHU)
Alvaro Arrizabalaga (UPV/EHU)
Marcos García-Diez (UCM)
Grupo de Trabajo de Ekainberri
Asier Hilario Orus (Geoparkea)
Blanca Martínez-García (SC Aranzadi)
Josean Mujika (UPV/EHU)
Blanca Ochoa (UPV-EHU)
Xabier Peñalber (SC Aranzadi)

ASOCIACIÓN ESPAÑOLA PARA EL ESTUDIO
DEL CUATERNARIO - AEQUA



Cuadernos de Campo del Cuaternario

Guías de Campo de la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario
AEQUA Field-Guide Series

© Los autores

ISSN-electrónico: 2386-8341

Fotografía portada: Depósitos antropocenos en la playa de Tunelboca (Getxo, Bizkaia)

Autor de la fotografía / imagen: Alejandro Cearreta (UPV/EHU), 2016

Se recomienda citar las partes de esta obra de la siguiente forma:

Martínez-García, B. (2019). Gorrondatxe. Naturaleza de los depósitos en las playas de Gorrondatxe y Tunelboca. En: Cearreta, A. (ed.), *El Cuaternario en el País Vasco: La Ría de Bilbao y el Geoparque de la Costa Vasca*. C³ Cuadernos de Campo del Cuaternario, 5. pp 20-22.

Edición y Maquetación:

Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA)

Escuela Politécnica Superior de Ávila (USAL).

Hornos Caleros, 50. 05003-Ávila, ESPAÑA

URL: www.aequa.es

e-mail: aequa@usal.es

Cuadernos de Campo del Cuaternario (C³) es una iniciativa editorial AEQUA que pretende recopilar todas las actividades de campo ligadas a los grupos de trabajo de la asociación, así como a los congresos y reuniones científicas que esta organice o en las que colabore.

Editores de la Serie: Pablo G. Silva y Javier Elez (Departamento de Geología, Universidad de Salamanca)

Autores Vol. 5: Alejandro Cearreta, Arantza Aranburu, Martín Arriolabengoa, Alvaro Arrizabalaga, Marcos García-Diez, Grupo de Trabajo de Ekainberri, Asier Hilario Orus, Blanca Martínez-García, Josean Mujika, Blanca Ochoa, Xabier Peñalber.

Título Vol. 5: *El Cuaternario en el País Vasco: La Ría de Bilbao y el Geoparque de la Costa Vasca*

Congreso / Reunión: XV Reunión Nacional de Cuaternario AEQUA. Bilbao, 1-5 julio 2019. **Excursiones intra y post-congreso, 2 y 5 de Julio 2019.**

Agradecimientos Vol 5 (2019): Las entidades colaboradoras de la XV Reunión Nacional de Cuaternario han sido Aranzadi Zientzia Elkartea, Arkeologi Museoa, BC3-Basque Centre for Climate Change, Beta Analytic, Eusko Jaurlaritzza-Gobierno Vasco, Geogarapen-Asociación para la Gestión del Geoparque de la Costa Vasca, Sociedad Geológica de España, Sociedad Española de Geomorfología y Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea. Este trabajo ha sido apoyado por los proyectos Antropicosta-2 (RTI2018-095678-B-C21, MCIU/AEI/FEDER, UE) y Harea-Grupo de Investigación en Geología Litoral (IT976-16). Contribución nº 52 de la Unidad de Investigación Geo-Q Zentroa (Laboratorio Joaquín Gómez de Larena).



**EXCURSIONES INTRA y POST-CONGRESO
XV REUNIÓN NACIONAL DE CUATERNARIO
(UPV/EHU - AEQUA). BILBAO, JULIO 2019**

*El Cuaternario en el País Vasco: La Ría de Bilbao y el
Geoparque de la Costa Vasca*

ÍNDICE

Introducción e Itinerarios	5
Cearreta A	
Excursión intra-congreso: Historia ambiental de la Ría de Bilbao y su registro sedimentario.	
1. Artxanda. Una introducción histórica a la transformación ambiental de la Ría de Bilbao. Cearreta A	7
2. Enekuri. El relleno sedimentario holoceno y el ascenso del nivel marino. Cearreta A	12
3. Las Arenas. El registro sedimentario reciente y el desarrollo industrial del estuario. Cearreta A	15
4. Gorrondatxe. Naturaleza de los depósitos en las playas de Gorrondatxe y Tunelboca. Martínez-García B	20
Excursión post-congreso: El Cuaternario en el Geoparque de la Costa Vasca.	
1. Zestoa. Geoparkea: Introducción al Geoparque Mundial UNESCO de la Costa Vasca. Hilario A	24
2. Ekainberri. La Cueva de Ekain y la réplica Ekainberri. Grupo de Trabajo de Ekainberri	26
3. Ekain. Arte parietal paleolítico en los valles del Urola y Deba. Ochoa B, García-Diez M	31
4. Irikaitz. El valle del Urola en la Prehistoria. Arrizabalaga A	35
5. Zumaia. Geología litoral y el registro sedimentario holoceno y antropoceno del estuario del Urola. Cearreta A	37
6. Deba. El registro sedimentario del estuario del Deba. Cearreta A	41
7. Artzabal. Plataformas de abrasión marina, terrazas fluviales y evolución kárstica. Arriolabengoa M, Aranburu A	44
8. Praileaitz. La ocupación humana prehistórica del valle del Deba. Peñalber X, Mujika J	46
C³ Referencias.	50

C³

Cuadernos de Campo del Cuaternario
Vol 5 (2019). AEQUA

El Cuaternario en el País Vasco: La Ría de Bilbao y el Geoparque de la Costa Vasca

Editado Por

Alejandro Cearreta (UPV/EHU)

Otros Autores

Arantza Aranburu (UPV/EHU), Martín Arriolabengoa (UPV/EHU), Alvaro Arrizabalaga (UPV/EHU), Marcos García-Diez (UCM), Grupo de Trabajo de Ekainberri, Asier Hilario Orus (Geoparkea), Blanca Martínez-García (SC Aranzadi), Josean Mujika (UPV/EHU), Blanca Ochoa (UPV-EHU), Xabier Peñalber (SC Aranzadi)



**XV REUNIÓN NACIONAL
CUATERNARIO**
Bilbao 2019



Organización
de las Naciones Unidas
para la Educación,
la Ciencia y la Cultura

Hezkuntza
Zientzia eta Kulturarako
Nazio Batuen
Erakundea



Costa Vasca
Geoparque
mundial de
la UNESCO

Euskal Kostaldea
UNESCOren
munduko
Geoparkea

Geoparkea
Euskal Kostaldea - Costa Vasca



ZIENTZIA
ETA TEKNOLOGIA
FAKULTATEA
FACULTAD
DE CIENCIA
Y TECNOLOGÍA

50 URTE
AÑOS
Biba Zientzia!
Ciencia Viva

Ekain berri



EUSKO JAURLARITZA
GOBIERNO VASCO

HEZKUNTZA SAILA
DEPARTAMENTO DE EDUCACIÓN



ARANZADI zientzia elkarte
sociedad de ciencias . society of sciences . société de sciences



**ASOCIACION ESPAÑOLA PARA EL
ESTUDIO DEL CUATERNARIO**

Introducción e Itinerarios

A. Cearreta. Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Universidad del País Vasco UPV/EHU. alejandro.cearreta@ehu.eus

El País Vasco presenta una larga tradición cuaternarista, dentro de cuyos principales hitos es posible destacar la publicación en el año 1917 de los primeros trabajos científicos sobre prehistoria vasca realizados por José Miguel de Barandiaran, Telesforo de Aranzadi y Enrique Eguren, la fundación en 1947 de la Sociedad de Ciencias Aranzadi para la investigación del medio natural y el patrimonio cultural, la celebración en 1990 de la primera reunión científica en Vitoria-Gasteiz bajo el título de *International Conference on the Environment and the Human Society in the Western Pyrenees and the Basque Mountains during the Upper Pleistocene and the Holocene* y, por último, el inicio en 2009 de los estudios universitarios de postgrado en Cuaternario: Cambios Ambientales y Huella Humana en la Universidad del País Vasco UPV/EHU (Máster y Doctorado).

Entre los días 1-5 de julio 2019 se ha celebrado en Bilbao la XV Reunión Nacional de Cuaternario. Este congreso de la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA) ha sido organizado localmente por la Unidad de Formación e Investigación en Cuaternario de la UPV/EHU y, entre sus distintas actividades, ha incluido 2 salidas de campo.

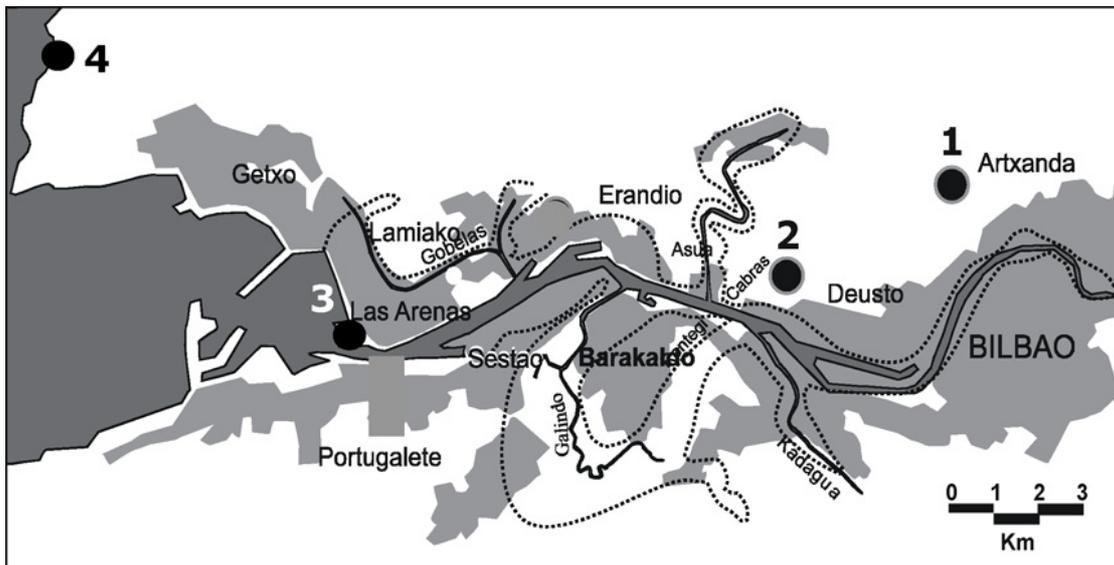
Una primera salida intra-reunión denominada "Historia ambiental de la Ría de Bilbao y su registro sedimentario" tuvo lugar el martes 2 de julio por la tarde, y a través de 4 paradas a lo largo del estuario analizó sus registros sedimentarios holoceno y antropoceno.

En la historia ambiental de este estuario se han identificado diferentes etapas que incluyen las condiciones pre-industriales con asociaciones

abundantes de microfósiles y niveles naturales de metales desde hace 8.500 años, una etapa industrial antigua (1850-1950) con elevados contenidos en metales y asociaciones abundantes de microfósiles, la desaparición de microfósiles durante la etapa industrial moderna (1950-2009) como resultado de los mínimos niveles de oxígeno y la máxima cantidad de vertidos industriales, y finalmente la disminución en la concentración de metales y el incremento en la abundancia de organismos, consecuencia de la mejora post-industrial reciente. Esta salida fue coordinada por Alejandro Cearreta y Blanca Martínez-García.

Una segunda salida post-reunión titulada "El Cuaternario en el Geoparque de la Costa Vasca" se realizó durante el viernes 5 de julio, en la que siguiendo 8 paradas a lo largo del territorio del geoparque se expusieron sus registros geológico, antropológico y prehistórico más significativos.

El flysch litoral del Geoparque de la Costa Vasca ha sido reconocido por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) y la UNESCO como uno de los grandes afloramientos geológicos del planeta. La espectacularidad de sus procesos de erosión da lugar a un litoral donde se alternan excelentes ejemplos de acantilados, rasas mareales, playas y estuarios. El patrimonio del Geoparque de la Costa Vasca cuenta con 26 lugares de interés geológico (LIG) de edad cuaternaria. La zona interior está formada por montañas calizas que han sido fuertemente erosionadas y que cuentan con particularidades kársticas entre las que destacan numerosas cuevas. Estas fueron ocupadas desde el Paleolítico y proporcionan un patrimonio arqueológico que incluye pinturas



Localización de las paradas durante la salida de campo intra-reunión por la Ría de Bilbao.



Localización geográfica del Geoparque de la Costa Vasca (Gipuzkoa) y de las principales localidades visitadas durante la salida de campo post-reunión.

rupestres como las de Ekain, descubiertas hace 50 años y declaradas Patrimonio de la Humanidad en 2008. Esta salida fue coordinada por Arantza Aranburu, Martín Arriolabengoa,

Alvaro Arrizabalaga, Alejandro Cearreta, Marcos García-Díez, Aitziber Gorrotxategi, Asier Hilario, Josean Mujika, Blanca Ochoa, Xabier Peñalber.

Excursión intra-congreso: Historia ambiental de la Ría de Bilbao y su registro sedimentario

Parada 1: Artxanda. Una introducción histórica a la transformación ambiental de la Ría de Bilbao

A. Cearreta. Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Universidad del País Vasco UPV/EHU. alejandro.cearreta@ehu.eus

Introducción

La Villa de Bilbao fue fundada el 15 de junio de 1300 por el Señor de Vizcaya, Don Diego López de Haro. Sobre una antigua población creó una villa que le permitiera explotar las posibilidades portuarias de la ría. La Naturaleza proporcionó a Bilbao 2 elementos fundamentales para su desarrollo: el mineral de hierro como materia prima, y la ría como puerto natural, y ambos fueron explotados hasta el límite de sus posibilidades.

La Ría de Bilbao y su valle han proporcionado el soporte físico sobre el que se ha ido construyendo a lo largo de la historia la aglomeración urbana e industrial. La ría que hoy conocemos es una creación completamente artificial. Se encuentra prisionera entre diques que encauzan y modifican todo su recorrido para adaptarlo a las exigencias de la navegación, y además todos sus dominios le fueron arrebatados para asentar la aglomeración industrial y urbana del siglo XX.

La enorme alteración física de todo este espacio ha sido consecuencia del proceso de transformación económica de Bilbao desde una villa pre-industrial de pequeñas dimensiones situada en la cabecera del estuario hasta una ciudad industrial de grandes dimensiones

proyectada en torno a la ría. Así, el comercio tradicional de la lana de Castilla aseguró la vitalidad económica de Bilbao hasta el siglo XIX. A partir de ahí, la ciudad encontró una nueva orientación económica basada en la minería del hierro y su industria siderúrgica asociada, que han caracterizado su transformación de los siglos XIX y XX (Fig. 1.1).

La Villa mercantil

La villa de Bilbao original se situó sobre un pequeño meandro en la cabecera de la ría, fácilmente defendible y accesible a la navegación por el movimiento de las mareas. El 22 de junio de 1511, los reyes de Castilla aprobaron la creación del Consulado de Bilbao, institución que materializó durante más de 300 años el control de Bilbao sobre el estuario.

La primera zona que fue conquistada por la ciudad fue El Arenal que comenzó a ser ocupado con la ampliación del casco urbano desde finales del siglo XV y que fue ganado definitivamente a la ría en el siglo XVII cuando se convirtió en paseo público.

El emplazamiento de la villa también ofrecía inconvenientes al quedar ésta sujeta a las violentas pulsaciones del río que se convertían en graves inundaciones. Tres o cuatro veces



Fig. 1.1. Vista aérea de la Ría de Bilbao y el desarrollo urbano e industrial del Bilbao Metropolitano.

cada siglo, estos "aguaduchos" sacaban los barcos de la ría y provocaban enormes destrozos en las calles de la villa. Para liberarse de las frecuentes y trágicas inundaciones que padecía, el año 1654 el Consulado abrió un nuevo cauce en el Campo de Volantín formando, como consecuencia, una pequeña isla que se llamó Uribitarte y que desapareció al cerrarse el cauce original en 1870.

El fin de la Segunda Guerra Carlista en 1876 representa un acontecimiento de primer orden en la evolución del conjunto del estuario. En ese momento se abre el proceso de desarrollo industrial que transformó Bilbao, y con él a toda la ría. Durante el último cuarto del siglo XIX se aprueba la expansión urbana de Bilbao, se inician las exportaciones masivas de mineral de hierro, se empieza a instalar la industria siderúrgica, se prepara el acondicionamiento de la ría y se proyecta el puerto exterior. El resultado de todo este proceso es la impresionante expansión urbana del conjunto de la ría que pasa de 60.000 a 1 millón de habitantes, convirtiendo el Bilbao histórico en el denominado "Gran Bilbao" y posteriormente el "Bilbao Metropolitano" (García-Merino, 1987).

La actividad minera

Hasta los años 1830 el mineral de hierro que se trabajaba en las ferrerías podía ser extraído libremente. Sin embargo, a partir de entonces la burguesía bilbaína se hace con el control de las minas a través de la propiedad de los montes que compraron en condiciones muy ventajosas a los ayuntamientos endeudados tras las guerras de los siglos XVIII y XIX. El principal criadero de mineral, que ya fuera descrito por el

historiador romano Plinio el Viejo en el siglo I, se encontraba en Somorrostro donde se instalaron importantes núcleos mineros como Gallarta, La Arboleda o Triano (Fig. 1.2).

Sus condiciones naturales ofrecieron grandes facilidades: sus minerales eran de una extraordinaria riqueza, podían explotarse a cielo abierto y además se hallaban relativamente próximos al estuario. Desde 1876 hasta 1925 se extrajeron más de 180 millones de toneladas de mineral de hierro, de los cuales el 75% se dedicó a la exportación, fundamentalmente para abastecer a la siderurgia inglesa.

Las minas de hierro han sido la base sobre la que se ha asentado la prosperidad de Bilbao. El capital producido por la exportación del mineral se utilizó para financiar la instalación de las primeras factorías. Asimismo, a trabajar en las minas vinieron los primeros emigrantes que luego pasarían a la industria siderúrgica. Gracias a ellas se construyeron los primeros ferrocarriles y el puerto exterior, cuyas obras se financiaron gracias a un impuesto sobre la exportación del mineral. En relación a las minas y al carbón que llegaba de retorno en los barcos que exportaban el mineral surgió la industria siderúrgica y las construcciones navales y, por extensión, las grandes compañías financieras, los bancos, los seguros, la Bolsa, ... Curiosamente detrás de todas estas actividades aparecen siempre los mismos hombres que se interesaron inicialmente por el negocio del hierro, como los Ybarra o los Chávarri.

Con el cambio de siglo se llegó a la conclusión de que en lugar de vender el mineral en bruto

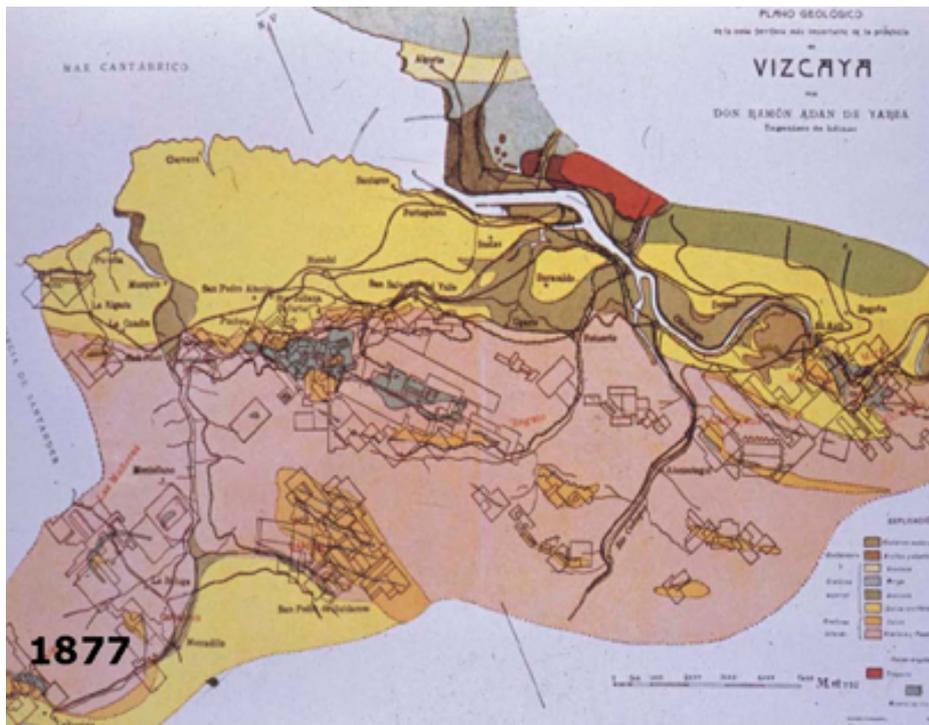


Fig. 1.2. Mapa geológico de la Ría de Bilbao y la Margen Izquierda incluyendo las concesiones mineras elaborado por Ramón Adan de Yarza en 1877.

era más ventajoso económicamente transformar el mineral de hierro a orillas de la ría y vender el producto listo para su utilización. La explotación minera pasa a un segundo plano y la base del poder económico en Bilbao a partir de entonces serán las fábricas y los bancos (García-Merino, 1987).

La actividad industrial

El despegue de la gran industria siderúrgica se realiza a orillas del estuario. En 1854 se funda en Desierto sobre terrenos marismeños la fábrica "Nuestra Señora del Carmen" de Barakaldo, propiedad de la familia Ybarra que contaba con un Alto Horno y un fondeadero en la Ría para su flotilla de buques. En 1882 se instala sobre los terrenos fangosos de Sestao otra fábrica de altos hornos denominada "La Vizcaya" propiedad de Víctor Chávarri. Asimismo, en Sestao se establece la tercera gran factoría siderúrgica, la fábrica "San Francisco" propiedad de José María Martínez de las Rivas. En 1902 las 3 instalaciones se fusionan y pasan a formar parte de la Sociedad Anónima "Altos Hornos de Vizcaya".

En 1865 se inauguró el Ferrocarril Minero de Triano desde Ortuella hasta Desierto para transportar el mineral de hierro desde las zonas de extracción hasta las fábricas que lo consumían y a los barcos que lo exportaban. Posteriormente se construyeron otros ferrocarriles mineros como el de Sestao a Somorrostro, el de Sestao a la Orconera o el de Portugalete a Galdames.

El siguiente paso para rentabilizar al máximo los yacimientos minerales fue vender el hierro en forma de máquinas, gracias a la metalurgia de transformación y las construcciones mecánicas pesadas.

A finales del siglo XIX se abandona el casco de madera y la propulsión a vela y la construcción naval se hace con buques de acero y motores de vapor. Así en 1888 se inauguran junto a las fábricas siderúrgicas los "Astilleros del Nervión" en Sestao, propiedad también de Martínez de las Rivas. Siguiendo este ejemplo se funda en 1900 la compañía "Euskalduna" frente a Deusto y en 1916 se levanta la factoría "La Naval" de Sestao.

Desde entonces aparecen una gran cantidad de actividades industriales para hacer frente a las variadas necesidades que se iban generando, tales como industria química, farmacéutica, fábricas de pinturas, de jabón y un largo etcétera.

A partir del último cuarto del siglo XIX el paisaje tradicional de Bilbao será sustituido por un paisaje nuevo de humos y fábricas, de ferrocarriles, de urbanización opresiva, de movimiento incesante impuesto por la industria. Nada va a dejar de ser transformado, adaptado, desbordado por el Bilbao industrial que va a

pasar por encima de todo. Los montes quedaron lacerados por el movimiento de tierras de las explotaciones mineras; las marismas, las dunas y los sedimentos de la ría desaparecieron para convertirse en asiento de fábricas, viviendas, dársenas o rellenos. Las arboledas y los arroyos fueron sustituidos por edificios, vías férreas y desmontes para facilitar las comunicaciones.

Los vertidos industriales, el lavado del mineral y los efluentes urbanos contaminaron los arroyos y los acuíferos superficiales inutilizando las fuentes y convirtiendo los cursos de agua en cloacas que iban a parar a la ría. El resultado ha sido que el agua y los sedimentos del estuario tuvieron bajísimas concentraciones de oxígeno disuelto y en cambio altos contenidos en materia orgánica y metales pesados, convirtiendo a la ría en la zona con mayor nivel de contaminación química de todo el Cantábrico (Cearreta, 1998a).

La expansión por la Ría

Hasta la primera mitad del siglo XIX fue Bilbao quien acogió el lento crecimiento demográfico de la zona. Sin embargo, a partir de entonces serán los municipios afectados por el desarrollo de las explotaciones mineras y la instalación de las fábricas, como Barakaldo, Sestao o Erandio, quienes sufrirán una auténtica explosión demográfica.

En 1857 Máximo Aguirre compró al Estado los arenales y fangales de Lamiako y Las Arenas que fueron desecados y "saneados" con pinos marítimos y plantas fijadoras siguiendo el modelo francés en Las Landas. Las marismas de Lamiako se convirtieron en tierra de labor agrícola y sobre los antiguos arenales se construyeron casas de veraneo para las grandes familias de Bilbao y el "Establecimiento de Baños de Mar Bilbaínos" para una selecta clientela. Con el objetivo de revalorizar estos extensos terrenos, sus descendientes potenciaron la construcción del ferrocarril de Bilbao a Las Arenas que fue inaugurado en 1887 (García-Merino, 1987).

La actividad portuaria

Originalmente, a partir de La Peña hasta donde llegaban las mareas y hacia su desembocadura, las orillas de la ría eran extensos arenales y marismas. Antes de la intervención humana, el estuario había ya abandonado algunos de sus dominios como el antiguo meandro de Barakaldo por donde ahora discurren los ríos Castaños y Galindo. Hasta el siglo XVI el mar entraba en la ría sin ningún freno de diques y escolleras, y ésta no tenía orillas determinadas. Su cauce era cambiante y estaba sembrado de bajíos de roca que hacían muy peligrosa la navegación.

El Consulado de Bilbao se encargó de encauzar con diques algunos tramos, centrando sus esfuerzos particularmente en la desembocadura donde se acumulaban grandes cantidades de

arena. Donde hoy se encuentra la plaza del Puente Colgante, el Consulado mantuvo desde el siglo XVI una "Casa de Socorro y Salvamento", donde se localizaba el "Piloto Mayor de la Barra" encargado de vigilar el estado diario de la Barra de Portugalete y de balizar la ruta navegable más segura (Fig. 1.3).

Sin embargo, la verdadera "construcción" de la ría actual comienza a finales de 1877 con la incorporación de Evaristo de Churrua y su Junta de Obras del Puerto. La exportación del mineral y las actividades industriales estaban generando un gran movimiento en el puerto de Bilbao, pero el estuario no permitía este tráfico creciente. La historia del puerto de Bilbao puede dividirse en tres etapas que consistieron inicialmente en el acondicionamiento de la ría o puerto interior entre 1878 y 1887, la posterior construcción del puerto exterior entre 1888 y 1902, y finalmente la expansión del superpuerto en el Abra desde 1968 (García-Merino, 1987).

Al proceso de sedimentación fangosa dentro de la ría se unía el depósito de arenas de origen marino en la margen derecha de la desembocadura. Estas arenas eran puestas en circulación por el oleaje y arrastradas dentro del estuario por las corrientes de marea que tendían a cerrar su desembocadura. Así se formaron los grandes arenales de Getxo con sus playas y dunas, y la famosa y temible Barra de Portugalete (Fig. 1.3).

La eliminación de la Barra se llevó a cabo con la construcción en Portugalete de un muelle a fin de encauzar la salida del agua de la ría, permitiendo la excavación natural de un cauce profundo y fijo. El muelle era curvo para proteger la entrada del oleaje del NW y para

alejar los barcos de la costa rocosa de Santurtzi. El encauzamiento se completó con un pequeño espigón en la orilla de Las Arenas, y fue un gran éxito permitiendo la entrada a barcos de mayor calado en 1887 cuando finalizó la obra (Hazera, 1968).

Los dragados hicieron de la Ría un canal nuevo fácilmente navegable hasta Bilbao con profundidades suficientes en todo su recorrido, para lo cual se extrajeron millones de toneladas de sedimento del fondo, permitiendo la entrada de un mayor volumen de agua. Así se eliminaron los bancos de cantos rodados y arena que existían entre Olabeaga y La Salve, conocidos como "los churros". Estos bancos emergían por encima del agua en bajamar aislando el tramo superior del estuario y obligando a descargar ahí los barcos y a transportar las mercancías en gabarras arrastradas a la sirga hasta los muelles de Bilbao.

La segunda etapa se centra en la construcción del puerto exterior, ganando al mar una buena parte del Abra a la salida de la ría. La bahía del Abra representaba un emplazamiento amplio y con mayores profundidades, pero estaba expuesta a los temporales más fuertes del NW. Su utilización como zona portuaria exigía la construcción de largos diques de defensa. Entre 1889 y 1894 se construyó el dique rompeolas perpendicular a la costa de Santurtzi.

Paralelamente, entre 1894 y 1901 se llevaron a cabo las obras del contramuelle de Algorta para frenar las corrientes de marea y cerrar por el E el área abrigada del puerto exterior. Su consecuencia inmediata fue la acelerada desaparición de la playa de Las Arenas, lo que



Fig. 1.3. Imagen pictórica de la desembocadura de la ría en el Abra donde se muestran la Barra de Portugalete y la playa y dunas de Las Arenas en 1740.

obligó a la Junta de Obras del Puerto a construir urgentemente el Muelle de Las Arenas y sobre él un paseo.

Posteriormente, para construir el muelle de atraque al abrigo del rompeolas se levantaron en 1907 una serie de muros que recorrían paralelamente la costa rocosa de Portugalete y Santurtzi, y cuyo espacio intermedio fue rellenado para asentar los accesos ferroviarios del puerto exterior. De este modo desaparecieron la playa de Portugalete, los acantilados de Santurtzi y su puerto pesquero original.

La empresa más ambiciosa de los años 1960 fue la apertura del Canal de Deusto con el objetivo de mantener un trazado rectilíneo de fácil navegación en el tramo central del estuario entre Axpe y Abandoibarra. La idea original data de 1928 pero la situación económica y política

de los años 1930 retrasaron su realización hasta 1968, aunque ya sólo como una dársena o puerto interior de Bilbao abierto aguas abajo de San Inazio, que se ha completado en 2019 sin eliminar el recorrido curvo de la Ría en Olabega.

Por último, el proyecto del Superpuerto planteaba el aprovechamiento total de la bahía exterior del Abra cerrando la misma con dos diques de grandes dimensiones. Esta tercera etapa comenzó con la instalación en Somorrostro en el año 1968 de una refinería que necesitaba unas instalaciones portuarias para recibir el crudo transportado por los grandes petroleros.

El Espigón de Punta Lucero fue construido transversalmente al punto más externo del Abra en 1977. El dique de Punta Galea que completaría el cierre de la bahía se inició en 1976 pero se paralizó posteriormente.

Parada 2: Enekuri. El relleno sedimentario holoceno y el ascenso del nivel marino

A. Cearreta. Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Universidad del País Vasco UPV/EHU. alejandro.cearreta@ehu.es

Introducción

La Ría de Bilbao fue originalmente la zona estuarina más extensa de la costa cantábrica (Hazera, 1968). El canal actual de la ría tiene una longitud de 15 km y está formado por el tramo mareal del río Nervión-Ibaizabal y sus cuatro afluentes (Kadagua, Asua, Galindo y Gobelas) que descargan en el cauce principal (Fig. 2.1).

Las secuencias sedimentarias holocenas estudiadas se perforaron durante el periodo 1988-1990 como parte del estudio geológico para la construcción del Ferrocarril Metropolitano de Bilbao y en 1998 como parte de diversos trabajos de ingeniería civil que fueron llevados a cabo por las autoridades locales. Estos sondeos fueron obtenidos en las áreas ocupadas del estuario original, utilizando una perforadora de roto-percusión hasta alcanzar el sustrato cretácico. Se muestran, a modo de ejemplo, los resultados obtenidos en 2 de ellos (Leorri y Cearreta, 2004).

Sondeos holocenos

El sondeo SR6 fue perforado en la orilla derecha

de la zona media del estuario (longitud 26,50 m). Basado en su contenido de foraminíferos, puede dividirse en cuatro zonas diferentes (Fig. 2.2). En la base, la Asociación de Foraminíferos (AF) 4 está compuesta por gravas redondeadas, arena y arcilla amarilla con escasos caparzones de foraminíferos. Este tramo se interpreta como un medio fluvial de edad Tardiglaciario. AF 3 está formada por fango arenoso con unos pocos restos de plantas y bioclastos. La asociación está dominada por *Haynesina germanica*, *Ammonia tepida* y *Elphidium oceanense*. Contiene una abundancia moderada de especies, un número muy elevado de caparzones y un porcentaje muy bajo de foraminíferos marinos (media 13%). A -8,0 m de profundidad se ha datado una muestra de madera, obteniendo una edad de 8.390 años cal BP. Se interpreta como un medio salobre e intermareal de fango arenoso. La AF 2 está compuesta por arena con bioclastos y algunos restos de plantas. La asociación de foraminíferos dominante está formada por *Cibicides lobatulus*, *A. tepida* y *H. germanica*. Esta asociación contiene una abundancia elevada de especies y caparzones. El

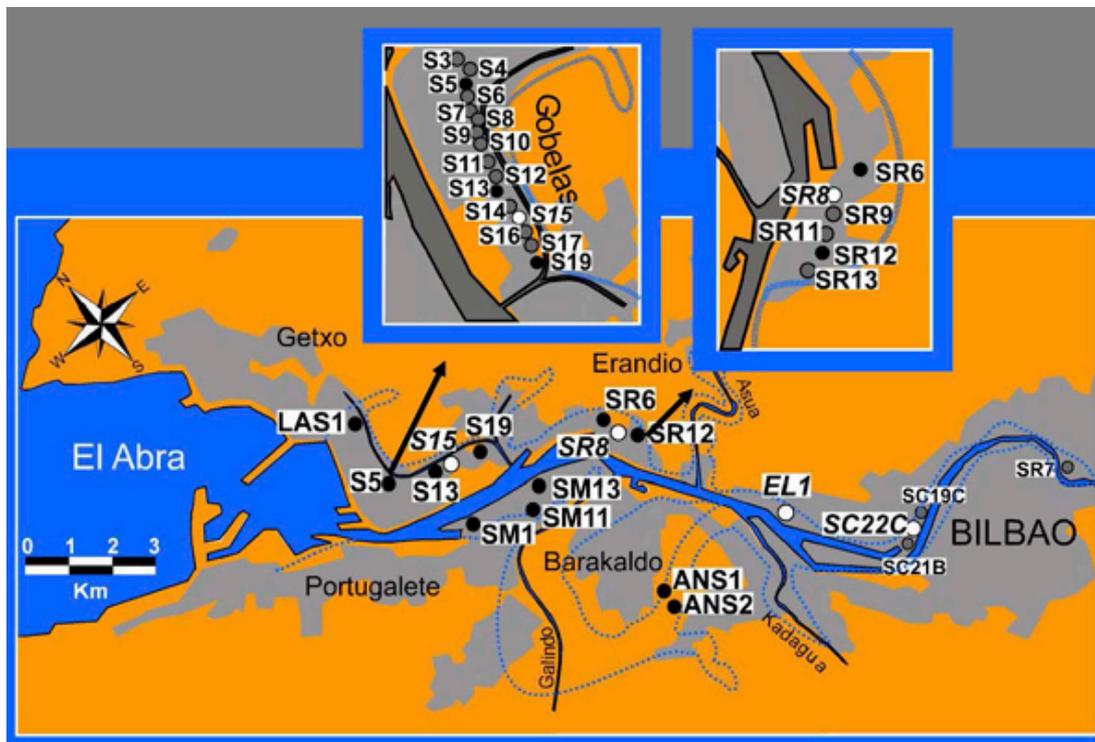


Fig. 2.1. Localización de los sondeos analizados en la Ría de Bilbao. Los puntos blancos representan aquellos estudiados por Cearreta (1998b), los puntos negros aquellos que fueron analizados en Leorri y Cearreta (2004) y los puntos grises corresponden a otros sondeos perforados durante el proyecto constructivo del Ferrocarril Metropolitano de Bilbao. La línea discontinua muestra la extensión original de los dominios estuarinos holocenos y las zonas sombreadas corresponden a las zonas urbanas (modificada de Leorri y Cearreta, 2004).

porcentaje de individuos marinos transportados es muy elevado (media 62%). Se trata de un medio marino-proximal, intermareal y arenoso. Este medio se desarrolló, al menos, desde 4.815 a 1.220 años cal BP. Finalmente, AF 1 está representada por arena fangosa con bioclastos. La asociación de foraminíferos está dominada por *H. germanica*, *Criboelphidium williamsoni*, *C. lobatulus* y *A. tepida*. El número de especies es alto, al igual que el número de caparazones, mientras que el contenido en foraminíferos marinos es bajo, indicando un medio salobre, intermareal y de arena fangosa, que fue característico de esta zona estuarina hasta su ocupación humana en el siglo XIX.

Por su parte, el sondeo LAS1 (27,40 m) fue perforado en la orilla derecha del frente marino (Fig. 2.1). La secuencia sedimentaria de este sondeo, basada en su contenido en foraminíferos, se puede dividir en 2 zonas (Fig. 2.2). La AF 2, presente en la base del sondeo, se compone de arena rojiza con bioclastos y restos de plantas. La asociación está dominada exclusivamente por *C. lobatulus*. La abundancia de especies es alta y el contenido en foraminíferos marinos es extremadamente elevado (media 89%), mientras que el número de caparazones es bajo. Esta AF 2 se interpreta como un depósito marino-proximal, intermareal y arenoso. Por encima, AF 1 está formada por arena rojiza con restos de plantas y gasterópodos terrestres. La asociación de foraminíferos está dominada por *C. lobatulus* y *A. tepida*. El número de especies es elevado y el contenido en foraminíferos marinos es muy alto

(media 76%). El bajo número de caparazones, la presencia de gasterópodos terrestres y su elevada posición topográfica sugieren un medio deposicional arenoso, de salinidad normal de playa y dunas intermareales. Una datación por radiocarbono indica que este medio empezó a formarse hace 2.810 años cal BP.

Historia ambiental holocena de la Ría de Bilbao.

La Autoridad Portuaria de Bilbao ha llevado a cabo numerosos estudios geotécnicos durante el periodo 1879-1995, mostrando que el espesor medio de la secuencia cuaternaria en la Ría de Bilbao varía enormemente desde los 10 m en el estuario superior, a 20 m en la zona media y a 30 m en las áreas estuarinas inferiores, con unas gravas arenosas basales de posible origen fluvial a lo largo del eje central del estuario pre-industrial original. Además, en la misma zona estuarina es posible encontrar el sustrato a profundidades muy variables, incluso en sondeos perforados muy próximos entre sí (Puertos del Estado, 1997).

Se han analizado las asociaciones de foraminíferos contenidas en las sucesiones sedimentarias de sondeos perforados en el eje principal de la Ría de Bilbao. La interpretación paleoambiental de estas asociaciones encontradas y de otras estudiadas previamente en esta misma ría define el relleno sedimentario de este estuario como una secuencia deposicional eustática de cuarto orden en el sentido definido por Vail et al. (1991). Esta secuencia sedimentaria comprende un amplio

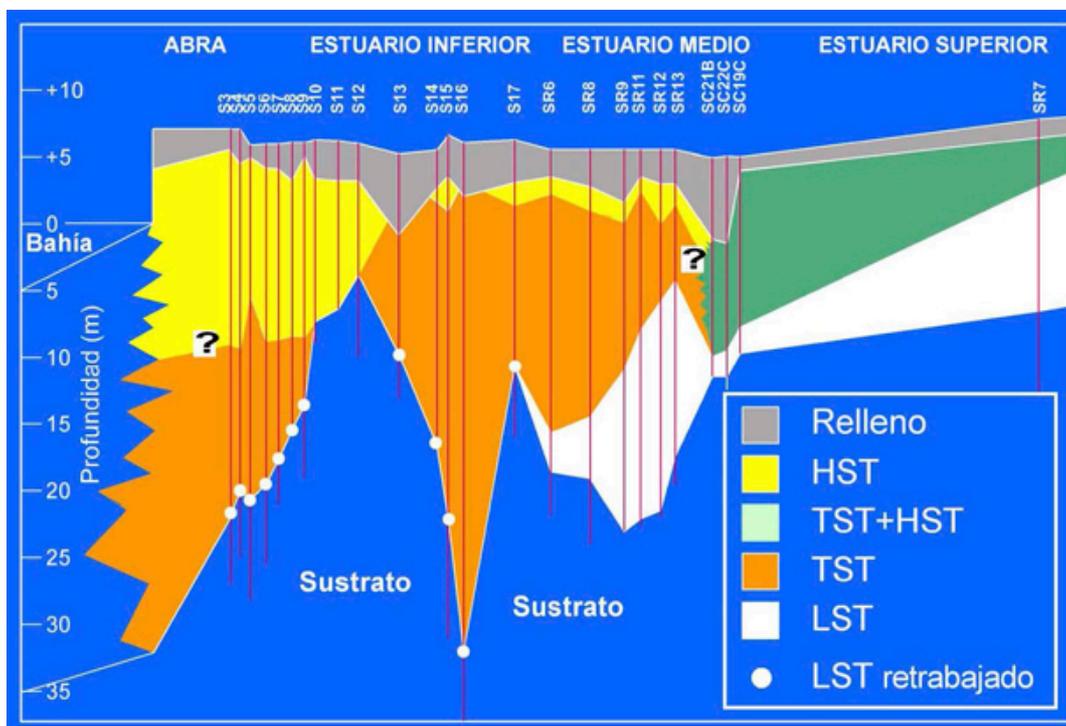


Fig. 2.2. Interpretación del relleno holoceno en la Ría de Bilbao según la estratigrafía de secuencias. Las líneas verticales indican los diferentes sondeos perforados en el margen derecho del estuario. LST: cortejo sedimentario del nivel marino bajo; TST: cortejo sedimentario transgresivo; HST: cortejo sedimentario del nivel marino alto (modificada de Leorri y Cearreta, 2004).

rango de asociaciones de foraminíferos (AF), que se organizan en tres cortejos sedimentarios, tal y como definen Allen y Posamentier (1993). Cada cortejo sedimentario está compuesto, a su vez, por diferentes conjuntos de foraminíferos separados por superficies estratigráficas continuas, que constituyen unos buenos marcadores para la correlación. La Figura 2.2 muestra esquemáticamente la estructura del complejo relleno sedimentario del eje principal de la Ría de Bilbao. Las gravas y arenas de grano grueso de origen fluvial con ausencia casi total de foraminíferos representan unas condiciones de nivel marino bajo durante la época Tardiglaciaria (cortejo de nivel del mar bajo-LST). Durante la transgresión marina (8.500-3.000 años cal BP), estos depósitos de grano grueso quedaron atrapados en las zonas media y superior del estuario por la migración de los depósitos estuarinos hacia tierra. Sin embargo, en la zona inferior del estuario los materiales que formaban el LST fueron retrabajados e incluidos dentro del siguiente cortejo transgresivo (TST). Se depositaron grandes volúmenes de sedimento durante el TST. En el estuario inferior estos materiales muestran principalmente un carácter marino-proximal, mientras que en la zona media los sedimentos presentan intercalaciones entre materiales salobres y marino-proximales, y en la zona superior del estuario y en el meandro de Barakaldo sólo se depositaron materiales salobres. La parte final del TST está representada por sedimentos marinos (con

predominio de foraminíferos marinos) entre las superficies de ravinement (TRS) por debajo, y la superficie de máxima inundación (MFS) por encima. El siguiente cortejo sedimentario de nivel de mar alto (HST) depositado durante el Holoceno superior (desde 3.000 años cal BP hasta la ocupación humana del siglo XIX) se caracteriza por unas condiciones intermareales y supramareales salobres correspondientes a un relleno posterior a la estabilización del nivel marino. Este esquema evolutivo general se integra bien con los resultados obtenidos en otras secuencias sedimentarias costeras estudiadas en el Golfo de Bizkaia (Leorri y Cearreta, 2004).

Según García-Artola et al. (2018), el aumento relativo del nivel del mar en la costa vasca durante el Holoceno puede resumirse en tres fases principales: (1) ascenso rápido cuantificado en unos $6,3 \pm 0,8$ mm/año que tuvo lugar desde los 9.000 hasta 7.000 años cal BP; (2) reducción considerable de la tasa de elevación hasta los $0,7 \pm 0,5$ mm/año desde los 7.000 hasta 4.000 años cal BP; y (3) mayor ralentización desde entonces hasta el siglo XX ($0,5 \pm 0,5$ mm/año). Este avance transgresivo holoceno constituye el proceso responsable de las secuencias sedimentarias presentes en este estuario (Fig. 2.3).

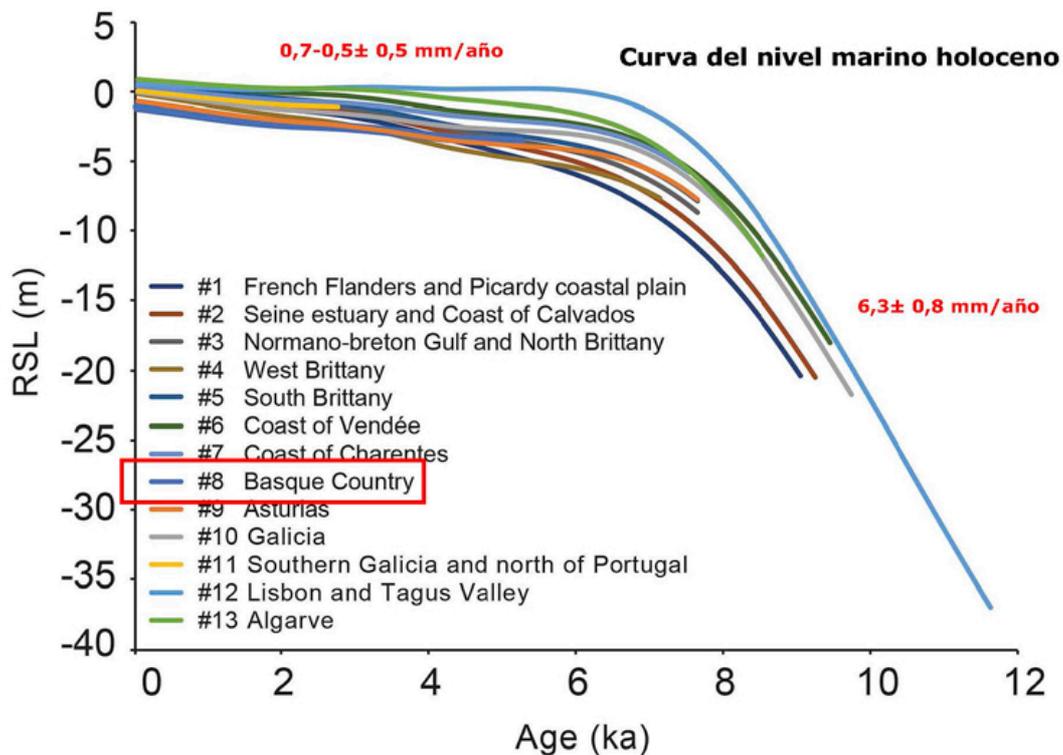


Fig. 2.3. Estimaciones medias del ascenso relativo del nivel marino para diferentes regiones costeras del litoral atlántico de Europa durante el Holoceno (modificada de García-Artola et al., 2018).

Parada 3: Las Arenas: El registro sedimentario reciente y el desarrollo industrial del estuario

A. Cearreta. Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Universidad del País Vasco UPV/EHU. alejandra.cearreta@ehu.eus

Introducción

La Ría de Bilbao, también conocida como el estuario de Nervión-Ibaizabal, presenta características mesomareales (variación media de las mareas 2,5 m, rango desde 1 m en mareas muertas a 4,5 m en mareas vivas). Su reciente transformación ambiental ha estado estrechamente relacionada con la explotación local de minerales de Fe y el posterior desarrollo industrial y urbano. Desde que la primera industria de hierro y acero se construyera sobre sus marismas en 1854, todos los dominios estuarinos originales fueron eliminados debido a la ocupación humana y, en la actualidad, se ha convertido en un canal de marea artificial (15.2 km de largo, 25–270 m de ancho, y 2–9 m de profundidad) que cruza el área metropolitana de Bilbao (alrededor de 900.000 habitantes) y descarga en la bahía del Abra (3.5 km de anchura media, hasta 30 m de profundidad). Este estuario ha recibido los vertidos incontrolados de enormes cantidades de desechos mineros, domésticos e industriales no tratados durante más de un siglo, lo que degradó gravemente sus condiciones físico-químicas originales. Las concentraciones de oxígeno disuelto en sus aguas disminuyeron dramáticamente, lo que afectó considerablemente a la biota del estuario y provocó el desarrollo de una etapa afaunal a lo largo de sus llanuras intermareales donde prevalecieron condiciones anóxicas (González Oreja y Saiz Salinas, 1998). La calidad microbiológica del agua era deficiente, mientras que los sedimentos mostraron graves niveles de degradación debido a sus elevadas

concentraciones de productos químicos como PAHs, bifenilos policlorados (PCB), metales pesados, coprostanol, compuestos orgánicos, etc. Como consecuencia de este desarrollo insostenible, ya en la década de 1970 el estuario de Bilbao podía describirse como una cloaca navegable que atravesaba una de las ciudades más contaminadas del mundo.

Evolución ambiental reciente

Las características naturales de la ría de Bilbao fueron dramáticamente modificadas por el desarrollo urbano, industrial y portuario. La explotación del abundante mineral de hierro local condujo a su desarrollo industrial temprano a mediados del siglo XIX. El estuario original se redujo rápidamente de tamaño a través de la ocupación de sus dominios para formar un canal mareal como un curso de agua navegable desde la ciudad hasta el mar abierto, completado en 1885 (Cearreta et al., 2000). Durante los últimos 150 años, el estuario de Bilbao ha recibido contaminantes de muchas fuentes. Sin embargo, se produjo una disminución significativa en el flujo de materia orgánica y contaminantes durante los años 1980 y 1990 debido a la implementación de políticas de protección ambiental, además del cierre de algunas fábricas importantes y a la mejora de los sistemas de tratamiento de vertidos, con un plan institucional de saneamiento integral y limpieza que comenzó en 1984. Este plan incluye 170 km de red de alcantarillado que transporta las aguas residuales a una planta central de tratamiento en Galindo (Fig. 3.1).



Fig. 3.1. Localización de las muestras superficiales analizadas en la Ría de Bilbao desde 1997 (modificada de Cearreta et al., 2000).

Los programas de monitorización a largo plazo desarrollados en este estuario confirman mejoras considerables en las condiciones del agua, la calidad de los sedimentos superficiales y los parámetros ecológicos. Con este fin, se recolectaron sedimentos superficiales cada 3 años (periodo 1997–2017) en el mes de febrero durante la marea baja en 14 sitios intermareales que cubren todo el canal estuarino y uno en el área de la bahía abierta (Fig. 3.1) que fueron analizados geoquímica y micropaleontológicamente. Adicionalmente, el estudio inicial de testigos sedimentarios realizado por Cearreta et al. (2000, 2002) proporcionó una perspectiva histórica sobre la magnitud del problema, permitiendo que se definieran tres zonas ambientales diferentes desde la superficie hacia abajo: (i) Industrial sin microfauna, que contiene concentraciones extremas de metales y casi estéril de foraminíferos autóctonos (desde 1950); (ii) Industrial con microfauna, donde coexisten contenidos elevados de metales con asociaciones de foraminíferos relativamente abundantes y diversas (período 1850s-1950s); y (iii) pre-industrial, que muestra concentraciones naturales de metales y asociaciones de foraminíferos muy abundantes y diversas (antes de la década de 1850) (Figs. 3.2 y 3.3).

Según Leorri et al. (2008), se produjo una disminución general en las concentraciones de metales desde 1997 a 2003, probablemente relacionada con una reducción significativa de las fuentes contaminantes y la implementación del tratamiento biológico en la planta depuradora de Galindo desde 2001. A pesar de la mejora observada, en 2003 la mayoría de las muestras del estuario medio e inferior aún excedían los valores adversos para la biota (ERM) al menos en un elemento (Zn), lo que sugiere la persistencia de una contaminación significativa en estas áreas. En los años siguientes, se observaron cambios limitados en los contenidos en metales de diferentes estaciones de muestreo a lo largo de las sucesivas campañas de monitorización. Una interpretación detallada de estas variaciones es difícil debido a diferentes factores. Por un lado, dada la posición central del estuario dentro del Bilbao metropolitano, los depósitos sedimentarios pueden verse afectados por una amplia variedad de factores, tales como entradas de fuentes contaminantes conocidas/desconocidas, cambios en los sistemas de producción, dragados, remodelaciones a lo largo de las orillas o desarrollo de nuevas infraestructuras de ingeniería civil.

De hecho, investigaciones previas relacionaron los cambios en la composición de los sedimentos locales con la ejecución de dragados y la construcción de instalaciones portuarias. Las condiciones relativamente favorables alcanzadas en 2003 en el estuario superior (estaciones 1–5), sin muestras que

excediesen los umbrales ERM, se extendieron en 2017 a la mayoría de los puntos de muestreo. Sin embargo, las concentraciones de metales se mantuvieron más altas que los niveles de fondo locales y persistieron importantes enriquecimientos alrededor de los principales afluentes: Galindo y Gobelás. En estos dos lugares, los niveles de la mayoría de los metales fueron al menos dos veces superiores a los determinados en el resto de los puntos estudiados, con concentraciones de tres elementos más altas que sus valores ERM (Pb, Zn y Ni en Galindo y Pb, Zn, y Cu en Gobelás). Además, los contenidos determinados en Axpe y Arriluze (en la bahía) también estuvieron por encima del valor ERM para Zn. A pesar de la mejora observada (en 1997 todas las muestras superaron el ERM de Zn), es probable que este elemento continúe siendo el contaminante más extendido en la ría de Bilbao.

La susceptibilidad magnética de las muestras superficiales recolectadas en 2017 muestra que los valores obtenidos son muy superiores a los valores naturales de fondo, mostrando sus niveles de enriquecimiento más altos en Galindo y Gobelás. Debido a que la susceptibilidad magnética puede considerarse como proporcional a la abundancia de materiales ferromagnéticos dentro de las muestras, la contaminación en el estuario de Bilbao se refleja también en sus mayores abundancias de materiales ferromagnéticos. Esto es exactamente lo que se puede esperar en un área industrial dominada por la industria siderometalúrgica y otras industrias impulsadas principalmente por la quema de combustibles fósiles (carbón), que constituyen fuentes bien conocidas de abundantes materiales ferromagnéticos en forma de escorias, cenizas volantes, esférulas, etc. Además, las actividades de extracción de minerales ricos en Fe llevadas a cabo dentro de la cuenca hidrográfica de Nervión para alimentar a esta industria metalúrgica también podrían haber contribuido a este incremento de los contaminantes ferromagnéticos (Irabien et al., 2018).

El estudio de las asociaciones de foraminíferos indica que tanto el número de individuos vivos por unidad de volumen de sedimento como el número de especies aumentaron durante el período de muestreo. Así, los foraminíferos vivos fueron extremadamente bajos entre 1997 y 2006. Esto sugiere que las condiciones ambientales fueron desfavorables para su desarrollo y reproducción. Se encontraron muestras estériles de foraminíferos en todo el estuario. Los valores de abundancia absoluta con más de 100 foraminíferos por 80 cm³ se alcanzaron en 1997 solo en la zona de la bahía (Arriluze) y posteriormente (en 2006) en la estación estuarina más inferior (Benedicta). Sus escasos individuos se distribuyeron al azar, lo que sugiere que los foraminíferos encontrados dentro del estuario fueron transportados por las corrientes mareales y no llegaron a reproducirse

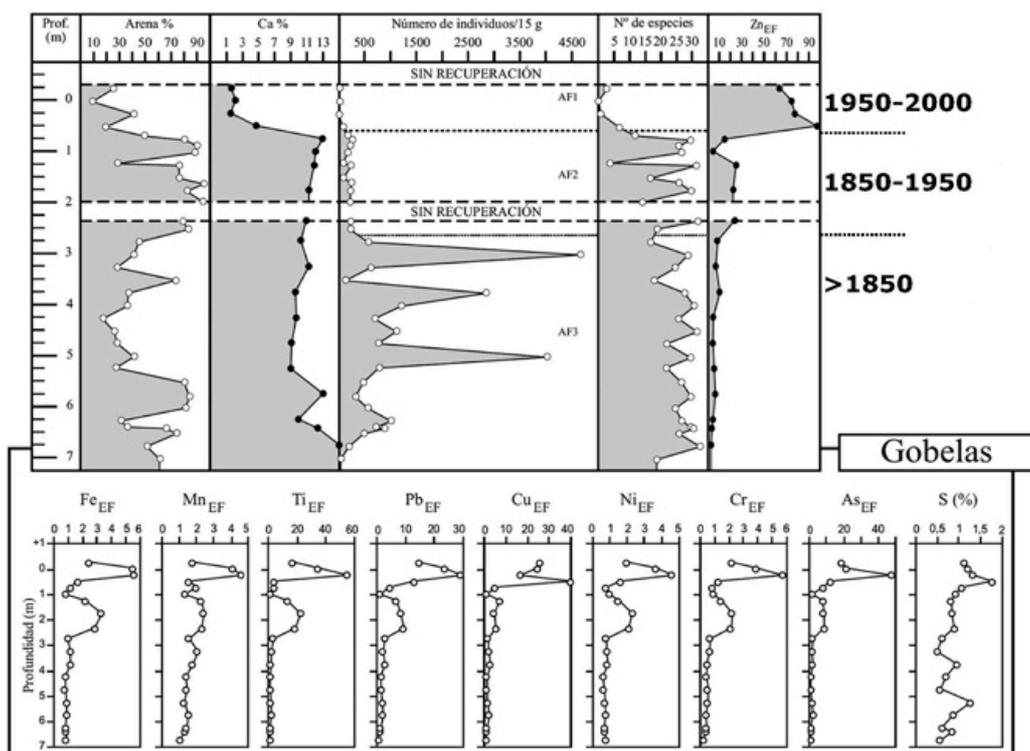


Fig. 3.2. Información sedimentológica, geoquímica y micropaleontológica del sondeo Gobelas perforado en la Ría de Bilbao (modificada de Cearreta et al., 2002).

dentro del estuario (Cearreta et al., 2000). Sin embargo, desde el año 2009, la abundancia de foraminíferos vivos experimentó un notable crecimiento. La colonización de foraminíferos se trasladó claramente desde los tramos inferiores a las zonas superiores del estuario y, para 2014, todas las muestras contenían un número de individuos vivos entre moderado y alto. Los valores medios de abundancia fueron variables y se multiplicaron por diez a lo largo del periodo de estudio desde 162 (rango 15-644) en 2009, 311 (45-966) en 2012, 1603 (123-2997) en 2014, y 626 (64-1714) en 2017. Las especies más abundantes encontradas desde 2009 fueron solo tres taxones, que en conjunto representan el 99% de las asociaciones vivas a lo largo del estuario, y sus abundancias relativas en 2017 fueron *Ammonia tepida* (media 63%), *Haynesina germanica* (19%) y *Elphidium oceanense* (17%). Después de un largo periodo de defaunación (desde 1950), relacionado principalmente con la limitación de oxígeno en el agua y el sedimento causada por los vertidos urbanos e industriales (Cearreta et al., 2002), los datos obtenidos reflejan una disminución en las concentraciones de metales desde 2003, mientras que las asociaciones de foraminíferos comenzaron a aumentar más tarde, a partir de 2009. Durante los últimos años, coexisten abundancias de foraminíferos moderadas a altas con niveles variables de metales y susceptibilidad magnética, y se han registrado tendencias crecientes de foraminíferos incluso en puntos de muestreo donde los contenidos de

metales son superiores a los valores ERM (como Gobelas y Axpe).

Irabien et al. (2018) recolectaron siete sondeos cortos (20 cm de largo) a lo largo del estuario con el fin de determinar las características temporales de la deposición sedimentaria más reciente. A pesar de que Cundy et al. (2003) ya determinaron que la datación radiométrica de estos depósitos sedimentarios era muy problemática debido al frecuente retrabajamiento de los sedimentos y a cambios drásticos en su composición, registros históricos previos de la contaminación indicaban que durante los primeros años del siglo XXI el estuario se encontraba cubierto por una capa extremadamente contaminada de sedimentos azoicos (Cearreta et al., 2002; Leorri et al., 2008). En 2017, los contenidos de foraminíferos mostraron una tendencia general creciente y es probable que coexistan en situaciones contradictorias con respecto a las concentraciones de metales: la calidad geoquímica de los sedimentos superficiales de cinco estaciones (Zorroza, Rontegi, Erandio, Simondrogas y Benedicta) mejoraron significativamente, alcanzando valores por debajo de los ERM, mientras que los sedimentos superficiales en Galindo y Gobelas permanecen claramente enriquecidos en estos metales. Sin embargo, es importante tener en cuenta que las concentraciones de metales (excepto Ni) y la susceptibilidad magnética (y, por lo tanto, el contenido ferromagnético) en todos los puntos de muestreo se mantuvieron

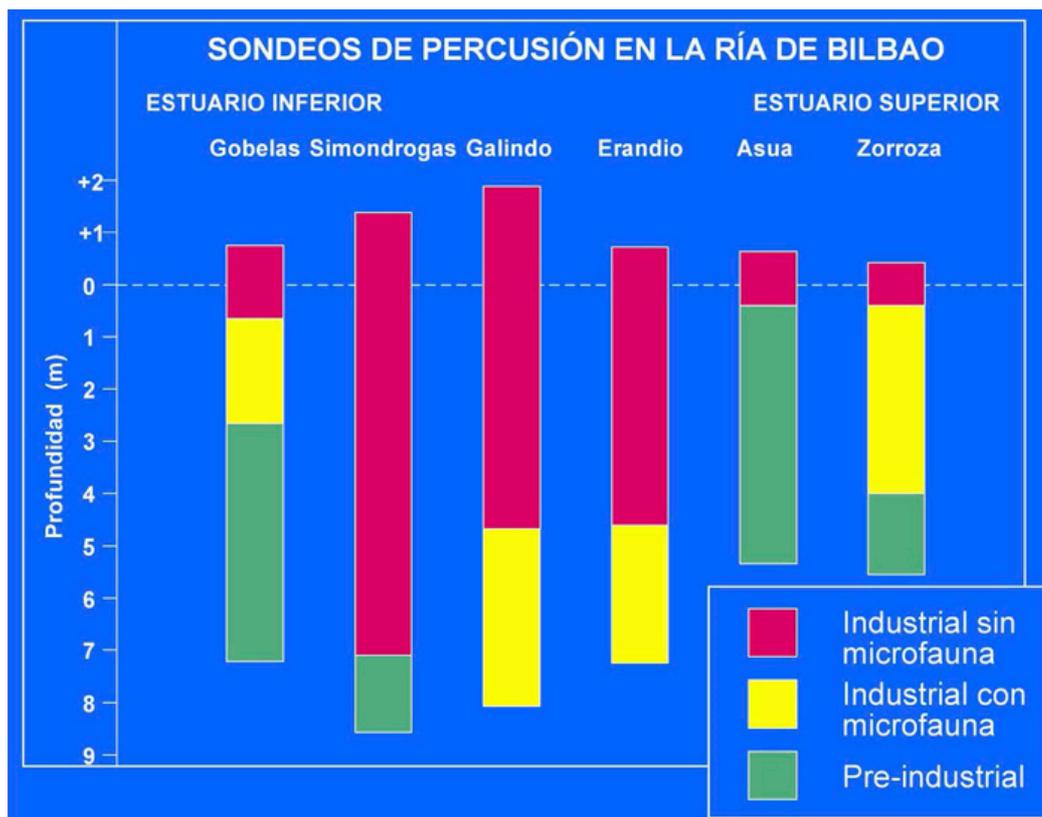


Fig. 3.3. Interpretación ambiental de los sondeos de época industrial perforados en la Ría de Bilbao en base a sus contenido geoquímico y micropaleontológico (modificada de Cearreta et al., 2002).

muy por encima de los valores de fondo locales pre-industriales.

Los datos obtenidos de los sondeos recientes permiten actualizar la reconstrucción de la transformación ambiental del estuario de Bilbao iniciada por Cearreta et al. (2000, 2002) (Fig. 3.4). En el año 2000, los depósitos del fondo del estuario se cubrieron con una capa gruesa variable (0,80–8,5 m) de sedimentos azoicos altamente enriquecidos en metales (la llamada "zona industrial sin microfauna"). Esta etapa aún se puede reconocer en los sedimentos actuales de Simondrogas, Gobelas y Galindo, donde las muestras presentan contenidos extremadamente bajos de foraminíferos (<40 caparazones/15 g) y concentraciones muy elevadas de metales. Por encima de esta capa, todos los sondeos (excepto Gobelas) exhiben una "zona de transición", donde la abundancia de foraminíferos, aunque es muy baja, muestra un aumento significativo (40-100 caparazones/15 g). Finalmente, hay una tercera zona caracterizada por densidades de foraminíferos moderadas a altas (100->3000 caparazones/15 g) y niveles mejorados (pero muy variables) de metales y susceptibilidad magnética. Las características de esta capa se parecen mucho a las que se encuentran en la "zona industrial con microfauna" depositada durante la primera etapa histórica de deterioro del estuario (datada 1850–1950 por Cearreta et

al., 2000). A principios del siglo XXI, los cambios socioeconómicos obligaron al cambio en la ciudad de Bilbao desde una economía productiva a una economía de servicios, y las medidas de reducción de la contaminación por aguas residuales fueron clave para la recuperación biológica de la microfauna. Por lo tanto, aunque las condiciones ambientales originales aún están muy lejos de alcanzarse, esta capa superior puede denominarse "zona post-industrial".

Los resultados obtenidos resaltan la necesidad de incorporar una perspectiva estratigráfica en el estudio de las zonas altamente industrializadas, como es el caso del estuario de Bilbao, donde los procesos de regeneración ambiental en curso coexisten con un legado negativo que perdura en forma de grandes cantidades de materiales contaminados enterrados en los sedimentos de la ría. Aunque algunos cambios inducidos por el ser humano son completamente irreversibles (como, por ejemplo, la pérdida de las características morfológicas originales del estuario debido a la extensa ocupación física de sus dominios originales), algunos otros factores, como la calidad geoquímica de las aguas y los sedimentos, y el desarrollo de comunidades biológicas, pueden comenzar a mejorar, siempre que tengan la oportunidad. Un seguimiento regular de la evolución de las nuevas capas

sedimentarias que se vayan depositando puede proporcionar información útil para promover decisiones correctas sobre la gestión ambiental

que se llevará a cabo y para ayudar a mantener el frágil equilibrio entre la regeneración ambiental y las actividades humanas.

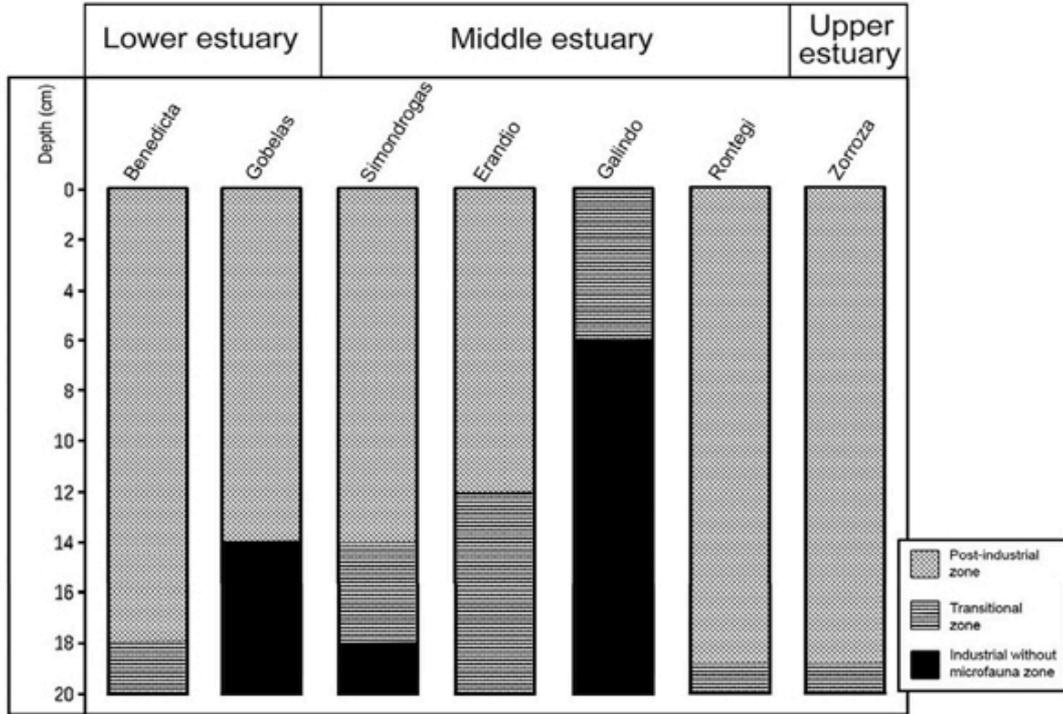


Fig. 3.4. Interpretación ambiental de los sondeos de época post-industrial perforados en la Ría de Bilbao en base a sus contenido geoquímico y micropaleontológico (tomada de Irabien et al., 2018).

Parada 4: Gorrondatxe: Naturaleza de los depósitos en las playas de Gorrondatxe y Tunelboca

B. Martínez García. Dpto. de Geología, Sociedad de Ciencias Aranzadi. blancamaria.martinez@ehu.eus

La playa de Gorrondatxe, al NE de la desembocadura del río Nervión en el término municipal de Getxo (Fig. 4.1A) es una ensena abierta al mar, flanqueada por acantilados formados por alternancias de calizas y margas hemipelágicas con intercalaciones de areniscas turbidíticas de edad Eoceno (Payros et al., 2006) y que se continúan hacia el mar a partir de una plataforma de abrasión litoral (Fig. 4.1B). El depósito reciente de esta playa consiste en un prisma sedimentario, con espesores comprendidos entre 3 y 12 m, que se extiende unos 750 m en sentido lateral y con una anchura máxima de 100 m en sentido transversal (Martínez-García et al., 2013).

En el litoral vizcaíno, con una costa predominantemente acantilada, las acumulaciones de depósitos de playa son

relativamente escasas (Cruz-Sanjulián et al., 1982) y están condicionadas por las dimensiones y orientación de los entrantes costeros (Pujalte et al., 2015). Esto se debe a que la corriente de deriva litoral, principal transportadora de sedimentos por la plataforma, presenta una orientación de W a E (Cruz-Sanjulián et al., 1982) (Fig. 4.1A), por lo que las grandes acumulaciones de arenas se localizan en las desembocaduras de los estuarios y en las grandes ensenadas abiertas hacia el NO (Pujalte et al., 2015). Este sedimento es una arena biogénica en la que se mezclan componentes silíceos aportados por los ríos y componentes carbonatados derivados de las conchas y los caparazones de los organismos marinos (Agirrezabala y Flor, 1988). Sin embargo, en pequeñas calas abiertas hacia el N y que queden protegidas por los resaltes



Fig. 4.1. A) Mapa parcial del litoral vizcaíno con la localización geográfica de las playas de Tunelboka y Gorrondatxe, la zona autorizada para los vertidos industriales y la orientación de la corriente de deriva litoral. B) Aspecto general de la playa de Gorrondatxe donde se detallan sus principales aspectos geomorfológicos (fotografía de I. Guede).

rocosos, la influencia del depósito de sedimentos por la corriente de deriva litoral es más bien pequeña, lo que provoca que la escasa acumulación de depósitos arenosos en estas zonas se deba principalmente a la erosión de los acantilados costeros por la acción del oleaje (Pujalte et al., 2015).

(Azti Tecnalia, 2006) (Fig. 4.1A), muchos de ellos se produjeron de manera ilegal antes de llegar a esta zona, quedando los materiales antrópicos sometidos a la acción de la corriente de deriva litoral y la acción del oleaje, que los arrastraron hasta su depósito en las ensenadas situadas en el margen oriental de El Abra (Pujalte et al., 2015). Una vez allí, sufrieron una cementación temprana que consolidó

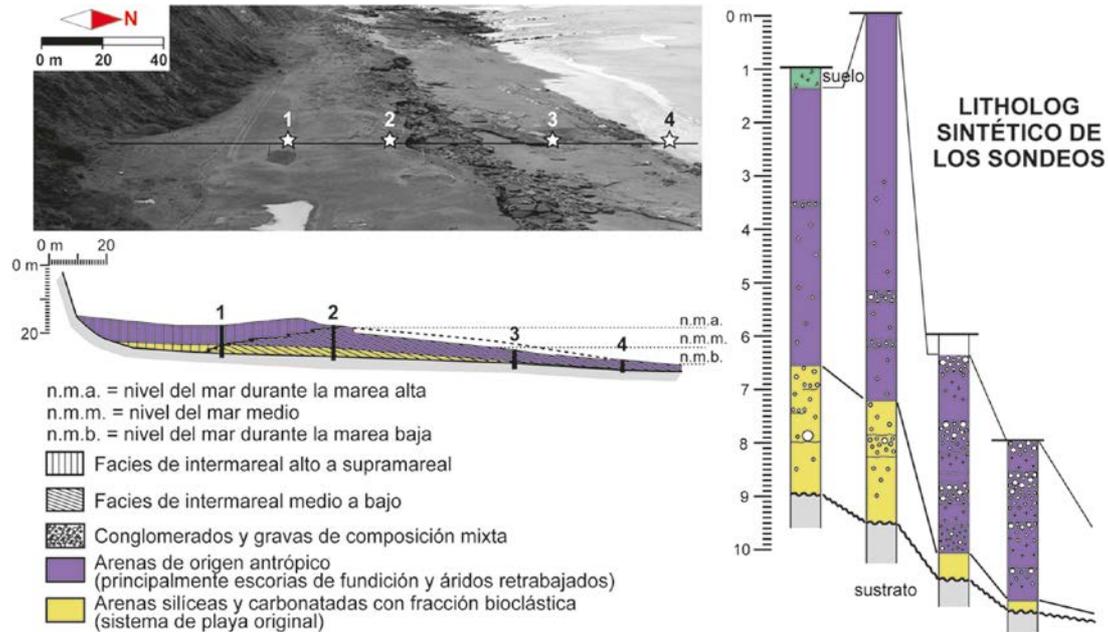


Fig. 4.2. Facies identificadas y correlación sedimentaria de los sondeos sedimentarios someros extraídos en la playa de Gorrondatxe (modificada de Martínez-García et al., 2013).

Este último caso debería de ser el comportamiento natural de la playa de Gorrondatxe, una ensenada rocosa a la que apenas llegan aportes sedimentarios transportados por la corriente de deriva litoral y donde las escasas acumulaciones arenosas se producen por la erosión de las rocas que conforman el acantilado debida al efecto del oleaje, principalmente en las fases de tormenta. Sin embargo, uno de los aspectos más destacables de esta playa, que además comparte con la vecina playa de Tunelboca, es la presencia de depósitos recientes que conforman un “beach rock”, o playa cementada, cuya excepcionalidad radica en que se haya generado en una zona de clima templado (García-Garmilla, 1990; Arrieta et al., 2011; Arrieta, 2014).

Aunque también el origen de los materiales que conforman este depósito es llamativo. Se trata de escorias de fundición, fragmentos de ladrillos refractarios, plásticos, metales, vidrios y otros escombros de origen antrópico vertidos por empresas como Altos Hornos de Vizcaya durante la mayor parte del siglo XX fuera de El Abra de Bilbao (Astibia, 2012). Aunque dichos vertidos tendrían que haberse realizado en una zona específica situada a unos 5 km de distancia mar adentro, en batimetrías comprendidas entre 60 y 80 m de profundidad

rápida mente estos depósitos de origen industrial como depósitos de playa.

En Gorrondatxe, el estudio de sondeos sedimentarios someros (Fig. 4.2) ha permitido observar que el “beach rock” antropogénico se desarrolla sobre unas arenas bioclásticas, con espesores variables de entre 20 cm y 3 m, que se corresponden con los sedimentos de playa original previos a la acumulación de los materiales de origen antrópico (Martínez-García et al., 2013). En cuanto a los depósitos industriales, que alcanzan un máximo de 7 m de espesor, pueden subdividirse en dos asociaciones de facies principales (Fig. 4.2): a) facies de ambiente intermareal alto a supramareal, formada por arenas de grano medio, con algunas intercalaciones de niveles de cantos, gravas y microconglomerados rellenando pequeños canales discontinuos, parcialmente cementadas, masivas o laminadas y subhorizontales (Fig. 4.3A); y b) facies de ambiente intermareal medio a bajo, compuesta por gravas y conglomerados de cantos decimétricos de escorias de fundición y ladrillos refractarios con una matriz arenosa (Fig. 4.3B), dispuestos en estratos ligeramente inclinados hacia el mar y fuertemente cementados (Martínez-García et al., 2013; Pujalte et al., 2015; Casas Valladolid, 2016). Este sistema corresponde con una playa de grano grueso

progradante, del tipo reflectiva-disipativa, generada en unas condiciones abiertas y con un importante hidrodinamismo (Martínez-García et al., 2013; Casas Valladolid, 2016).

Destacan los procesos de cementación carbonatada temprana sufrida por estos depósitos de origen antrópico. Estos cementos están principalmente constituidos por una primera fase de aragonito acicular que está parcialmente cubierta por una segunda fase, mucho menos abundante, de óxidos de hierro (Casas Valladolid, 2016) (Figs. 4.3C a 4.3F). La explicación para la generación de estos cementos de tipo "beach rock" se basa en la hipersaturación del catión Mg^{2+} en zonas intermareales con una alta agitación por oleaje (Given y Wilkinson, 1985; Tucker y Wright, 1990), que provoca la desgasificación del CO_2 (Meyers, 1987; Pigott y Trumbly, 1985) dando lugar a una sobresaturación del ión CO_3^{2-} que inhibe la precipitación de calcita y favorece la de

aragonito (Ginsburg, 1953; Stoddart y Cann, 1965; Hanor, 1978). Estos cementos de aragonito son más abundantes en la facies de grano más grosero depositada en el intermareal medio-bajo, lo que indica que se habría precipitado en unas condiciones marino freáticas (Casas Valladolid, 2016). Además, la presencia de bloques de gravas y conglomerados parcialmente cementados y resedimentados por la acción de procesos de tormenta dentro de la acumulación de depósitos antrópicos, indica que esta cementación se produjo de manera muy temprana, prácticamente coetánea con dicha sedimentación (Casas Valladolid, 2016). La segunda generación de cemento de óxidos de hierro se habría producido por una alteración del hierro de los propios depósitos industriales en condiciones freáticas a vadosas (Casas Valladolid, 2016).

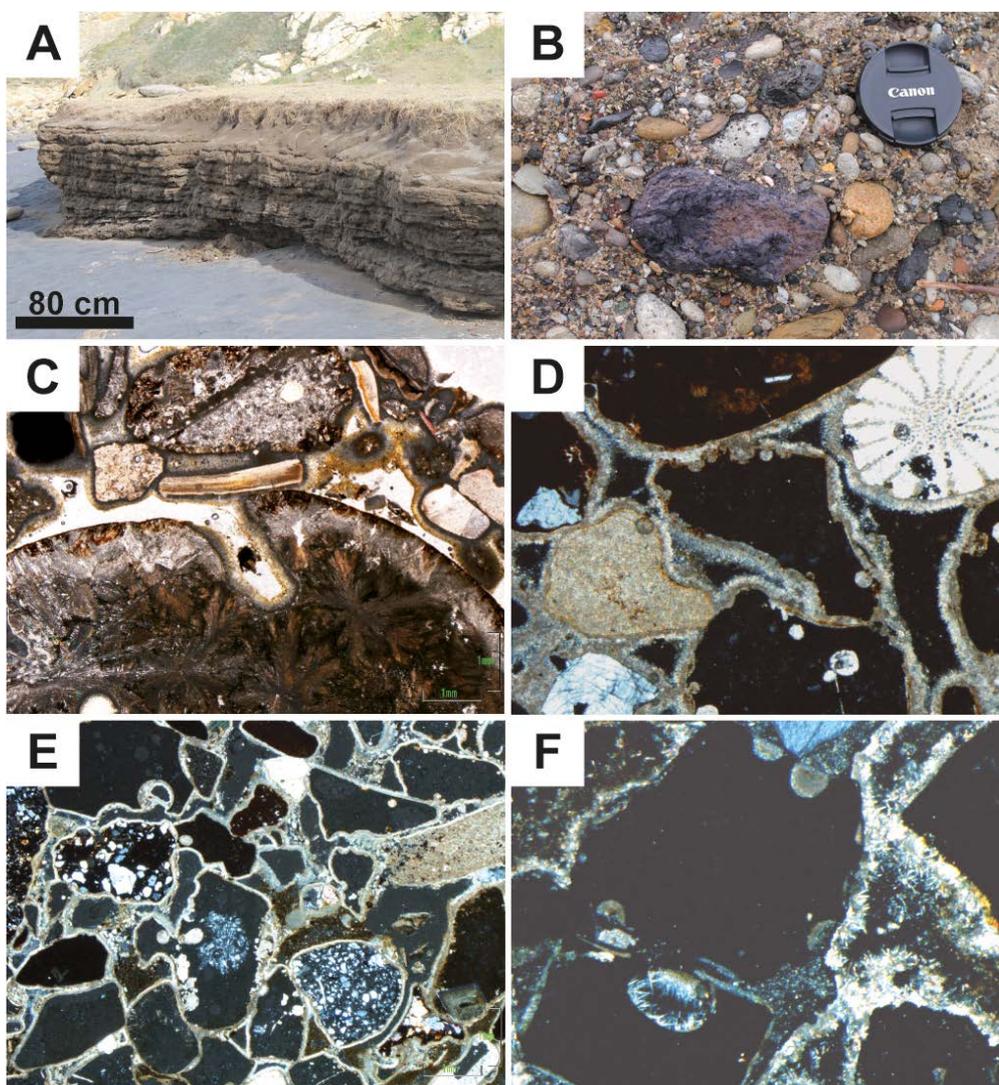


Fig. 4.3. Aspecto en afloramiento de campo de las facies de ambiente intermareal alto a supramareal (A) y de ambiente intermareal medio a bajo (B) e imágenes de microscopio petrográfico (C, D, E y F) de los depósitos del "beach rock" de Gorrondatxe, donde se aprecia el cemento de aragonito acicular parcialmente cubierto por un cemento posterior de óxidos de hierro (fotografías de campo de I. Guede; fotografías de microscopio petrográfico de J.I. Baceta).

En la actualidad, estos depósitos están siendo sometidos a fuertes procesos erosivos, principalmente por la acción del oleaje, por lo que su potencial de preservación es realmente bajo, lo que llegará a provocar su desaparición en las próximas décadas (Pujalte et al., 2015). Sin embargo, hasta la fecha son un valioso ejemplo didáctico y divulgativo de la influencia antrópica reciente en el medio natural, en este caso de la actividad industrial vizcaína, que caracterizan al Antropoceno. Conceptos tales como tecnosfera, tal y como lo define Haff (2014), y tecnofósiles, en el sentido empleado por Zalasiewicz et al. (2014), quedan puestos en evidencia con esta playa cementada

conformada por escorias de fundición, ladrillos refractarios o plásticos, donde el origen antrópico de estos materiales y la modificación del medio natural provocada por las actividades humanas no dejan lugar a dudas. Actualmente, estos depósitos están catalogados como Lugar de Interés Geológico (LIG 96 Playa cementada Gorrondatxe y Tunelboka) por la Diputación Foral de Bizkaia (1990) y son objeto de salidas didácticas para estudiantes de niveles preuniversitarios y el público en general (Martínez-García et al., 2016), en un intento por concienciar a la población sobre la necesidad de conservar el medio natural y reducir, en la medida de lo posible, nuestro impacto sobre el mismo

Excursión post-congreso: El Cuaternario en el Geoparque de la Costa Vasca

Parada 1: Zestoa. Geoparkea: Introducción al Geoparque Mundial UNESCO de la Costa Vasca

A. Hilario Orus. Geoparque Mundial UNESCO de la Costa Vasca. flysch@gipuzkoa.eus

El Geoparque de la Costa Vasca está situado en el sector oriental de la costa guipuzcoana y engloba los municipios costeros de Zumaia, Deba y Mutriku. Con sus 90 km² es uno de los geoparques más pequeños de la red. Sin embargo, la alta densidad de elementos de interés natural y cultural y su gestión para el desarrollo local del territorio han convertido a Geoparkea en uno de los geoparques más activos de la red.

La geología

Desde el punto de vista geológico, el geoparque se sitúa en la parte septentrional de la Cuenca Vasco-Cantábrica y alberga muchas de las características propias de este sector. Destaca principalmente por su registro estratigráfico prácticamente ininterrumpido entre el Cretácico inferior (Aptiense) y el Eoceno inferior (Ypresiense). Esta secuencia se sedimenta en sedimentos pelágicos y hemipelágicos con intercalaciones de turbiditas aflora de manera prácticamente continua a lo largo de los 13 kilómetros de acantilados costeros que, a modo de una gran enciclopedia, han recogido con gran detalle más de 60 millones de años de la historia de la Tierra, incluyendo algunos de los eventos catastróficos más importantes de la historia geológica reciente (Pujalte et al., 2016). La extinción masiva del límite Cretácico-Paleógeno y el calentamiento extremo asociado al límite Paleoceno-Eoceno han quedado grabados en los acantilados de la playa de Itzurun de Zumaia, zona donde además la *International Union of Geological Sciences* (IUGS) ha designado dos estratotipos de límite (GSSP): la base del Selandiense y la base del Tanetiense. Pocos lugares muestran la grandeza del tiempo geológico de manera tan gráfica como estos acantilados (Fig. 1.1).



Fig. 1.1. Excursión en barco por el flysch de Zumaia.

La geología reciente

Además de por su excepcional registro estratigráfico, el geoparque destaca también por la variedad de formas erosivas y depósitos que permiten reconstruir con cautela el modelado del paisaje Plio-Cuaternario (Arriolabengoa, 2015).

En este ámbito destaca la línea de costa por la espectacularidad de sus rasgos geomorfológicos activos (desprendimientos, valles colgados, rasas mareales, etc.). Los estuarios, las cuevas y las formaciones kársticas de las montañas del interior con pináculos y poljés bien desarrollados son también recursos de gran interés para conocer la evolución reciente del paisaje, el clima y las variaciones del nivel marino.

La prehistoria

Merece mención especial la elevada concentración de yacimientos prehistóricos situados en el interior del geoparque, en especial en el valle del Deba. Hay que destacar la variedad de restos encontrados en cuevas como Urriaga, Ermitia, Iruroin, Langatxo, Praileaitz, Ekain o Astigarraga que incluyen incluso ejemplos muy relevantes de arte parietal (Ekain y Astigarraga) y arte mueble (Praileaitz). El conjunto de yacimientos de Geoparkea destaca también por su extensa cronología que muestra una ocupación del valle prácticamente continua desde el Paleolítico inferior hasta el Epipaleolítico.

Con todo, Geoparkea se presenta como una extraordinaria oportunidad para profundizar en el conocimiento y la puesta en valor de la geología cuaternaria, el clima reciente y su influencia en la prehistoria.

Geoparkea: ciencia, cultura, educación y geoturismo para el desarrollo local

El proyecto del geoparque se asienta sobre una dilatada tradición científica, cuyas primeras referencias datan del siglo XIX. Muchos investigadores locales e internacionales han realizado sus estudios en estos acantilados y, como consecuencia, se dispone de un conocimiento científico muy detallado, que es la base para la creación de productos de divulgación de calidad.

Geoparkea pasó a formar parte de la Red Europea y Global de Geoparques (EGN y GGN respectivamente) en el año 2010. El recorrido comenzó en el año 2005 con la apertura del centro de interpretación Algorri, que junto con la oficina de turismo de Zumaia dio los primeros pasos para la puesta en valor del flysch de Zumaia. El proyecto se vio fuertemente reforzado desde el punto de vista institucional con la declaración del "Biotopo protegido del tramo litoral Deba-Zumaia" en el año 2009. Paralelamente, las oficinas de turismo de los

municipios de Zumaia, Deba y Mutriku comenzaron a ofertar una amplia gama de salidas guiadas bajo la denominación de “La ruta del flysch”, producto turístico que recibió el premio Euskadi de turismo en el año 2010. La suma de factores y la convergencia de diferentes instituciones en un proyecto común, junto con el apoyo de la comunidad científica, la comunidad educativa y los medios de comunicación, fueron una carta de presentación más que suficiente para acceder a la red, hoy incluida dentro del programa de la UNESCO de Geoparques (IGGP).

La gestión del geoparque se sustenta sobre cuatro campos de trabajo principales:

1. Dinamización y coordinación científica: El geoparque se encarga de coordinar, impulsar y dinamizar las investigaciones realizadas en el territorio facilitando los medios logísticos y administrativos necesarios (Fig. 1.2). El objetivo principal de esta labor es establecer puentes de comunicación entre la comunidad científica, los medios de comunicación, el sector educativo y la administración, con el fin de mantener un conocimiento actualizado que permita construir y renovar permanentemente el discurso divulgativo. A tal efecto, el geoparque dispone de un comité científico asesor formado por 25 expertos en diferentes materias de interés.



Fig. 1.2. Investigación en las cuevas del geoparque.

En el ámbito del Cuaternario y la prehistoria, Geoparkea colabora con diferentes equipos y proyectos de investigación cuyos resultados nos permiten hoy tener una idea importante sobre la evolución del paisaje Plio-Cuaternario, las variaciones de nivel de mar o la ocupación humana en el valle.

2. Geoconservación: La mayoría de los afloramientos más significativos del geoparque están protegidos por la Ley de Costas o por la normativa del Biotopo Protegido, donde existe un protocolo de muestreo y una normativa propia de geoconservación. Las cuevas con arte parietal están también protegidas por la Ley de Patrimonio Cultural, aunque existe todavía una labor importante que realizar en este campo. Un geoparque no tiene capacidad normativa propia, por ello, su estrategia para la conservación se

basa fundamentalmente en campañas activas de voluntariado y sensibilización.

3. Programa educativo, interpretación y divulgación: La educación es junto con la ciencia y la cultura uno de los tres pilares básicos que promueve la UNESCO, y lo es también del funcionamiento de un geoparque. El discurso educativo y divulgativo de Geoparkea transmite en un lenguaje sencillo los valores geológicos principales del territorio, su relación con el paisaje y los ecosistemas, y su vinculación a la historia y la cultura de sus habitantes (Fig. 1.3). Al mismo tiempo, trata de incluir un mensaje a favor de la sostenibilidad en la utilización de nuestros recursos y, si es posible, una reflexión acerca de nuestro impacto en la Tierra y del reto que supone el cambio climático.



Fig. 1.3. Actividades educativas en el poljé de Olatz.

Geoparkea desarrolla su propio programa educativo para las Geoesuelas del geoparque y en la actualidad atiende a unos 15.000 estudiantes cada año. Las actividades de divulgación de Geoparkea buscan ahondar en el conocimiento de sus habitantes sobre los valores del territorio, y alimentar un sentido de pertenencia y orgullo a la tierra como valor fundamental para el desarrollo local.

4. Promoción y geoturismo: El geoturismo es una de las principales señas de identidad del geoparque. Por ello, Geoparkea ha diseñado una amplia red de senderos, miradores temáticos y excursiones guiadas que ayudan a conectar con el entorno de una manera diferente. En la actualidad más 150.000 personas visitan el geoparque, y muchas de ellas aprenden algo nuevo, disfrutan y vuelven. El flysch y su historia de millones de años es, sin duda, el atractivo turístico principal del geoparque. En la actualidad un equipo multidisciplinar formado por científicos, gestores, intérpretes y comunicadores trabaja en la creación del “Valle de la Prehistoria”, un producto que en unos pocos años permitirá mostrar al público general los valores principales de la prehistoria y su relación con la evolución del paisaje y el clima reciente.

Más información: www.geoparkea.eus

Parada 2: Ekainberri. La Cueva de Ekain y la réplica Ekainberri

Grupo de Trabajo de Ekainberri. arazi@arazi.eus

Entorno de la cueva de Ekain

La cueva de Ekain, situada en Gipuzkoa, es conocida por el arte rupestre de la época Magdaleniense (17.000-11.000 años BP) que contiene en su interior. Forma parte de un grupo de cavidades con ocupación prehistórica situadas en el entorno del Golfo de Bizkaia, algunas de esas cuevas contienen arte rupestre y otras muchas no.

La boca de la cueva de Ekain se encuentra en la ladera oeste de la colina del mismo nombre, dentro de los límites territoriales del municipio de Deba, pero a aproximadamente 1,5 km del núcleo urbano de Zestoa. Ekain 1 forma parte de un sistema espeleológico compuesto por ocho cuevas. La colina de Ekain está limitada por los arroyos de Beliosoroerrea y Goltzibar. Estas dos regatas confluyen en la boca de la cueva para iniciar el arroyo de Sastarrain, el riachuelo que da nombre al valle y que vierte sus aguas al río Urola, a unos 1,5 km de distancia de la caverna. A pesar de su cercanía al mar, Ekain está rodeada por montes que superan los 1.000 m en el sur y el suroeste, por el norte y el noreste, según nos acercamos al mar, predominan las suaves colinas. La cueva se formó a causa de la erosión producida por el agua en la piedra caliza. Su boca, orientada al este, se encuentra a 90 m sobre el nivel del mar y a 20 m de la zona de confluencia de los arroyos de Beliosoroerrea y Goltzibar. Es una atalaya inmejorable de su entorno más cercano.

Contexto de la ocupación paleolítica de la cueva de Ekain

Este paraje se convirtió en un lugar ideal para la forma de vida de los grupos de cazadores, pescadores y recolectores de la Prehistoria. La confluencia de dos arroyos proporcionaba abundante agua y alimento para los animales. Se podían vigilar los movimientos de las presas a través del valle, convirtiéndose en una perfecta atalaya para la caza. Además, el valle forma un embudo natural, un lugar inmejorable para tender trampas a los animales. Aquellas personas también aprovechaban los recursos alimenticios proporcionados por el río, pescando especies como el salmón.

Aunque el entorno ha sufrido algunas alteraciones por la acción humana (la carretera actual, las ferrerías de la Edad Media y la Edad Moderna y las presas construidas para darles servicio, los caseríos...), el valle de Sastarrain sigue ofreciendo un paisaje muy similar al del Paleolítico Superior.

En nuestro entorno, los asentamientos con indicios de ocupación humana del Magdaleniense (17.000-11.000 años BP) son más numerosos que los de otros períodos

anteriores. Son de esta época las expresiones de arte rupestre más espectaculares que podemos encontrar en nuestro entorno. Aunque el clima fuera haciéndose más cálido, el Magdaleniense coincide con el final de una glaciación. El agua se encontraba sobre todo acumulada en el hielo de los polos y en los glaciares de las grandes cadenas montañosas. La cota del mar estaba a unos 120 m por debajo del nivel actual y a unos 12 km más de distancia de lo que se encuentra hoy en día. Es posible que algunas cuevas con ocupación humana durante el Magdaleniense se encuentren hoy en día sumergidas por el mar. Después, al derretirse los hielos glaciares y verterse las aguas al mar, el nivel del mar subiría cubriendo esos espacios de habitación.

La flora del entorno se hallaba totalmente condicionada por ese clima frío. Durante el Magdaleniense no existían los bosques de hoja caduca en nuestro entorno. En las colinas predominaría la vegetación esteparia, únicamente en los valles protegidos y en las solanas se podrían encontrar algunos bosques de pino rojo, avellanos, abedules y alisos. El clima condicionaba también la fauna. En nuestro territorio habitaban ciervos, cabras montesas, sarríos, uros, bisontes y caballos, también renos, liebres árticas y ratones árticos, especies adaptadas a climas fríos que hoy en día solo viven en el norte de Europa.

Las cuevas eran un refugio excelente frente al frío de la época glacial. Las galerías subterráneas son espacios protegidos que mantienen constante la temperatura. En el Paleolítico la tendencia era ocupar cuevas cuya boca se encontraba orientada al este o al sur, puesto que eran las que ofrecían mayor oportunidad de aprovechar la luz y el calor del sol. La boca de la cueva de Ekain también se encuentra orientada hacia el este.

Seguramente, aquellos grupos cazadores y recolectores también tendrían campamentos al aire libre, contruidos con materiales perecederos, tales como madera, vegetación, pieles o tendones, pero resulta difícil demostrar esa realidad ya que es prácticamente imposible que esos materiales perduren durante mucho tiempo en un medio húmedo como el nuestro. El tipo de herramienta más adecuada y abundante para conocer la realidad del Paleolítico son los hechos en huesos y astas de origen animal y el instrumental de piedra.

Ekain el lugar de caza

En la cueva de Ekain, los huesos de los animales ofrecen información abundante, pues la mayoría son restos de la alimentación humana. El ciervo y la cabra montés eran

especies muy abundantes en el entorno de Ekain y fueron las principales fuentes de alimentación durante el Magdaleniense. A lo largo del tiempo, se produjo una especialización en la caza y Ekain no fue ajena a ese hecho.

Ekain era un lugar de caza para la primavera. Venían a sorprender desprevenidas a las ciervas que acababan de dar a luz y a sus crías. Con el tiempo, esa especialización fue cambiando y empezaron a cazar cabras monteses de los riscos del entorno, dejando de lado la caza del ciervo. Todo esto ocurría en la entrada de la cueva, en el espacio que aquellas personas destinaban a vivienda. El interior de la cueva no era un lugar destinado a las actividades cotidianas, era un espacio ligado al mundo espiritual, a la religión, a las ideas. Esa parte interior era la que destinaban los habitantes de Ekain a pintar un santuario del arte rupestre. Además, esa parte profunda también era el lugar donde vivía el oso cavernario (*Ursus spelaeus*) (Fig.2.1)



Fig. 2.1. Restos esqueléticos de oso cavernario.

Los habitantes de Ekain vivían en la entrada de la cueva. En el interior la sedimentación de materiales ha sido muy escasa y los únicos restos encontrados son los esqueletos de los osos cavernarios. Los dos niveles estratigráficos más cercanos a la roca madre (niveles XII y XI), las capas de sedimentación más antiguas, son totalmente estériles tanto en material arqueológico como en material paleontológico.

Los primeros huesos e instrumentos utilizados por los humanos aparecieron en el nivel X. Predominan los huesos del oso cavernario, pero también aparecen el lobo, el ciervo y el sarrío. Los restos de la industria humana todavía son escasos y aparecen en la parte superior del estrato. Los materiales presentan características del período Chatelperroniense.

En el nivel IX se encontraron abundantes restos del oso cavernario. También algunas piezas que mostraban aspecto Aurignaciense, pero en cantidades más bien modestas.

Los vestigios de industria van en aumento en el nivel VIII. Desaparecen los restos del oso cavernario y predominan los del sarrío y el

ciervo. Estos elementos se han datado en torno al período 20.900 años B.P.

La presencia humana se hace notable a partir del nivel VII. Ofrece dataciones de 16.500-15.500 años B.P. Se ha encontrado industria con características del Magdaleniense Inferior Cantábrico. Este nivel empieza en una época de clima cálido y húmedo, pero acaba con frías condiciones de glaciación. Se han hallado cuatro hogares, entorno a los que se han encontrado concentrada la mayoría de la industria, de piedra (casi absolutamente de sílex) y de hueso.

El estudio del instrumental lítico demuestra que la mayor parte de la cadena de trabajo del sílex no se realizaba en la cueva. El instrumental óseo lo forman herramientas especializadas para la caza. La gran mayoría de los restos animales de este estrato pertenecen a ciervas que acaban de dar a luz y a cervatillos recién nacidos. Los cervatillos nacen hacia finales de la primavera, por lo que hay que pensar que se especializaron en cazar ese tipo de presas. Por esos motivos, este nivel VII se considera un campamento temporal especializado.

El nivel VI pertenece a la época final del Magdaleniense Superior. A pesar de su escasa potencia (0,24 m), ha resultado muy rico en industria tanto ósea como lítica. Los hogares se encuentran más al interior del yacimiento, en espacios poco luminosos. La ocupación es más continuada que en el nivel anterior. Observando la industria en piedra, en este nivel se pueden diferenciar dos períodos de ocupación.

La primera fase (VIb) fue una época de clima muy frío, el más frío de toda la ocupación de la cueva de Ekain. Las pruebas de radiocarbono dan fechas próximas a 12.500 años B.P. Esta fase fría provocó el descenso de la población de ciervo y los habitantes de Ekain empezaron a cazar cabras monteses. La industria en hueso adquiere mayor importancia y el instrumental lítico, exclusivamente en sílex, va reduciendo cada vez más su tamaño. Se observa una tendencia hacia el microlitismo y los trabajos de talla de piedra se siguen realizando fuera de la cueva. En esta época se observa un equilibrio entre el instrumental doméstico y el de caza, tanto en material lítico como de hueso.

Por encima de este nivel, los estratos más recientes del yacimiento no pertenecen al Magdaleniense sino al Aziliense. Este Aziliense es una época totalmente distinta en lo que respecta al medioambiente, el clima o la forma de vida.

Ekain el "santuario"

La profundidad de la cueva se identifica como santuario. Este espacio dedicado a la magia, al mundo de los espíritus, a la religión, era la casa del oso y fue el espacio destinado por los humanos a la pintura.

Ekain es un santuario dedicado al caballo, puesto que la mayoría de las imágenes y las más espectaculares están dedicadas a ese animal (Fig. 2.2). Pero también hay representaciones de otros animales, algunos de ellos extinguidos hoy en día o que ya no viven en nuestras latitudes.



Fig. 2.2. Representaciones gráficas de caballos.

A lo largo de las galerías llamadas Auntzei, Zaldei, Hartzei o Azken Zaldei, podemos ver representaciones muy realistas de caballos, bisontes, cabras monteses, ciervos, peces u osos pardos (Fig.2.3). Unas obras de arte datadas hace unos 14.000-13.000 años.



Fig. 2.3. Representaciones gráficas de osos.

Hay muchas hipótesis diferentes para explicar el arte rupestre, ninguna que alcance para explicar de forma convincente todo el arte rupestre en su conjunto. Podría ser una forma de ocio, ceremonias o rituales mágico-religiosos, expresiones hechas por personajes especiales dentro del clan, una forma de atraer la caza y conseguir la fertilidad de las manadas de animales, una forma de plasmar su forma de ver el mundo...

Los habitantes del Paleolítico no limitaban sus expresiones artísticas a las paredes de las cuevas. El arte rupestre representa una de las caras de la realidad y el arte mueble sería la otra cara. El arte mueble es el tipo de arte realizado en un soporte transportable por una persona de compleción media. En esta categoría se puede clasificar cualquier objeto con una mínima grafía o representación efectuada por el ser humano. Seguramente se trataría de obras de arte realizadas con múltiples fines. Hay que subrayar que se trata de un arte muy diverso y complejo. En muchos casos han resultado ser instrumentos de gran utilidad para hacer clasificaciones regionales y cronológicas atendiendo al soporte elegido, el tema tratado o la técnica utilizada.

El descubrimiento de Ekain y la construcción de Ekainberri

El 8 de junio de 1969, dos jóvenes miembros de la Asociación Cultural Antxieta de Azpeitia, Rafael Rezabal y Andoni Albizuri, realizaron un maravilloso descubrimiento en una pequeña cueva del valle de Sastarrain, un conjunto de pinturas rupestres que el arqueólogo André Leroi-Gourhan calificó como "el conjunto de caballos más perfecto del Arte Cuaternario". Andoni y Rafael se aproximaron al mundo de las cuevas y la arqueología en su tiempo libre, impulsados por su curiosidad y su gusto por la espeleología. Fueron los descubridores de muchas cuevas desconocidas en el entorno del macizo calcáreo de Izarraitz.

Los miembros de la Asociación Cultural Antxieta se acercaron a la Sociedad de Ciencias Aranzadi en busca de consejo. Esta sociedad era la principal impulsora de las investigaciones relacionadas con la prehistoria vasca. La Sociedad de Ciencias Aranzadi jugó y sigue jugando un papel clave en el conocimiento de los principales yacimientos arqueológicos de Gipuzkoa y de la Prehistoria en general. Los primeros en certificar el descubrimiento de las pinturas de Ekain fueron los arqueólogos Don José Miguel Barandiaran y Jesús Altuna. Ellos fueron los que tuvieron que defender un modelo de gestión conservacionista frente a las instituciones y la sociedad de la época.

Los expertos de la Sociedad de Ciencias Aranzadi abogaron desde un principio por el cierre de la cueva de Ekain al turismo. En aquella época ya se conocía el daño que estaba produciendo en cuevas como Altamira, Santimamiñe o Lascaux. Pero para los dirigentes de entonces pesaban más los visitantes y el dinero que traían. La Sociedad de Ciencias Aranzadi, Don José Miguel Barandiaran y su equipo de trabajo,

organizar un programa bien controlado de visitas. Gracias a esa política de conservación, nunca se ha realizado alguna intervención en la cueva para acondicionarla a la entrada de gente. En Ekain no existe un sistema de iluminación eléctrica como los que han provocado estragos en algunas otras cuevas.

Pero Ekain esconde un tesoro artístico de relevancia mundial. El 8 de julio del 2008, la UNESCO, perteneciente a la Organización de las Naciones Unidas, nombró Patrimonio de la Humanidad las obras de arte de la cueva de Ekain, junto con los grupos de representaciones de otras cuevas de Asturias, Cantabria y el País Vasco. Había que buscar una salida para ese patrimonio artístico y resultaba imprescindible ofrecer a la gente la posibilidad de disfrutar de ese patrimonio de una forma cómoda. Con ese doble objetivo de conservación y de difusión se ha construido Ekainberri en Zestoa, la réplica de la cueva de Ekain, para que la gente pueda disfrutar de las obras de arte del Paleolítico sin dañar el frágil microclima de la cueva original (Fig. 2.4).



Fig. 2.4. Vista panorámica de Ekainberri y su entorno natural.

consiguieron permiso para excavar el yacimiento arqueológico de Ekain y lograron mantener la cueva cerrada mientras trabajaban, argumentando la imposibilidad de realizar su trabajo mientras la gente entraba y salía constantemente. Esas excavaciones se efectuaron entre 1969 y 1975, a lo largo de sucesivas campañas de verano. Para 1975, la situación política había cambiado mucho. Con la muerte de Franco fueron creándose instituciones democráticas y la sensibilidad conservacionista iba en aumento. En esa época se tomó una decisión definitiva: cerrar la cueva y

En la réplica de Ekainberri se ha reproducido la característica más significativa de la cueva de Ekain: el arte rupestre que contiene en su interior. Es decir, las obras de arte realizadas por las personas de hace 13.000-14.000 años en las paredes de la cueva. En Ekainberri se han recogido el 90% del total de las representaciones de Ekain. Además, esas obras de arte se encuadran en un contexto geológico muy determinado: las rocas que sostienen las pinturas. Por ese motivo, en Ekainberri también se han copiado las diferentes estructuras geológicas (Fig 2.5). Los materiales utilizados



Fig. 2.5. Recorrido por el interior de Ekainberri.

para realizar estas obras de arte son los mismos que los que emplearon aquellos artistas de hace 14.000 años, Renaud Sanson y su equipo de

trabajo también han utilizado ocre, carbón vegetal y manganeso en Ekainberri.

Parada 3: Ekain. Arte parietal paleolítico en los valles del Urola y Deba

B. Ochoa. Dpto. de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco UPV/EHU. blanca.ochoa@ehu.eus

M. García-Díez. Dpto. de Prehistoria, Hª Antigua y Arqueología, Universidad Complutense de Madrid. marcos.garcia.diez@ucm.es

Introducción

El norte de la Península Ibérica es un área con una alta densidad de cavidades con arte del Paleolítico (>65.000-12.000 años BP) que incluye aproximadamente 150 sitios conocidos. Hasta hace poco, en el País Vasco o sector E del Cantábrico, se conocía un número significativamente más reducido de enclaves en comparación con su sector centro occidental. Esta densidad diferente se había interpretado como un 'vacío gráfico'. Sin embargo, en los últimos años nuevos descubrimientos están revelando una situación muy diferente vinculada con tareas de prospección dirigidas por grupos de espeleología y arqueología.

En este contexto, el sector de los valles del Deba y del Urola, en Gipuzkoa y en la parte más oriental del Cantábrico, es relevante de la situación descrita. Actualmente se está conformando esta región natural como uno de los territorios con una significativa densidad de yacimientos con evidencias de arte rupestre. Una diversidad de manifestaciones gráficas que permiten entender el largo desarrollo del arte parietal y de la capacidad simbólica de los últimos grupos cazadores-recolectores del Paleolítico.

El arte rupestre del País Vasco: un antes y un después

El País Vasco presentaba un 'vacío rupestre' en términos generales, con la excepción de los grandes conjuntos (Ekain, Altxerri y Santimamiñe) descubiertos a lo largo del siglo XX. No se habían encontrado los frecuentes conjuntos rupestres de tamaño pequeño y medio presentes en el resto de la Región Cantábrica. Estos grandes conjuntos son de cronología Magdaleniense, al igual que la mayor parte de los hallazgos de arte mueble que se habían realizado en excavaciones arqueológicas.

Las únicas excepciones a esta situación eran los conjuntos de Arenaza y Venta Laperra, datados estilísticamente en el Premagdalenense (antes de 18.000 años BP) y localizados en la parte más occidental del País Vasco, a escasos kilómetros de la provincia de Cantabria. Además, y para fases antiguas, la ausencia de descubrimientos de, especialmente, representaciones rojas (anteriores a 18.000 años BP) en el occidente de los Pirineos había sido interpretada como una "frontera" entre los territorios influenciados por el estilo

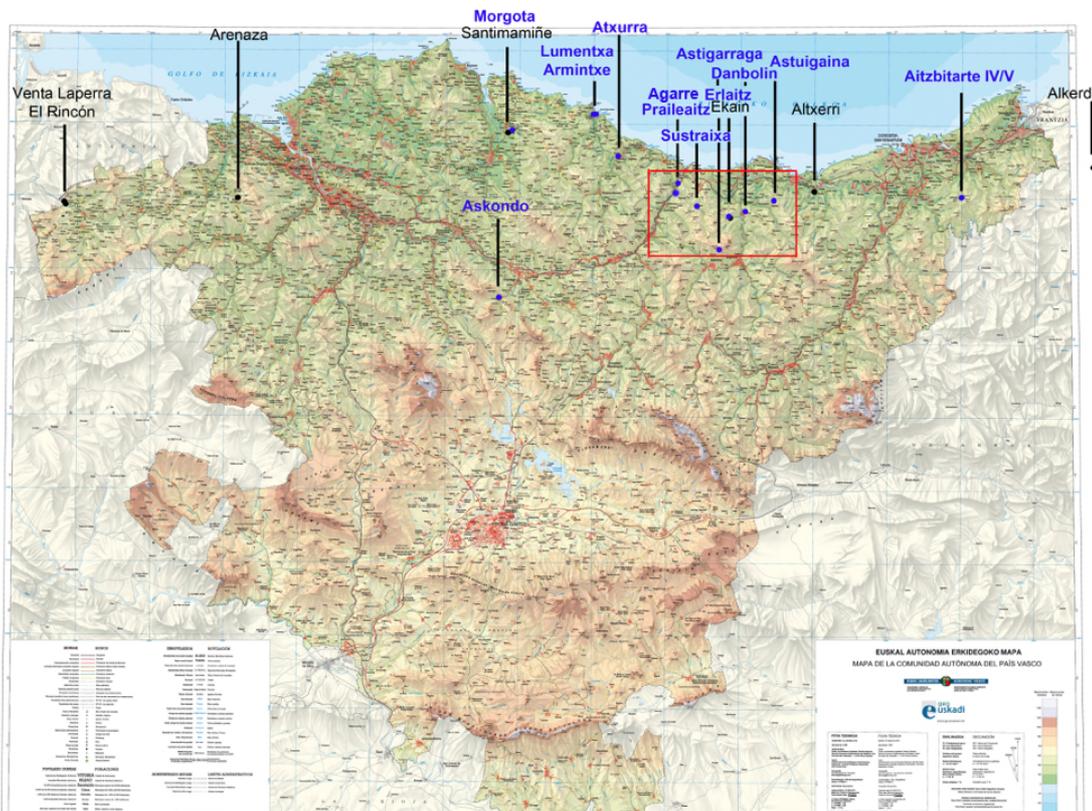


Fig. 3.1. Yacimientos con arte rupestre paleolítico en el País Vasco y, en recuadro, localización del área de los valles del Deba y Urola.

francés/continental y la región cantábrica.

Durante la última década, las nuevas metodologías aplicadas en el campo y el laboratorio, como iluminación potente, herramientas de modificación del color y software de procesado digital, sumadas a la exploración dirigida de cavidades ya conocidas y nuevas cuevas, han implicado el descubrimiento de 15 nuevos sitios con arte parietal Paleolítico en el País Vasco (Fig. 3.1). Algunas de las cuevas “descubiertas” ya se conocían, e incluso en algunos casos se habían excavado sus depósitos, pero no se había percibido la existencia del arte rupestre.

En este contexto, cabe preguntarse ¿por qué no se había descubierto previamente el arte parietal? Las causas pueden ser variadas pero a la vez complementarias. En unos casos, debido a que las manifestaciones se encontraban en un estado de conservación deficiente en el caso de los dibujos y pinturas, y en otras ocasiones estas representaciones son grabados muy finos, muy difíciles de ver a primera vista. Muchos de estos casos sólo se han podido descubrir gracias a los nuevos métodos de trabajo en campo: potentes luces alimentadas por baterías en vez de tener que cargar con pesados generadores que impedían reconocer áreas de difícil acceso, una iluminación “limpia” y la aplicación de nuevas técnicas fotográficas y de tratamiento de imágenes. Además, la colaboración de arqueólogos con grupos de espeleología o grupos de arqueólogos *amateurs* ha sido capital en el descubrimiento de todas estas cavidades.

El arte rupestre en los valles del Urola y del Deba: viejos y nuevos descubrimientos

Hasta la actualidad se han documentado un total de 8 cavidades con arte rupestre en esta zona. La práctica totalidad de ellas (excepto Ekain) son descubrimientos recientes. Incluso en Ekain, una cavidad conocida desde 1969, su reciente revisión ha puesto de manifiesto nuevas manifestaciones artísticas.

El contenido iconográfico de cada una de ellas es como sigue:

PRAILEAITZ I

La cueva se localiza en Deba y contiene un reducido corpus gráfico rupestre de pequeños puntos y líneas sobre soporte de calcita tipo bandera (Fig. 3.2). Los temas representados fueron aplicados mediante la impresión de los dedos sobre el soporte con colorante rojo. Se localizan en una zona interior individualizada y alejada del espacio doméstico. Su localización e implantación sobre los soportes juegan un papel relevante en el grado de visibilidad. El dispositivo iconográfico presenta relaciones temáticas, técnicas y de implantación topiconográfica con conjuntos parietales paleolíticos del área cantábrica y peninsular. Para la definición del momento de ejecución no

se han reconocido argumentos internos, pudiendo pertenecer a cualquier fase del Paleolítico superior.



Fig. 3.2. Puntos pintados en rojo de la cueva de Praileaitz 1.

SUSTRAIXA

Situada en Lastur (Deba) y descubierta por Antxieta Arkeologi Taldea en 2017. Las manifestaciones se localizan en una gran sala. Los trabajos preliminares han puesto al descubierto dos representaciones grabadas muy finamente. Una se corresponde con un motivo de cierva de cuerpo alargado y la otra con un cérvido macho, posiblemente un ciervo o un reno. Por su estilo, y provisionalmente, se asignarían al Magdaleniense.

ASTIGARRAGA

Localizada en Deba, su dispositivo iconográfico fue reconocido recientemente, en 2009. De manera clara se ha distinguido un conjunto rupestre de 16 pares de pequeños trazos rojos (Fig. 3.3) en un sector relativamente cercano a la entrada y en relación directa con el vestíbulo, donde se ha localizado un yacimiento arqueológico con ocupaciones humanas paleolíticas. A pesar de las dificultades de su datación, este tipo de motivos están documentados en la mayor parte del desarrollo del Paleolítico superior, pero se conocen soportes muebles con decoración grabada similar datados entre hace 22.000 y 17.000 años BP.



Fig. 3.3. Trazos pareados en rojo de la cueva de Astigarraga.

DANBOLINZULO

(Re)Descubierta en 2014 por Antxieta Arkeologi Taldea. Se localiza en Zestoa. Los recientes trabajos han documentado 35 motivos (Fig. 3.4) entre los que se incluyen caballos, cabras, posiblemente ciervas, puntuaciones y signos complejos. Son todos motivos dibujados y pintados en rojo, y algunos de los animales representados fueron grabados con trazo fino por encima. A partir de comparaciones estilísticas con otros conjuntos cantábricos como Arenaza, Covalanas, El Pendo, Les Pedroses, etc., se puede asignar el conjunto rupestre gráfico a un periodo Pre-Magdalenense (entre 40.000 y 18.000 años BP).



Fig. 3.4. Caprino o cierva dibujado en rojo de la cueva de Danbolinzulo.

EKAIN

Localizada en Zestoa, es la cavidad más significativa de la zona y una de las más importantes del área peninsular. Fue descubierta por miembros del grupo Antxieta Arkeologi Taldea en 1969. Pocos días después del descubrimiento José Miguel de Barandiarán y Jesús Altuna iniciaron los estudios arqueológicos. La historia de la investigación arqueológica de Ekain ha sido intensa desde su descubrimiento, y recientemente se han producido nuevos hallazgos de grabados digitales y de figuras rojas.

En torno a Ekain, y a fin de promover el uso social de la cueva, se inauguró Ekainberri en 2008, una réplica de la cueva asociada a una exposición, permitiendo de este modo divulgar la arqueología de la cueva y el arte paleolítico del País Vasco. Un hito significativo y de proyección social fue la inclusión de Ekain en la Lista de Patrimonio Mundial de la UNESCO en 2008.

La entrada o vestíbulo de la cueva ha conservado un registro de las ocupaciones humanas de los grupos prehistóricos. Los trabajos de excavación documentaron una ocupación no continuada entre hace 42.000 años y 5.600 años BP, correspondiendo principalmente a los grupos humanos *Homo sapiens*, si bien la más antigua pudiera evidenciar el tránsito del *Homo neanderthalensis*.

Con carácter artístico se recuperaron dos significativas piezas de arte mueble que complementan el repertorio rupestre del interior de la cueva. Un posible contorno en forma de ave sobre un fragmento de hueso de hace unos 14.500 años BP, y una plaqueta con el grabado de una cabra, un ciervo y un caballo, de hace unos 12.500 años BP.

El dispositivo iconográfico de Ekain se compone de casi 80 figuras. Las especies animales representadas son: caballo (casi 40 ejemplares, Fig. 3.5), bisonte (en torno a la docena), cabra, ciervo, oso y peces representados en menos de 6 ejemplares. El repertorio se completa con trazos, algunos de ellos sinuosos que pudieran ser interpretados como líneas cervico-dorsales, que aparecen de manera aislada o asociados formando conjuntos de líneas paralelas o composiciones de carácter angular. Destaca la ausencia de esquemas lineales o geométricos formalmente complejos.

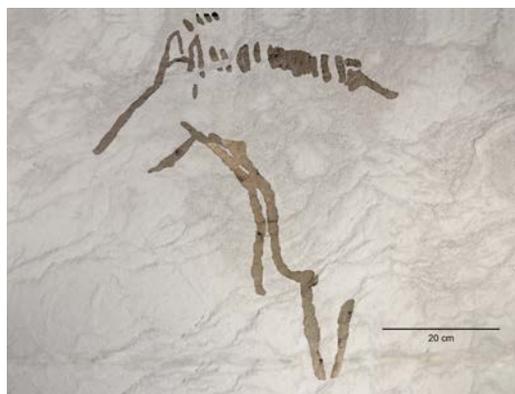


Fig. 3.5. Caballo grabado digitalmente de la cueva de Ekain.

Las técnicas de ejecución son tres: el dibujo, la pintura y el grabado. Para el dibujo se recurre al trazo de contorno simple en rojo o, especialmente, negro. En la pintura, los contornos son siempre descritos en color negro, mientras que el modelado o relleno plano del interior se realiza bien en negro o rojo, originando, a veces, la combinación de colores y la creación de figuras bicromas. El grabado se realiza mediante incisión filiforme y procedimiento digital. En algunas figuras se da una combinación o complementariedad de la técnica del dibujo y del grabado. En una valoración general, el dibujo domina frente a la pintura y el grabado, y el color negro sobre el rojo.

El conjunto iconográfico de Ekain muestra una destacada variedad técnica y estilística. A pesar de ello, dicha diversidad parece corresponder a un momento sincrónico asignable al Magdaleniense medio-superior.

ERLAITZ

Localizada en Deba/Zestoa se descubrió tras una prospección de cuevas catalogadas en 2015 por Antxieta Arkeologi Taldea. Una

primera valoración ha puesto al descubierto aproximadamente 15 motivos (Fig. 3.6) entre los que se reconocen caballos, bóvidos y otras figuras animales grabadas en una salita de pequeño tamaño situada en un área colgada de la cavidad. Se trata de motivos grabados de surco relativamente ancho y profundo. A través del estilo se pueden asignar, provisionalmente, a un momento inicial del Magdaleniense.



Fig. 3.6. Bóvido grabado de la cueva de Erlaitz.

ASTUIGAINA

Se trata de una pequeña cavidad localizada en Aizarna (Zestoa). Las representaciones se concentran en un pequeño tubo que conecta el vestíbulo de la cavidad con una reducida sala interior que constituye el final de su recorrido. Sus representaciones, un caballo (Fig. 3.7) y un cérvido/caprino, fueron finamente grabados sobre la roca encajante. Su estilo no es convencional; sin embargo, dada la técnica probablemente correspondan al Magdaleniense.



Fig. 3.7. Caballo grabado de la cueva de Astuigaina.

AGARRE

Localizada en Mendaro, la única representación conocida a día de hoy se descubrió en 2018. Preliminarmente, se trata de la parte superior de un zoomorfo todavía por definir. Su conservación es muy deficiente y se puede reconocer la línea cérvico-dorsal y los cuartos traseros trazados a partir de una sucesión de puntos elaborados con el dedo. Se puede asignar, de manera preliminar, a un momento Pre-Magdaleniense (entre 40.000 y 20.000 años BP).

Conclusión

El arte rupestre paleolítico de los valles del Deba y del Urola se distribuye en 8 cavidades. La densidad gráfica muestra conjuntos de tamaño grande (Ekain), medio (Danbolinzulo y posiblemente Erlaitz) y pequeño (Praileaitz, Sustraixa, Astigarraga, Astuigaina y Agarre).

Se trata, a excepción de Ekain, de conjuntos con una baja variabilidad técnica, temática y/o estilística, lo que apunta a considerar con carácter preliminar cuanto menos una sincronía relativa de su ejecución. A pesar de la diversidad de Ekain, el análisis interno del conjunto apunta, de nuevo, a una sincronía relativa de su ejecución. La valoración integral de los conjuntos rupestres pone de manifiesto una larga tradición gráfica paleolítica.

La continuación de las labores intensas de prospección apunta a considerar viable la aparición de nuevos conjuntos rupestres con figuras de estilo paleolítico.

Parada 4: Irikaitz. El valle del Urola en la Prehistoria

A. Arrizabalaga. Dpto. de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco UPV/EHU. alvaro.arrizabalaga@ehu.eus

El valle del Urola, en especial en sus cursos medio y bajo, constituye una de las principales agregaciones de yacimientos arqueológicos del conjunto del País Vasco. La secuencia arqueológica local comienza por una de las excavaciones más recientes y la más prolongada en el tiempo: el campamento al aire libre de Irikaitz. Muy próximo a la cueva con arte parietal de Ekain, sobre un gran meandro encajado del río Urola, se sitúa este depósito, de unas 8 Ha de superficie (Fig. 3.1). El yacimiento, descubierto en 1996, fue excavado en una superficie de unos 118 m² entre 1998-2016. Su nivel más antiguo, que data de unos 240.000 años, se ubica inmediatamente sobre la llanura de inundación del río Urola en aquel momento. Se trata de un gran campamento junto al río, al que los grupos de neandertales acudían entonces para aprovisionarse de unas materias primas muy exóticas en toda la Península Ibérica (de origen volcánico), que transportaban hasta su campamento. Tras una labor de tanteo, se quedaban con los cantos que presentan mejores condiciones para su talla, elaborando con ellos una industria lítica de aspecto arcaico (Figs. 3.2 y 3.3) (Arrizabalaga e Iriarte, 2003, 2005, 2011; Arrizabalaga et al., 2003).

el 42.600 y el 44.500 (Fig. 3.4). Se trata de poblaciones neandertales que dejaron pocos testimonios de ocupación, más allá de esta cueva y la vecina de Amalda III (Altuna et al., 1990). El resto de los materiales encontrados de este momento se refieren a nuestra propia especie, cuyas ocupaciones se van intercalando en diferentes series estratigráficas, principalmente en cueva. Así, conocemos un nivel chatelperroniense en la cueva de Ekain, ocupaciones auriñacienses en Ekain y Ezkuzta, un horizonte gravetiense mejor representado (Amalda, Ekain y, de nuevo, un nivel muy alterado en Irikaitz) (Fig. 3.5), presencia solutrense en Amalda e Ikeitz y, finalmente, magdalenense en Erralla (Altuna et al., 1985), Ikeitz, Ezkuzta y Erlaitz. Todas estas ocupaciones han ido reflejándose en niveles estratigráficos de mayor o menor entidad entre los 42.000 y 11.000 años.

Los últimos cazadores-recolectores del Mesolítico dejaron numerosos testimonios en el valle del Urola, si bien la secuencia de Ekain representa la serie más importante (Altuna y Merino, 1984). En cuanto a los grupos productores de la Prehistoria con cerámica, no están bien representados en sus polos (apenas



Fig. 3.1. Ortofoto con la ubicación de Irikaitz (Zestoa, Gipuzkoa).

Los siguientes visitantes del valle de los que tenemos constancia están en el nivel VII de la cueva de Amalda, recientemente datados entre

conocemos el Neolítico propiamente dicho, y sólo nos consta el poblado de Muinoandi, en Azpeitia, entre los establecimientos de la Edad

del Hierro). Sin embargo, la presencia de conjuntos sepulcrales en cueva y ocupaciones del mismo medio, datados en el Calcolítico y la Edad del Bronce, representan una pauta habitual dentro del valle del Urola.



Fig. 3.2. Elemento tallado bifacial de Irrikaitz.



Fig. 3.3. Gran núcleo de lascas en basalto de Irrikaitz.



Fig. 3.4. Excavación de la cueva de Amalda en 1983.



Fig. 3.5. Buril de Noailles del nivel gravetiense de Irrikaitz.

Parada 5: Zumaia. Geología litoral y el registro sedimentario holoceno y antropoceno del estuario del Urola

A. Cearreta. Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Universidad del País Vasco UPV/EHU. alejandro.cearreta@ehu.eus

Introducción

Los pequeños estuarios del Urola (Zumaia) (5,7 km de longitud) y del Deba (5,5 km de longitud) son los únicos ecosistemas de naturaleza salobre incluidos dentro del Geoparque de la Costa Vasca (Gipuzkoa) que presenta una naturaleza fundamentalmente acantilada. Los estuarios son sistemas sedimentarios que almacenan información geológica que permite conocer las condiciones ambientales pretéritas en esta zona litoral durante los últimos 10.000 años. Con el objetivo de reconstruir el proceso de transformación ambiental de estos estuarios en respuesta a las variaciones del nivel marino y a la intervención humana reciente, se han perforado distintos sondeos y recogido muestras superficiales.

En el estuario del Urola se perforaron 4 sondeos. Los sondeos largos ZUM-1 (estuario inferior, longitud 25,8 m) y ZUM-2 (estuario superior, 28,2 m) fueron perforados mediante roto-percusión en 2014, y los sondeos cortos ZM-1 (estuario inferior, 0,50 m) y ZM-2 (estuario superior, 0,49 m) fueron extraídos a mano en 2015 y 2018 respectivamente. Además, también se recogieron cuatro muestras superficiales en el año 2018 (Fig. 5.1).

Sondeos holocenos

En el sondeo ZUM-1, se han distinguido 5 Asociaciones de Foraminíferos (AF): sobre el sustrato rocoso, el intervalo AF5 contiene muy pocos foraminíferos y se interpreta como un ambiente fluvial con una reducida influencia marina. En la siguiente AF4 (datada por radiocarbono alrededor de 8.540 años BP) dominan *Cibicides lobatulus*, *Connemarella rudis* y *Elphidium crispum*. El contenido de caparzones de origen marino es muy dominante (>96%) y se interpreta como un ambiente de llanura intermareal con salinidad marino normal. La asociación AF3 (entre los 7.880 y 7.050 años BP) está dominada por *C. lobatulus*, *Ammonia tepida* y *Haynesina germanica*. El porcentaje de foraminíferos autóctonos es elevado (60%), aunque disminuyen hacia techo. Se interpreta como un medio intermareal salobre con una influencia significativa del mar abierto. Por encima, AF2 se compone mayoritariamente de *A. tepida*, *H. germanica* y *Criboelphidium williamsoni*. Presenta pocos foraminíferos marinos (7%) y un ambiente deposicional de llanura intermareal salobre desarrollado entre 6.920 y 5.910 años BP. El último nivel, AF1, está dominado por



Fig. 5.1. Localización de los sondeos (cuadrados) y las muestras superficiales (círculos) analizados en el estuario del Urola.

Trochammina inflata y *Entzia macrescens* que representan una marisma alta (Fig. 5.2).

Por su parte, el sondeo ZUM-2 muestra 4 asociaciones. AF4 (desde 10.090 a 8.320 años BP) se encuentra directamente sobre el sustrato rocoso y presenta un número muy reducido de foraminíferos que se interpreta como un ambiente deposicional fluvial con influencia salina muy reducida. Por encima, AF3 contiene una asociación abundante de foraminíferos pero un número de especies reducido. Las formas dominantes son *H. germanica*, *A. tepida* y *C. williamsoni* y se interpreta como un medio intermareal salobre muy restringido depositado entre los 8.030 y 5.320 años BP. AF2 es un intervalo que no contiene apenas foraminíferos depositado en un ambiente dulceacuícola. Por último, AF1 está dominada por *T. inflata* y *E. macrescens* en un medio de marisma alta (Fig. 5.2).

caparazones/100 g de sedimento). Se alcanzan las concentraciones más elevadas de Pb, Zn, Ni y Cr (116, 488, 56 y 76 mg kg⁻¹ respectivamente). La edad determinada para este intervalo más contaminado y con pocos foraminíferos fue 1965-1980 CE (coincidente con el auge demográfico e industrial de la comarca). Por último, AF1 muestra un número de caparazones que se incrementa hacia techo (media 1.107/100 g de sedimento). Dominan *E. oceanense*, *A. tepida* y *H. germanica*. El porcentaje de caparazones marinos es muy bajo (1%). Ha sido datado entre los años 1980-2015 CE y muestra un contenido en metales moderado y claramente decreciente hacia techo, coincidiendo en el tiempo con la crisis industrial en la comarca (mínimos valores de Pb, Zn, Cu, Ni y Cr, correspondientes a la muestra superficial, son 51, 227, 44, 35 y 52 mg kg⁻¹ respectivamente). Se encontraron además una serie de partículas esferoidales diferentes, cuya

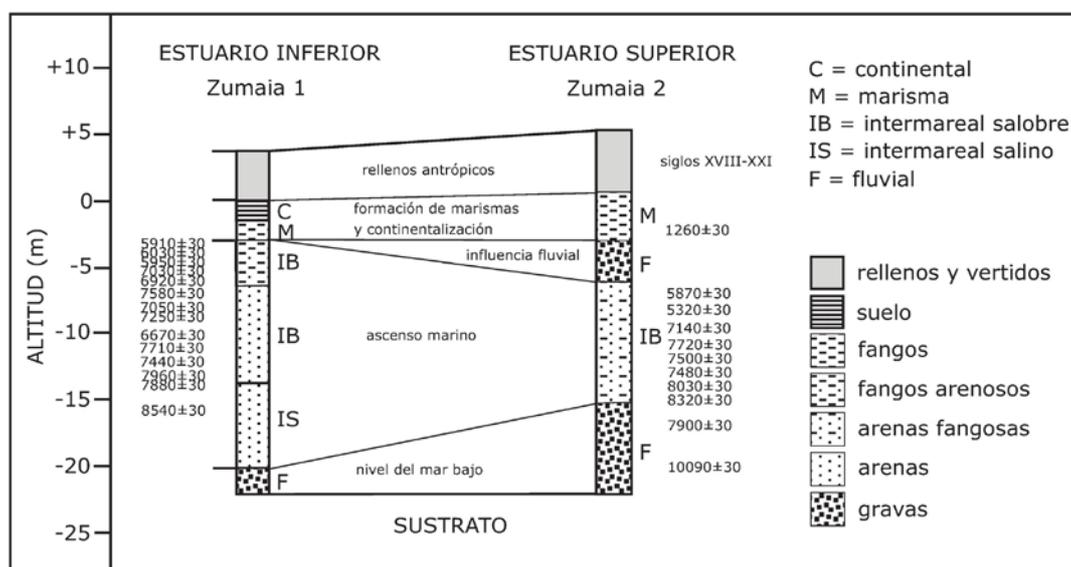


Fig. 5.2. Interpretación paleoambiental de los sondeos perforados en el estuario Urola en base a las asociaciones de foraminíferos. Aparecen representadas las distintas fases ambientales, la litología de los testigos y las edades radiométricas. La elevación topográfica está referida al nivel cero regional (bajamar más extrema en el Puerto de Bilbao el día 27 septiembre 1878).

Sondeos antropocenos

En el sondeo corto ZM-1, Goffard (2016) distinguió tres intervalos diferentes de muro a techo: AF3 con un número de foraminíferos extremadamente abundante en la base que va disminuyendo hacia techo (media 1.038 caparazones/100 g de sedimento). Dominan las formas salobres *H. germanica* y *A. tepida* con *Elphidium oceanense* como secundaria. El porcentaje de caparazones de origen marino es muy bajo (2%). Este intervalo ha sido datado mediante ²¹⁰Pb y ¹³⁷Cs desde el inicio del siglo XX hasta el año 1965 CE y muestra un contenido moderado en metales creciente hacia techo. La concentración de Zn en el cm más profundo es 128 mg kg⁻¹, mientras que las de Pb, Cu, Ni y Cr son inferiores a 35 mg kg⁻¹. AF2 es un intervalo que muestra un número de foraminíferos muy escaso (101

composición se analizó mediante SEM-EDX (microscopía electrónica de barrido con detector de energía dispersiva). Se distinguieron "esferoides carbonáceos" que aparecieron en todas las muestras y con mayor abundancia en los niveles inferiores del sondeo. A partir de 1960 se encontraron esferoides metálicos enriquecidos en Fe coincidentes con el auge industrial de la zona, y a partir de 1980 se suman los esferoides poliméricos. La presencia de estos esferoides en los sedimentos se considera un indicador de diferentes actividades industriales (Fig. 5.3).

El sondeo ZM-2 presenta dos asociaciones de foraminíferos. Un intervalo inferior (AF2) con un número de caparazones muy elevado y dominado por las formas salobres *A. tepida* y *H. germanica*, con *C. williamsoni* como secundaria.

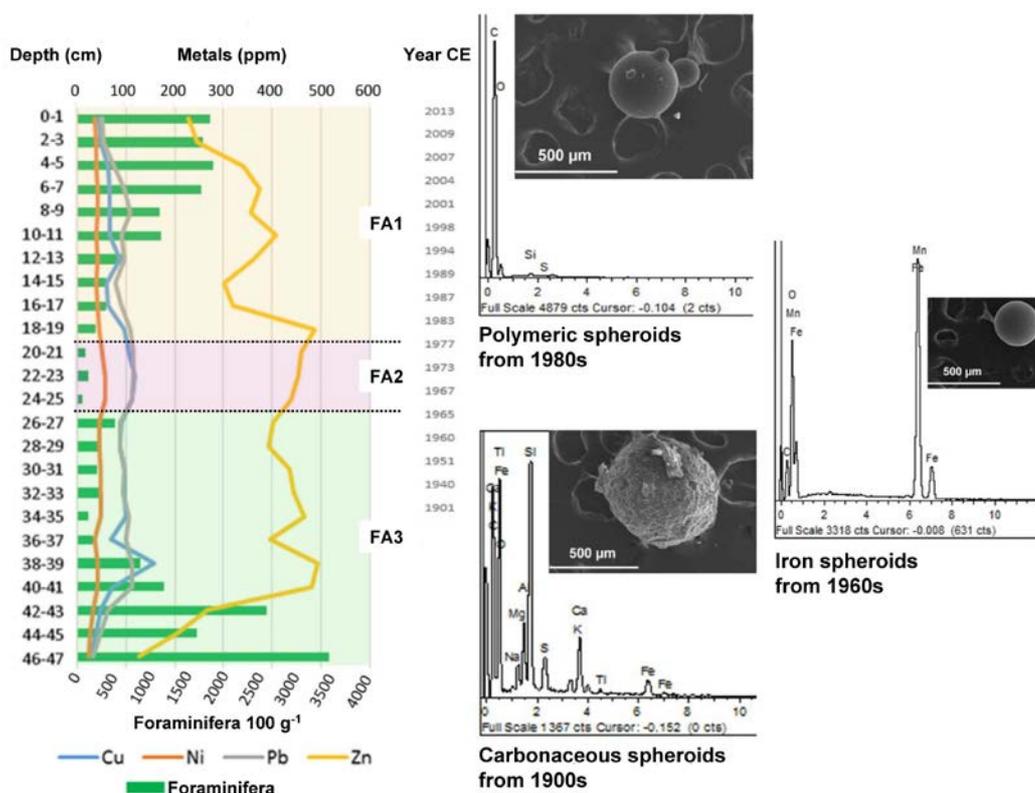


Fig. 5.3. Concentraciones de metales (Cu, Ni, Pb, Zn) y densidad de foraminíferos en el sondeo corto ZM-1 (estuario del Urola) (modificada de Goffard, 2016).

La abundancia de caparzones marinos es mínima (1%) y aparecen frecuentes esferoides carbonáceos. Los niveles de metales son bajos en la mitad inferior del sondeo (Pb, Zn y Cu son incluso menores que los determinados en la zona basal del sondeo ZM-1) pero aumentan en el tercio superior de esta AF2 hasta alcanzar 190, 827 y 63 mg kg⁻¹ respectivamente. La tasa de sedimentación estimada mediante ²¹⁰Pb_{exceso} es 0,22±0,02 cm/año. Asimismo, la máxima concentración de ¹³⁷Cs se encuentra a 13 cm de profundidad. Por tanto, este intervalo inferior se depositó entre el inicio del siglo XX y 1963 CE. Por encima, los últimos 13 cm (AF1) se caracterizan por un número menor de caparzones y el dominio de *H. germanica*, *A. tepida* y *Criboelphidium excavatum* con presencia de esferoides poliméricos. Las concentraciones de Pb y Zn disminuyen con respecto al techo del intervalo anterior, pero incluso en la superficie (64 y 276 mg kg⁻¹ respectivamente) se mantienen por encima de sus valores en la base del sondeo. El Cu muestra una trayectoria diferente, aumentando hasta 120 mg kg⁻¹ antes de comenzar a disminuir (64 mg kg⁻¹) en superficie. Este intervalo superior representa los últimos 55 años de registro sedimentario. El estudio polínico de este sondeo corto muestra también dos zonas polínicas diferentes. La parte inferior con taxones herbáceos dominantes (Apiaceae, Cichorioideae, Poaceae y *Cerealia* t.) respondiendo a la deforestación ligada a la

industrialización y agricultura. En los 20 cm superiores ganan protagonismo los taxones arbóreos (*Alnus*, *Carpinus betulus* y *Pinus pinaster*) tras el abandono de estas actividades y las posteriores reforestaciones del siglo XX.

Muestras superficiales

A lo largo del estuario del Urola, tanto las asociaciones vivas como muertas de foraminíferos son muy abundantes y están dominadas exclusivamente por *H. germanica*, que muestra una mayor abundancia en la zona superior y disminuye ligeramente hacia la desembocadura, *A. tepida* que, por el contrario, incrementa su presencia desde la zona superior a la inferior, y *C. excavatum* que mantiene una concentración similar en todo el estuario. En cuanto a los metales, las concentraciones son bastante similares a las determinadas en las muestras superiores de los sondeos, aunque destacan los altos niveles de Zn encontrados en la estación Zumaia-3 (Fig. 5.1)

Interpretación paleoambiental

El ascenso relativo del nivel del mar en la costa vasca durante el Holoceno presenta una primera etapa de aumento rápido (6,3±0,8 mm/año) desde los 9.000 hasta 7.000 años cal BP, una segunda fase de reducción en la tasa de elevación (0,7±0,5 mm/año) desde los 7.000 hasta 4.000 años cal BP, y un tercer intervalo de práctica estabilidad desde entonces hasta el siglo XX (0,5±0,5 mm/año) (García-Artola et al.,

2018) (Fig. 5.4). Estas tres etapas con velocidades de ascenso marino decrecientes son observables en los sondeos largos estudiados en el Geoparque de la Costa Vasca, donde la secuencia deposicional está constituida, de muro a techo, por ambientes intermareales con influencia marina menguante hasta una eventual marisma vegetada, pasando por periodos de fuerte influencia fluvial. Las dataciones indican que estos estuarios comenzaron a desarrollarse antes de los 9.000 años cal BP.

El registro sedimentario reciente, además de mostrar contaminación por metales durante el siglo XX, en el estuario del Urola presenta claramente la señal geoquímica del creciente desarrollo industrial durante el siglo XX y su posterior declive en las últimas décadas en un medio que, asimismo, produjo un impacto sobre las asociaciones de foraminíferos que se han ido recuperando recientemente.

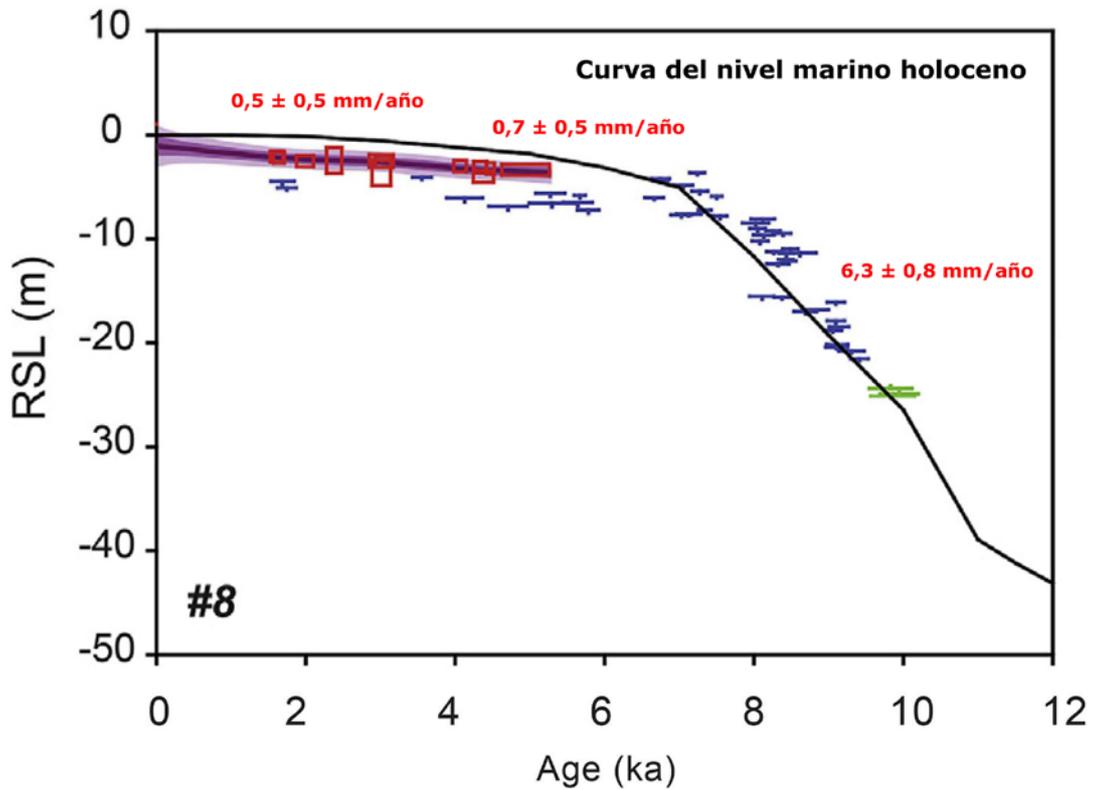


Fig. 5.4. Estimaciones medias del ascenso relativo del nivel marino en la costa vasca durante el Holoceno (modificada de García-Artola et al., 2018).

Parada 6: Deba. El registro sedimentario del estuario del Deba

A. Cearreta. Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Universidad del País Vasco UPV/EHU. alejandra.cearreta@ehu.eus

Introducción

El estuario del río Deba se extiende en un área de 0,22 km² y tiene una longitud de 5,5 km, con una anchura media de 300 m (Fig. 6.1). El estudio del registro micropaleontológico de dos sondeos largos perforados en 2008 y 2014 respectivamente hasta sustrato mediante rotopercusión en sedimentos holocenos (DB-1 con una longitud de 29,4 m y DB-2 de 21 m) ha mostrado su evolución ambiental como consecuencia del ascenso del nivel marino postglaciar. Además, el análisis micropaleontológico y geoquímico de un sondeo corto extraído manualmente en 2016 (DB-3 de 0,58 m) y ocho muestras superficiales a lo largo del estuario recogidas en el año 2017 ha permitido la comparación de los registros holoceno y antropoceno (Fig. 6.1).

Registro holoceno

Se diferenciaron 5 Asociaciones de Foraminíferos (AF) en este sondeo. Sobre el sustrato rocoso, la AF5 (datada entre 10.150 y 9.130 años cal BP) consiste en un intervalo dominado por las especies *Ammonia tepida* y *Haynesina germanica* como formas principales, y *Rosalina irregularis* y *Criboelphidium williamsoni* como secundarias. Las especies alóctonas de origen marino llegan a representar hasta el 20% de la asociación (media de 10%). Este intervalo presenta la mayor diversidad de todo el sondeo y se interpreta como un ambiente intermareal fangoso con influencia

marina. Por encima, en la AF4 (entre 9.280 y 9.010 años cal BP) *A. tepida*, *H. germanica* y *C. williamsoni* son las especies dominantes, siendo la media de caparzones alóctonos muy baja (0,8%). Eventualmente aparecen caparzones de foraminíferos planctónicos. Hernández-Martín (2013) interpretó este intervalo como un ambiente intermareal salobre con poca influencia marina. En la siguiente asociación, AF3 (7.170 y 6.810 años cal BP) las especies dominantes fueron *H. germanica*, *A. tepida* y *C. williamsoni*. Se encontraron 4 especies de media por muestra. El porcentaje de foraminíferos marinos es anecdótico (0,4%). Por sus características, esta asociación se interpreta como un medio intermareal salobre bastante más restringido que la asociación anterior. AF2 no contenía ningún foraminífero por lo que se interpreta como una zona con influencia de agua dulce que restringió el desarrollo de estos organismos de afinidad salina. Finalmente, en el nivel más alto topográficamente, AF1, se observaron únicamente 3 especies de foraminíferos: *A. tepida*, *H. germanica* y *Elphidium oceanense* que indican un medio intermareal salobre muy restringido.

El sondeo DB-2 muestra 4 asociaciones diferentes de muro a techo en base a su contenido en foraminíferos (El bani Altuna et al., 2019). La asociación AF4 (con edades entre los 8.360 y 8.070 años cal BP) es el intervalo con mayor diversidad de todo el sondeo al tener 12



Fig. 6.1. Localización de los sondeos (círculos anaranjados y verde) y las muestras superficiales (círculos blancos) analizados en el estuario del Deba.

especies de media entre las que dominan *A. tepida*, *H. germanica* y *C. williamsoni*. Esta AF se interpreta como un ambiente intermareal donde se encuentra la mayor influencia marina del sondeo, a pesar de que los caparzones alóctonos representan un escaso 6% de media. Por encima, la AF3 es una asociación muy pobre en foraminíferos que puede interpretarse como un ambiente intermareal de transición con aguas relativamente más dulces. La siguiente AF2 (edades 1.200 y 1.100 años cal BP) no contiene ningún foraminífero por lo que se deduce un ambiente de agua dulce que imposibilitó la aparición de estos organismos de afinidad salina. Por último, en la AF1 la abundancia de los caparzones aumenta hacia techo, aunque en todo el nivel aparecen únicamente dos especies aglutinantes: *Trochammina inflata* y *Entzia macrescens*, típicas de marisma alta, lo que implica un ambiente vegetado altamente restringido y de condiciones mareales extremas (Fig. 6.2).

Registro antropoceno

Soualili (2018) diferenció 3 AFs diferentes a pesar de la baja cantidad de foraminíferos encontrados en este sondeo (108 caparzones en total). De -58 a -40 cm, AF3 contiene sólo 3 especies: *E. macrescens*, *T. inflata* y *A. tepida*. Además, presenta contenidos elevados de metales (máximo de 87 mg kg⁻¹ para el Pb y 111 para el Ni) con un pico máximo de concentración de Cu (190 mg kg⁻¹) a -51/50 cm de profundidad y de Cr y Zn (158 y 877 mg kg⁻¹ respectivamente) a -41/40 cm. Este intervalo ha sido datado (²¹⁰Pb y ¹³⁷Cs) entre los años <1950-1970 CE y se interpreta como un ambiente intermareal de marisma con arenas fangosas. A continuación, de -40 a -24 cm, AF2

es un intervalo con un número mínimo de foraminíferos (un solo caparazón de la especie *E. macrescens*). Las concentraciones de metales disminuyen gradualmente hacia techo. Se trata de un intervalo con una gran influencia de agua dulce que provoca la escasa cantidad de caparzones. Las dataciones radiométricas indican edades comprendidas entre los años 1970-2006 CE. Por último, los 24 cm más superficiales del sondeo (AF1) contienen una mayor presencia de caparzones de foraminíferos y una mayor abundancia de las especies *T. inflata*, *H. germanica*, *A. tepida* y *E. macrescens*. Este intervalo se interpreta como un ambiente intermareal salobre desarrollado durante los últimos 10 años. En lo que respecta a los metales pesados, AF1 presenta los niveles más bajos de todo el sondeo (inferiores a 54, 381, 88, 77 y 79 mg kg⁻¹ para Pb, Zn, Cu, Ni and Cr respectivamente). Esto coincide con unos valores de ²¹⁰Pb_{exceso} significativamente más bajos que los del tramo inferior, sugiriendo la posibilidad de que una parte de los materiales que constituyen este tramo proceda de los restos depositados por las obras realizadas en esa zona durante los últimos años (construcción de un puente y la perforación de un túnel) (Fig. 6.3).

Las asociaciones vivas de foraminíferos presentan un número de individuos muy escaso en la parte superior del estuario que se va acrecentando paulatinamente hacia la desembocadura. Respecto a las asociaciones muertas, sólo las muestras Deba-3, 4, 5 y 7 superan los 100 caparzones. Las especies dominantes, tanto en las asociaciones vivas como en las muertas, son *A. tepida* y *Criboelphidium excavatum*, mientras que *H.*

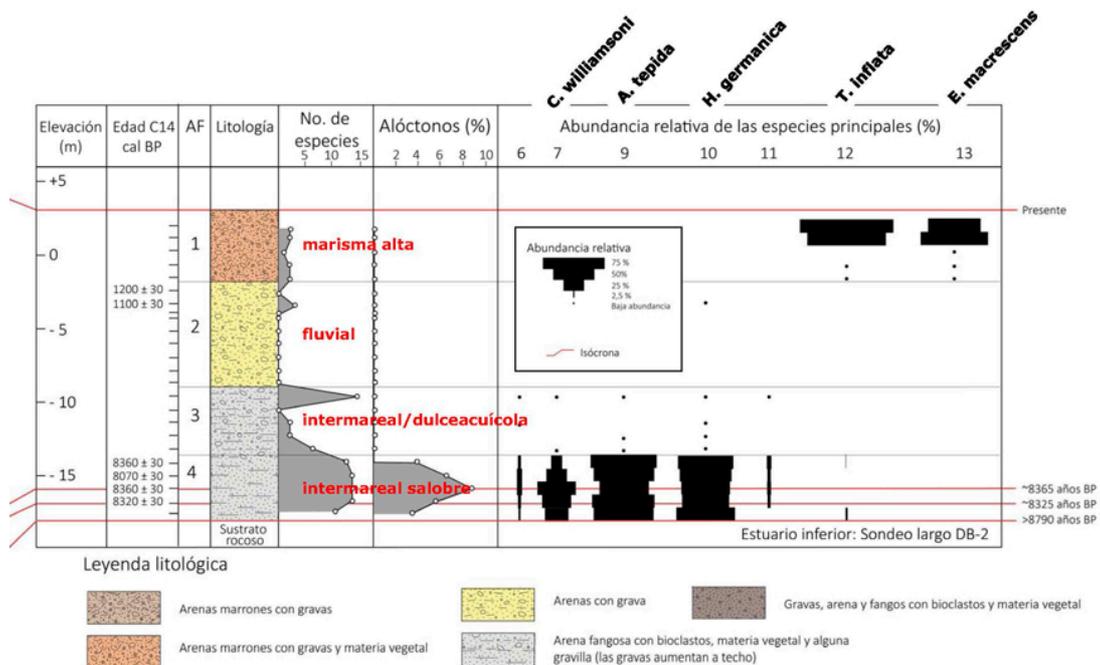


Fig. 6.2. Descripción litológica y micropaleontológica, datación radiométrica e interpretación ambiental del sondeo DB-2 (estuario inferior del Deba).

germanica y *E. macrescens* son especies secundarias en las asociaciones muertas. En estas últimas, el número de caparazones del resto de las especies es moderado y la presencia de foraminíferos de origen marino (por ejemplo, *Cibicoides lobatulus* o *Rosalina anomala*) es muy baja. Esto sugiere que los foraminíferos vivos no encuentran las condiciones ambientales adecuadas para reproducirse y presentar poblaciones abundantes dentro del estuario, probablemente debido a la gran influencia del agua dulce de origen fluvial que perjudica el desarrollo de estos protistas de afinidad salina. El análisis de su contenido geoquímico muestra niveles moderadamente elevados de Pb, Zn, Cu, Ni and Cr en las partes superior y media del estuario, de manera que las máximas concentraciones (104, 65, 519, 76 y 93 mg kg⁻¹ respectivamente) corresponden a las muestras Deba-3 y 4 (Fig. 6.1). A partir de ese punto empiezan a disminuir paulatinamente hacia la desembocadura (Soualili, 2018). El estuario del Deba ha sido considerado como un ambiente sometido a una presión humana relativamente elevada, asociada a la existencia de vertidos urbanos e industriales identificados ya desde la zona fluvial (Martínez-Santos et al., 2015).

Evolución holocena y antropocena del estuario del Deba

Según García-Artola et al. (2018), el aumento relativo del nivel del mar en la costa vasca durante el Holoceno puede resumirse en tres fases principales: (1) ascenso rápido cuantificado en unos 6,3±0,8 mm/año que tuvo lugar desde los 9.000 hasta 7.000 años cal BP; (2) reducción considerable de la tasa de elevación hasta los 0,7±0,5 mm/año desde los 7.000 hasta 4.000 años cal BP; y (3) mayor ralentización desde entonces hasta el siglo XX

(0,5±0,5 mm/año). Estas tres fases son observables en los sondeos largos DB-1 y DB-2, donde la secuencia deposicional está constituida principalmente por asociaciones que, de muro a techo, evolucionan desde ambientes intermareales con influencia marina decreciente a una eventual marisma vegetada, pasando por un periodo de fuerte influencia fluvial. Las dataciones indican que el estuario del Deba comenzó a desarrollarse alrededor de los 9.000 años cal BP. Además, en el sondeo DB-2 se puede situar temporalmente el principal evento de colmatación entorno a los 1.000 años cal BP, que permitió la formación de una marisma alta en esta zona. El proceso de relleno sedimentario estaría así controlado por los cambios eustáticos del nivel marino y el aporte sedimentario (El bani Altuna et al., 2019).

En el sondeo corto DB-3, las diferencias observadas en las características sedimentarias y en la abundancia microfaunística entre las partes inferior y superior parecen responder a variaciones temporales en la influencia del agua dulce fluvial en esta zona media del estuario. En general, el contenido en foraminíferos del sondeo DB-3 refleja características similares a las asociaciones de foraminíferos presentes en las muestras superficiales. Por su parte, la disminución en las concentraciones de metales pesados observada en el sondeo DB-3 parece estar relacionada con el descenso de la contaminación en metales detectado durante los últimos años en este estuario (Legorburu et al., 2013).

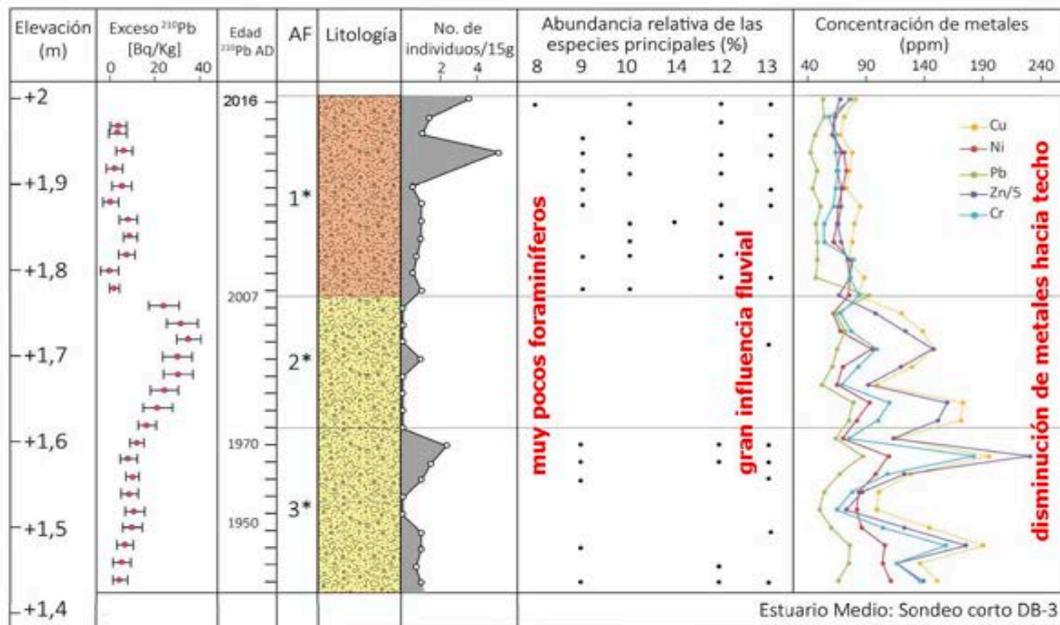


Fig. 6.3. Descripción litológica, micropaleontológica y geoquímica, datación radiométrica e interpretación ambiental del sondeo DB-3 (estuario medio del Deba).

Parada 7: Artzabal. Plataformas de abrasión marina, terrazas fluviales y evolución kárstica

M. Arriolabengoa. Dpto. de Mineralogía y Petrología, Universidad del País Vasco UPV/EHU. martin.arriolabengoa@ehu.eus
A. Aranburu. Dpto. de Mineralogía y Petrología, Universidad del País Vasco UPV/EHU. arantza.aranburu@ehu.eus

Introducción

La unidad paisajística predominante del margen cantábrico es de tipo fluvial y kárstico, con una estrecha franja litoral (de hasta 300 m) y acantilados de más de 100 m. Observando la distribución y cota de las colinas o zonas montañosas, sin embargo, se aprecia que éstas se ordenan siguiendo el modelo de un relieve escalonado ascendente hacia el interior (continental). Este relieve es la suma de los distintos pulsos tectónicos y modelados (marino, fluvial, kárstico, glacial y gravitacional) que han acontecido bajo diferentes estadios climáticos, desde la orogenia alpina hasta la actualidad.

En esta parada se desgranarán algunas de las distintas fases de formación del paisaje cantábrico.

Plataformas marinas elevadas

El litoral del margen cantábrico se caracteriza por su costa principalmente acantilada, con desniveles de hasta 100 m interceptada por ríos, relativamente cortos y caudalosos, que dan paso a estuarios formados a lo largo de la última transgresión. Detrás de los acantilados y con una disposición relativamente paralela a la línea de costa se sitúan las antiguas plataformas marinas emergidas. Una de ellas, la situada a 60-90 m s.n.m., en la costa de Asturias ha sido datada entre 1-2 Ma (Álvarez-Marrón et al., 2008).

paleo-rasas situadas en cotas superiores debieron haber emergido anteriormente.

El descenso del nivel de base en contextos kársticos

En respuesta a los levantamientos tectónicos, el nivel de base del continente ha descendido para alcanzar el nivel del mar y buscar su perfil de equilibrio. De tal forma, las antiguas plataformas marinas elevadas se encuentran fuertemente incididas por la red fluvial y kárstica. En este sentido, en las rasas situadas sobre calizas masivas arrecifales del Aptiense-Albiense en el litoral del río Deba, se han formado morfologías exokársticas características, conocidas como karst pinacular (Aranburu et al., 2015), cuya cota refleja aproximadamente la altura de la antigua plataforma marina (Figs. 7.2 y 7.3), mientras que en la base se forman llanuras con acumulación de sedimentos detríticos insolubles.

En cuanto al endokarst, éste muestra un desarrollo multinivel que obedece al descenso escalonado pero continuo del nivel de base, como es, por ejemplo, el caso de la cueva de Praileaitz o Ermitia Bekoa. Estas cavidades, cuya espeleogénesis suele estar asociada a la paragénesis-deposición de sedimentos alóctonos en los conductos freáticos y a una disolución hacia techo del mismo, están asociadas a los niveles de terrazas fluviales en el río Deba, que se forman en periodos



Fig. 7.1. Panorámica desde el monte Arno donde se aprecian al menos tres niveles de plataformas de abrasión marina elevadas.

En la zona litoral del Geoparque de la Costa Vasca se han diferenciado 3 niveles de rasas situadas entre 100-150 m s.n.m., 200-240 m s.n.m. y 290-340 m s.n.m. (Aranburu et al., 2015) (Fig. 7.1). En base a las tasas de levantamiento tectónico deducidas en diversos trabajos para el litoral cantábrico-ibérico, se infiere que el nivel de rasa situado entre 100-150 m s.n.m. podría correlacionarse con el de Álvarez Marrón et al. (2008). Por tanto, las

climáticos con una mayor disponibilidad de sedimento respecto al caudal (Arriolabengoa et al., 2015). En este sentido, el descenso del nivel de base está en gran parte controlado por los ciclos climáticos orbitales del Cuaternario, y en el río Deba ha dejado a lo largo de su historia evolutiva al menos 8 niveles de terrazas, escalonadas a distintas cotas (Arriolabengoa et al., 2015), que en la mayoría de los casos son

erosionados y/o tapizados posteriormente por procesos de ladera como la reptación.

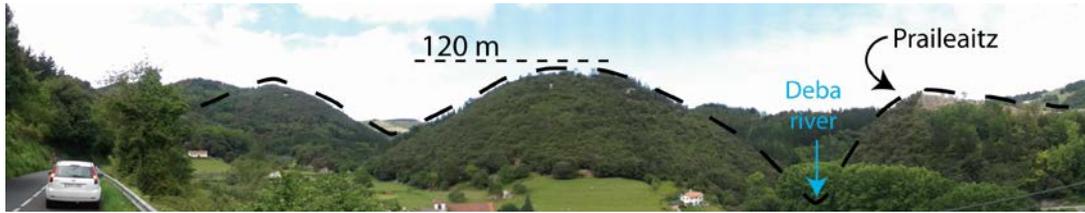


Fig. 7.2. Panorámica del karst pinacular de Deba cuya cima refleja la superficie de la antigua plataforma marina.

Littoral Karst Landscape Evolution

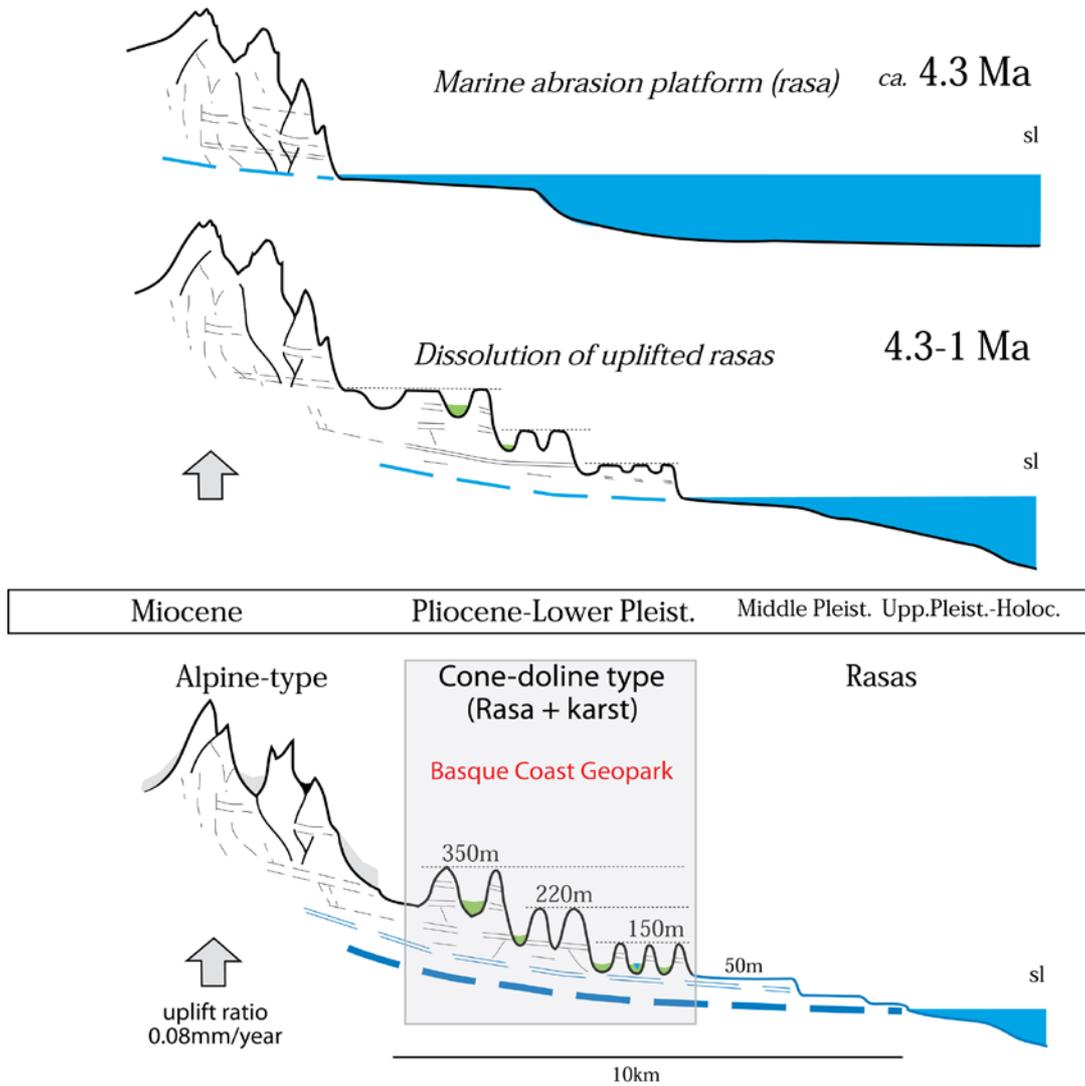


Fig. 7.3. Esquema de la evolución del litoral kárstico del País Vasco (tomada de Aranburu et al., 2015).

Parada 8: Praileaitz. La ocupación humana prehistórica del valle del Deba

X. Peñalber. Dpto. de Arqueología, Sociedad de Ciencias Aranzadi. praileaitz@gmx.com

J. Mujika. Dpto. de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco UPV/EHU. joseantonio.mujiica@ehu.es

Introducción

La zona del bajo Deba presenta una notable concentración de yacimientos cuyos niveles se atribuyen, principalmente, al Paleolítico Superior (Solutrense, Magdaleniense) e inicios del Holoceno (Aziliense). Las investigaciones comenzaron hacia 1924, fecha en la que Telesforo de Aranzadi y José Miguel de Barandiaran dieron inicio a sus excavaciones en las cuevas de Urtiaga, Ermitia y Jentiletxeta (ésta de cronología holocena). Hoy en día, las prospecciones realizadas, principalmente por el Grupo Munibe de Azkoitia, han permitido que el número de cavidades haya aumentado considerablemente, entre las que sobresalen Praileaitz I-II y Astigarraga en Deba, Iruroin, Langatxo, Zerratu y Kiputz, en Murtriku.

Las ocupaciones en cavidades del Geoparque

En este entorno destacan las siguientes cuevas:

ASTIGARRAGA (Deba)

Se localiza en el valle de Goltzibar, afluente del Urola, a 436 m.s.n.m. Fue descubierta en 1967 y desde 2005 está en curso de excavación. En 2009 se halló una agrupación de trazos pareados de color rojo y una mancha negra que podría corresponder a un caballo. La cavidad ha sido recurrentemente ocupada de forma efímera desde finales del Paleolítico Inferior, y ha aportado restos aislados del Paleolítico Medio y Superior, Epipaleolítico Antiguo y Edad del Bronce.

URTIAGA (Deba)

La cueva se abre en la base de la ladera suroeste del monte Salbatore, a una altura de 160 m.s.n.m. Su boca, de 3 m de anchura y 3,50 m de altura, se orienta al suroeste y la galería con yacimiento presenta 15 m de longitud. Fue descubierta por J.M. de Barandiaran en 1928 y excavada por él mismo junto a T. de Aranzadi entre 1928 y 1936, reiniciando los trabajos en 1954, 1955 y 1959 (Aranzadi, Barandiaran, 1948; Barandiaran, 1947, 1948, 1960; Barandiaran, Elosegui, 1955; Barandiaran y colaboradores, 1955). En 1985 y 1986, J.A. Mujika reavivó el cantil del testigo existente en el fondo de la cavidad a fin de verificar la estratigrafía, recoger muestras de sedimentología y palinología, y datar por radiocarbono las diferentes ocupaciones. Estas son atribuibles al Solutrense Superior-Final, Magdaleniense Inferior, Medio y Superior-Final, Aziliense y a niveles ya con cerámica, teniendo una reutilización funeraria durante el Calcolítico y Edad del Bronce.

ZERRATU (Murtriku)

Esta cavidad de pequeñas dimensiones se localiza en las estribaciones orientales del

monte Arno, a una altitud de 113 m.s.n.m. Ha sido excavada por Andoni Sáenz de Buruaga (2003, 2004, 2005) considerándose como un alto de caza a lo largo de distintas fases del Paleolítico Medio.

KIPUTZ IX (Murtriku)

Se trata de una sima de 5 m de profundidad situada a 119 m.s.n.m. Fue descubierta en 2002 y excavada por Pedro Castaños entre los años 2004 y 2007 (2005, 2006, 2007, 2008). Se recuperaron más de 14.000 huesos de macromamíferos pertenecientes a una decena de especies que se precipitaron en ella durante el Paleolítico Superior, y entre las que destacan el ciervo, el bisonte y el reno. Además, se detecta la presencia del ser humano durante el Magdaleniense Inferior para aprovechar los animales caídos. Se trata de un yacimiento de especial interés desde el punto de vista paleontológico.

Las cavidades en el curso bajo del Deba

En el recorrido entre el casco urbano de Deba y Praileaitz nos encontramos con otra serie de cavidades:



Fig. 8.1. Entrada a la cueva de Iruroin.

IRUROIN

Se localiza en la margen izquierda del río Deba, a unos 30 m de altura sobre el mismo (Fig. 8.1). Cuenta con dos accesos a diferente altura y separados 6 m entre sí que conducen a un vestíbulo de 9x3 m y del que arranca una gatera en dirección oeste, así como una galería hacia el noroeste. Su descubrimiento tuvo lugar en 1973 por miembros del Grupo Munibe de Azkoitia, quienes practicaron dos catas y

realizaron trabajos de vaciado para acceder a la gatera interior, momento en el que se recogieron materiales arqueológicos. Entre 1994 y 1999 fue excavada por Fran Zumalabe (1994, 1995, 1996, 1998, 1999), documentándose niveles correspondientes al Magdaleniense Final, así como enterramientos de cronología postpaleolítica.

LANGATXO

La cueva se abre en la margen izquierda del río Deba a escasos metros de su cauce, a una cota sobre el nivel de mar de 5 m (Fig. 8.2). La entrada, orientada al sur, tiene una anchura de 2 m y su altura es de 1,50 m. Tras un pequeño abrigo se abre un vestíbulo de escasas dimensiones del que arrancan dos galerías que dan a la cavidad una longitud total de 50 m. Fue descubierta en 1981 y excavada por F. Zumalabe entre 1990 y 1993, localizando restos correspondientes al Magdaleniense Final, datado en 11.900±125 años BP, y al Calcolítico.



Fig. 8.2. Acceso a la cueva de Langatxo.

PRAILEAITZ II

La cueva, hoy destruida por la actividad de la cantera de Sasiola, se localizaba en la ladera occidental del monte Praileaitz a una cota de 120 m.s.n.m. La pequeña cavidad estaba formada por una sala semicircular de 17 m² y 1 m de altura, teniendo una prolongación hacia el interior mediante una estrecha galería que finalizaba en una segunda sala de pequeñas dimensiones. La boca de la cueva, orientada al oeste, alcanzaba una anchura de 4,5 m y delante de ella se apreciaba una zona aterrazada de unos 15 m². Fue descubierta en 1986 y excavada en su integridad entre 1988 y

1989 por Eloisa Uribarri. La intervención arqueológica ha proporcionado niveles pertenecientes al Auriñaciense, Gravetiense y Aziliense, así como otros asociados a materiales cerámicos y metálicos en fase de estudio. Algunos restos han sido fechados en 6.795±75, 9.950±180, 23.195±640 y 31.995±740 años BP.

ERMITTIA

La cavidad se abre en el monte que le dio nombre, a 130 m.s.n.m. Su entrada, con orientación hacia el noroeste, alcanza los 2 m de anchura, siendo la altura de 2,20 m. Tras ella se abre un vestíbulo que se prolonga hacia el interior a través de una galería descendente que finaliza en una gran sala de la que arrancan tres galerías, una de ellas con salida al exterior. Descubierta en 1924 por J.M. de Barandiaran, fue excavada por él mismo junto a T. de Aranzadi entre 1924 y 1926 (Aranzadi, Barandiaran, 1928). En la década de 1980 se hallaron en superficie algunos restos arqueológicos. Gran parte del sedimento de esta sala desapareció durante la construcción del túnel de la autopista que cruza este monte, así como por el saqueo llevado a cabo por clandestinos en el testigo de la entrada. La industria hallada es abundante y muy característica, con fósiles directores como los buriles de Noailles, puntas de retoque plano, arpones, etc.).

A lo largo de los niveles se observa el predominio absoluto de la caza de *Capra*, seguida de sarrio o ciervo según el nivel, y presencia minoritaria de otras especies: caballo, bisonte, reno, corzo y jabalí. Asimismo, hay restos de aves y de moluscos *Patella*, *Monodonta*, *Mytilus*, *Littorina*, etc.) aunque en un discreto número, a pesar de su proximidad a la línea de costa.

Esta cavidad y la cueva de Urtiaga presentan una secuencia estratigráfica rica y similar, que en Ermitia ha sido datada en Gravetiense-Solutrense (27.445±565, 21.185±295, 17.725±165, 16.890±75 años BP), Magdaleniense Inferior-Medio (15.420±145, 14.900±165 13.795±155, 13.525±125 y 13.035±95 años BP), Magdaleniense Superior-Final (12.525±115 años BP), Aziliense y niveles con cerámica (Calcolítico, romano).

Finalmente señalar que curso arriba del río Deba tenemos los yacimientos excavados o en curso de excavación de Aldatxarren, Aizkoltxo y Agarre. Todos ellos en el municipio de Mendaro, y hacia el oeste, en Lekeitio, las cuevas de Lumentxa, Santa Catalina y Armintxe.

La cueva de Praileaitz I (Deba)

PRAILEAITZ I (PRIMERA ENTRADA)

La cueva se abre en el monte del mismo nombre, hoy casi totalmente destruido (Fig. 8.3). Fue descubierta en 1983, estando prevista su destrucción tras otra excavación *in extremis*. Estos trabajos se iniciaron en el año 2000,

dirigidos por Xabier Peñalver, continuando en la actualidad. Durante estas intervenciones, entre los años 2005 y 2006, fueron descubiertas una serie de pinturas rupestres en un sector interior de la cueva, correspondientes al período Paleolítico. Este hallazgo significó que, por ley, la cueva no podría destruirse.

Tras el descubrimiento de las pinturas se inició la elaboración de sucesivos decretos de protección en los cuales, en ningún caso se contemplaba la existencia de galerías colmatadas de sedimento arqueológico. Una de estas galerías, tras realizar en ella una intervención arqueológica, daría en el año 2014 acceso a nuevos espacios arqueológicos y a una nueva boca de acceso, lugar en el que vienen desarrollándose trabajos de excavación desde el año de su descubrimiento y que están proporcionando industrias y fauna del Paleolítico Inferior fechadas en torno a los 200.000 años. Estos nuevos espacios no se encuentran incluidos en el decreto de protección del Gobierno Vasco en vigor actualmente.



Fig. 8.3. Entrada a la cueva de Prailleaitz I antes de la colocación de la puerta metálica.

La excavación llevada a cabo entre los años 2000 y 2009 abarca una estratigrafía amplia que arranca en el período Gravetiense y finaliza en el Epipaleolítico, pasando por las fases intermedias correspondientes al Solutrense, Magdaleniense Inferior y Superior-Final y Aziliense. Los resultados de estos trabajos se incluyen en el estudio interdisciplinar publicado por Peñalver et al. (2017). La excavación practicada desde la primera entrada conocida afectó a un pequeño espacio existente en el exterior junto a la boca de la cavidad, y ya dentro de la misma, al área del vestíbulo, a la galería noroeste, al espacio de tránsito entre el

vestíbulo y la primera sala interior, a la primera sala interior y a la segunda sala interior. La superficie total intervenida fue de 191 m², y cada uno de los espacios señalados contaba con distintos niveles arqueológicos fértiles.

La presencia humana durante todos los episodios registrados es muy liviana, tanto que algunas de las fugaces ocupaciones son difíciles de contextualizar y caracterizar. Durante los periodos de desocupación, la cavidad fue guarida de carnívoros y lugar de cobijo para aves. Hay que señalar que parte de los restos faunísticos corresponden a periodos anteriores a los de las industrias más antiguas recuperadas en su posición primaria, como es el caso de una muestra de *Ursus spelaeus* datada en 50.100 años BP y otra de *Panthera pardus* con una edad de 35.010±280 años BP. En el vestíbulo las ocupaciones pudieron comenzar durante el Gravetiense, fechado entre el 23.000 y el 25.000 BP, aunque no hay piezas características. Sobre él se superpone un nivel Solutrense, en torno a 17.500 años de antigüedad, que aporta algunos objetos con retoques planos, un bastón perforado, azagayas, etc.

Sobre él se superpone directamente una singular ocupación correspondiente al Magdaleniense Inferior. Su cronología se sitúa entre el 15.000-16.000 BP. En este período, el área central de habitación se sitúa en el vestíbulo, sobre un suelo formado por abundantes clastos de caliza de reducido tamaño. En esta zona bien iluminada se ha localizado un gran bloque calizo, que pudo ser usado como asiento, y justo delante un hogar en cubeta en el que se utilizó como combustible la madera de enebro (*Juniperus* sp.). Además, en este contexto había restos de fauna, una azagaya decorada, fragmentos de ocre (alguno con facetas de abrasión), colgantes de piedra, etc. En la parte trasera del asiento, se hallaron 3 colgantes en incisivos de cabra y 2 de piedra, uno que asemeja a una figura femenina, a modo de las venus centroeuropeas, y otra, a un canino atrofiado de ciervo. Pero además de los 9 colgantes del vestíbulo, había otros 20, 14 de ellos agrupados y en una posición ordenada, en la primera sala interior (Fig. 8.4). En ellos destaca la gran homogeneidad de la materia prima, de color oscuro o negro, y la presencia de decoraciones de líneas incisas que ocupan distintas superficies de las piezas. La industria lítica era poco numerosa y no estaba relacionada con la fabricación de los objetos.

Todo ello parece apuntar a una ocupación esporádica, quizás relacionada con algún tipo de actividad ritual. Hay que tener en cuenta que en este mismo período existían en el entorno otra serie de cavidades habitadas por grupos relativamente numerosos, y que nos han dejado abundantes restos de industrias y de fauna consumida. El carácter ritual de la cueva no es descartable, aunque quizás en otro periodo, ya



Fig. 8.4. Agrupaciones de colgantes correspondientes al nivel del Magdaleniense Inferior (Foto X. Otero).

que en un reducido espacio de una zona profunda de la cueva se realizaron con los dedos varias series de puntos y trazos cortos de coloración roja pintados en paredes y formaciones estalagmíticas que se agrupan en tres sectores.

Tras su aparente desocupación durante el Magdaleniense Medio, la cavidad volvió a frecuentarse, quizás de forma recurrente y fugaz, a lo largo del Magdaleniense Superior-Final (hacia el 12.500 BP) y del Epipaleolítico (9.500 BP), no siendo fácil su distinción estratigráfica. En el Magdaleniense Superior-Final, la cifra de efectivos de sílex es baja (94 ejemplares) y destaca el elevado número de restos brutos de talla, donde es notoria la presencia de lascas de retoque y de reavivado halladas en un reducido espacio, y el discreto número de objetos retocados, pero con una cierta variabilidad tipológica (raspadores, raederas, *écaillé*, buriles, truncaduras y elementos de dorso). Por otra parte, desde el punto de vista crono-cultural destaca la presencia de un fino arpón con una hilera de dientes, que presenta paralelos en Ermitia y Urtiaga.

Sobre estas ocupaciones magdalenienses se desarrollan otras muy breves durante el Epipaleolítico, pero poco características desde el punto de vista arqueológico y de difícil delimitación estratigráfica. Destaca la presencia de un bastón perforado de sugerente silueta (recuerda la cabeza de un buitre) con un gran orificio de suspensión y datado en el Aziliense (10.740±50 años BP), y próxima a la aportada por una *Littorina obtusata* (10.560±50 años

BP). Además, había un lote de dos centenares de *Littorina saxatilis*, sin perforar, siendo datada una de ellas en 9.320±40 años BP.

A lo largo de las distintas ocupaciones, dentro de la fauna consumida destaca la cabra, seguida a considerable distancia por el ciervo y el sarrío, al igual que sucede en Ermitia. Además, en el nivel superior se localizan diversos restos de peces pertenecientes a salmónidos del género *Salmo*, probablemente truchas de río (*Salmo trutta fario*).

PRAILEAITZ I (SEGUNDA ENTRADA)

Descubierta esta entrada y los espacios interiores en 2014, se iniciaron los trabajos de excavación en ese mismo año y continúan hoy en día (Figs. 8.5 y 8.6). El área intervenida comprende 25 cuadrículas de un metro cuadrado cada una, diferenciándose un espacio cubierto por el techo de la cueva y otro exterior, pero que probablemente estuvo cubierto durante las fases de ocupación humana correspondientes al Paleolítico Inferior.

La zona exterior y una parte de la interior presentaban unos potentes niveles estériles formados por el derrumbe del sedimento de la ladera del monte, casi vertical en esa zona. Bajo ellos, y salvo un fino nivel con algunos restos de fauna, varias capas estalagmíticas y niveles de arcilla, dan paso a otro nivel formado por un suelo de clastos que contiene abundantes industrias líticas correspondientes a un momento del Paleolítico Inferior fechado en 173.900±20.100 años BP por racemización (Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de

Minas de Madrid). Asociado a estas industrias se han localizado numerosos restos de fauna, entre ellos un fragmento de calcáneo de *Palaeoloxodon antiquus* (*Elephas antiquus*) o mamut. Tanto los materiales líticos como la fauna se encuentran en estos momentos en curso de estudio.



Fig. 8.5. Segunda entrada a la cueva en el momento de su descubrimiento.

Los materiales están compuestos tanto por industrias líticas como por huesos de fauna. Si bien son escasas las campañas practicadas en esta zona (dos relacionadas con la ocupación del Paleolítico Inferior), los restos, abundantes para el escaso espacio en el que se ha detectado hasta la fecha el nivel de ocupación

humana, nos documentan que algunas de las herramientas se fabricaron en el mismo lugar del hallazgo al haberse descubierto el instrumento así como algunas de las lascas procedentes de su proceso de elaboración.

De entre la fauna asociada, hoy en estudio, destaca el resto de *Elephas antiquus* o mamut además de otros correspondientes a *Ursus spelaeus*.



Fig. 8.6. Segunda entrada durante los trabajos de excavación de 2019.

C³ References.

- Agirrezabala LM, Flor G (1988). Distribución de los carbonatos bioclásticos en playas arenosas intermareales del litoral vasco español. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* 84: 5-18.
- Allen GP, Posamentier HW (1993). Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde Estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology* 63: 378-391.
- Altuna J (1997). *Ekain y Altxerri: dos santuarios paleolíticos en el País Vasco*. Haranburu. San Sebastián.
- Altuna J, Baldeón A, Mariezkurrena K (eds.) (1985). Cazadores magdalenenses en Erralla (Cestona, País Vasco). *Munibe Antropología-Arkeología* 37: 1-206.
- Altuna J, Baldeón A, Mariezkurrena K (eds.) (1990). *La Cueva de Amalda (Zestoa, País Vasco). Ocupaciones paleolíticas y postpaleolíticas*, Ed. Eusko Ikaskuntza, San Sebastián, 276 pp.
- Altuna J, Mariezkurrena K (2008). Nuevos hallazgos en la cueva de Ekain (Guipuzkoa, País Vasco). *Zephyrus* 61: 17-32.
- Altuna J, Merino JM (dirs.) (1984). *El yacimiento prehistórico de la cueva de Ekain (Deba, Guipuzkoa)*. Ed. Eusko Ikaskuntza, San Sebastián, 351 pp.
- Alvarez-Marrón J, Hetzel R, Niedermann S, Menéndez R, Marquinez J (2008). Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: a multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology* 93: 316-334.
- Aranburu A, Arriolabengoa M, Iriarte E, Giralt S, Yusta I, Martínez-Pillado V, del Val M, Moreno J, Jiménez-Sánchez M (2015). Karst landscape evolution in the littoral area of the Bay of Biscay (north Iberian Peninsula). *Quaternary International* 364: 217-230.
- Aranzadi T, Barandiaran JM (1928). *Exploraciones prehistóricas en Guipúzcoa los años 1924-27. Cavernas de Ermitia (Sasiola), Arbil (Lastur) y Olatzapi (Gatzelu), dolmen de Basagain (Murumendi) y caverna de Irurixoa (Vergara)*. Obras Completas X.
- Aranzadi T, Barandiaran JM (1948). *Exploración de la cueva de Urtiaga (en Itziar-Guipúzcoa)*. Obras Completas XII, 237-282.
- Arrieta N (2014). The study of an unusual temperate latitude beachrock formation. Characterization of the Azkorri beach and Tunelboka cove locations. Memoria de Tesis Doctoral, UPV/EHU, 406 pp.
- Arrieta N, Goienaga N, Martínez-Arkarazo I, Murelaga X, Baceta JI, Sarmiento A, Madariaga JM (2011). Beachrock formation in temperate coastlines: Examples in sand-gravel beaches adjacent to the Nerbioi-Ibaizabal Estuary (Bilbao, Bay of Biscay, North of Spain). *Spectrochimica Acta* 80: 55-65.
- Arriolabengoa M (2015). *Evolución geológica cuaternaria del valle del río Deba (Gipuzkoa)*. Memoria de Tesis Doctoral, UPV/EHU, inédita, 208 pp.
- Arriolabengoa M, Iriarte E, del Val M, Aranburu A (2015). Terrazas fluviales y registro endokárstico del valle del río Deba (Gipuzkoa): una visión integrada de la evolución de los valles cantábricos. En: Galve JP, Azañón M, Pérez Peña J, Ruano P (Eds.), *Una visión global del Cuaternario. El hombre como condicionante de procesos geológicos*, 248-251. Libro de Resúmenes Reunión Nacional de Cuaternario, Granada (España).
- Arrizabalaga, A, Iriarte MJ (2003). El yacimiento arqueológico de Irikaitz (Zestoa, País Vasco). Descripción del depósito y caracterización industrial de su nivel IV. En: *XI Reunión Nacional de Cuaternario*, Oviedo, 205-210.

- Arrizabalaga A, Iriarte MJ (2005). Irikaitz (Zestoa, País Vasco). Estudio preliminar del Paleolítico inferior en el sondeo Geltoki. En: Bicho N (ed.), *O Paleolítico*, Universidade do Algarve, Faro, 267-275.
- Arrizabalaga A, Iriarte MJ (2011). Lower and Upper Palaeolithic settlements in Irikaitz (Zestoa, Basque Country, Spain). Deconstruction of a Pleistocene archaeological site in the Eastern Cantabrian range. *Revista Cuaternario y Geomorfología* 25: 105-119.
- Arrizabalaga A, Iriarte MJ, Ruiz-Alonso M (2003). El yacimiento arqueológico de Irikaitz (Zestoa, País Vasco). Contextualización arqueobotánica y en el marco del Paleolítico inferior vasco, En: *XI Reunión Nacional de Cuaternario*, Oviedo, 211-217.
- Astibia H (2012). Tunelboka y Gorrondatxe (Getxo, Bizkaia), fósiles humanos para el Antropoceno. *Euskonews* 640.
- Azti Tecnalia (2006). *Caracterización de la antigua zona de vertidos de "Altos Hornos de Vizcaya" y evaluación del riesgo actual para la biota*. Informe Interno para Dirección de Aguas, 70 pp.
- Casas Valladolid B (2016). Arquitectura deposicional y evolución de la playa de sedimentos antrópicos de Azkorri (Getxo, Bizkaia). *CKQ-Estudios de Cuaternario* 6: 3-12.
- Castaños PM (2005-2006-2007-2008). Cueva de Kiputz IX (Mutriku). *Arkeoikuska 04-05-06-07*: 141-143, 136-138, 190-193, 376-378.
- Castaños De la Fuente J (2014). *Grandes faunas esteparias del Cantábrico Oriental. Estudio isotópico y paleontológico de los macrovertebrados del Pleistoceno superior de Kiputz IX (Mutriku, Gipuzkoa)*, Memoria de Tesis Doctoral, UPV-EHU.
- Cearreta A (1998a). Transformación ambiental de la Ría de Bilbao. En: Barcena I (Coord.), *Bilbo nora zoaz? Reflexiones para un Atlas Medioambiental del Bilbao Metropolitano*, Berekintza, Bilbao: 25-33.
- Cearreta A (1998b). Holocene sea-level change in the Bilbao estuary (north Spain): foraminiferal evidence. *Micropaleontology* 44: 265-276.
- Cearreta A, Irabien MJ, Gómez Arozamena J, El bani Altuna N, Goffard A, Fernández Martín-Consuegra A, Hilario A (en prensa). Environmental evolution of the estuaries from the Basque Coast Geopark during the Holocene and Anthropocene. *Quaternary International*.
- Cearreta A, Irabien MJ, Leorri E, Yusta I, Croudace IW, Cundy AB (2000). Recent anthropogenic impacts on the Bilbao Estuary, northern Spain: geochemical and microfaunal evidence. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 50: 571-592.
- Cearreta A, Irabien MJ, Ulibarri I, Yusta I, Croudace IW, Cundy AB, (2002). Environmental transformation of the Bilbao estuary, N. Spain: microfaunal and geochemical proxies in the recent sedimentary record. *Marine Pollution Bulletin* 44: 487-503.
- Cruz-Sanjulián J, García-Mondéjar J, Pujalte V (1982). *Estudio preliminar del condicionamiento geológico y características sedimentarias de las playas de Vizcaya*. Informe interno para la Diputación de Vizcaya, 36 pp.
- Diputación Foral de Bizkaia (1990). *Puntos de Interés Geológico de Bizkaia*. Departamento de Cultura, Bilbao, 270 pp.
- El bani Altuna N, Cearreta A, Irabien MJ, Gómez Arozamena J, Hernández S, Soualili K, Hilario A (2019). Evolución ambiental del estuario del Deba (Geoparque de la Costa Vasca) durante el Holoceno y el Antropoceno. *Geogaceta* 66 (en prensa).
- Esparza X, Mujika JA (1999). Reflexiones en torno a la estratigrafía de Ermitia (Deva, Guipúzcoa). En *Congreso Nacional de Arqueología XXIV*, Cartagena, Gobierno de la región de Murcia, 61-69.
- García-Artola A, Stéphan P, Cearreta A, Kopp RE, Khan NS, Horton BP (2018). Holocene sea-level database from the Atlantic coast of Europe. *Quaternary Science Reviews* 196: 177-192.
- García-Diez M, Mujika JA, Sasieta M, Arruabarrena J, Alberdi J (2011). La grotte d'Astigarraga (Deba, Gipuzkoa, Spain). *INORA* 60: 13-15.
- García-Diez M, Ochoa B (2015). Arte rupestre en la cueva de Praileaitz I (Deba, Gipuzkoa). En: *La cueva de Praileaitz*. Monografías Munibe. Serie Antropología y Arqueología 1: 505-513. Sociedad de Ciencias Aranzadi, San Sebastián.
- García-Garmilla F (1990). Diagénesis de las arenitas: ejemplos del Cretácico, Terciario y Cuaternario de la zona de Bilbao. *Kobie* 19: 85-103.
- García Merino LV (1987). *La formación de una ciudad industrial. El despegue urbano de Bilbao*. Instituto Vasco de la Administración Pública, Bilbao, 844 pp.
- Ginsburg RN (1953). Intertidal erosion on the Florida Keys. *Bulletin of Marine Science Gulf and Caribbean* 3: 55-69.
- Given RK, Wilkinson BH (1985). Kinetic control of morphology, composition, and mineralogy of abiotic sedimentary carbonates. *Journal of Sedimentary Petrology* 55: 109-119.
- Goffard, A. (2016). Registro geológico del impacto humano en el estuario del Urola (Geoparque de la Costa Vasca) durante el Antropoceno. *CKQ-Estudios de Cuaternario* 6: 43-60.
- González Oreja JA, Saiz Salinas JI (1998). Exploring the relationships between abiotic variables and benthic community structure in a polluted estuarine system. *Water Research* 32: 3799-3807.
- Haff PK (2014). Technology as a geological phenomenon: implications for human well-being. En: Waters CN, Zalasiewicz J, Williams M, Ellis MA, Snelling A (Eds.), *A Stratigraphical Basis for the Anthropocene*. Geological Society of London, Special Publication 395, 301-309.
- Hanor JS (1978). Precipitation of beachrock cements: mixing of marine and meteoric waters vs. CO₂-degassing. *Journal of Sedimentary Petrology* 48: 489-501.
- Hazera J (1968). La region de Bilbao et son arrière-pays: Etude géomorphologique. *Munibe* 20: 1-358.
- Hernández Martín S (2013). Evolución ambiental de los estuarios vascos (Urdaibai y Deba) durante el Holoceno como consecuencia del ascenso en el nivel marino. *CKQ-Estudios de Cuaternario* 3: 51-63.
- Irabien MJ, Cearreta A, Serrano H, Villasante-Marcos V (2018). Environmental regeneration processes in the Anthropocene: The Bilbao estuary case (northern Spain). *Marine Pollution Bulletin* 135: 977-987.
- Legorburu I, Rodríguez JG, Borja A, Menchaca I, Solaun O, Valencia V, Galparsoro I, Larreta J (2013). Source characterization and spatio-temporal evolution of the metal pollution in the sediments of the Basque estuaries (Bay of Biscay). *Marine Pollution Bulletin* 66: 25-38.
- Leorri E, Cearreta A (2004). Holocene environmental development of the Bilbao estuary, northern Spain: sequence stratigraphy and foraminiferal interpretation. *Marine Micropaleontology* 51: 75-94.
- Leorri E, Cearreta A, Irabien MJ, Yusta I (2008). Geochemical and microfaunal proxies to assess environmental quality conditions during the recovery process of a heavily polluted estuary: the Bilbao estuary case (N. Spain). *Science of the Total Environment* 396: 12-27.
- Martínez-García B, Mendicoa J, Guede I, Ordiales A (2016). *De Punta Galea a Sopelana buscando el Dorado*. Colección Geología, Sociedad Geológica de España, 8 pp.

- Martínez-García B, Pascual A, Baceta JI, Murelaga X. (2013). Estudio de los foraminíferos bentónicos del "beach-rock" de Azkorri (Getxo, Bizkaia). *Geogaceta* 53: 29-32.
- Martínez-Santos MM, Probst A, García JG, Romera ER (2015). Influence of anthropogenic inputs and a high-magnitude flood event on metal contamination pattern in surface bottom sediments from the Deba River urban catchment. *Science of the Total Environment* 514: 10-25.
- Meyers JH (1987). Marine vadose beachrock cementation by cryptocrystalline magnesian calcite (Maui, Hawaii). *Journal of Sedimentary Petrology* 57: 755-761.
- Mujika-Alustiza JA (2017). Desde la penumbra de la Prehistoria a los albores de la Historia en Gipuzkoa. En: Aragón Ruano A, Echeberria Ayllon I (Eds.), *Síntesis de la Historia de Gipuzkoa*, 21-130. <https://miqueldearanburu.files.wordpress.com/2018/06/sc3adntesis-de-la-historia-de-gipuzkoa.pdf>
- Mujika JA, Peñalver X (2012). La ocupación de la cuenca del Deba (Gipuzkoa) durante el Magdaleniense inferior. En: Arias P, Corchón MS, Menéndez M. (Coords.), *El Paleolítico Superior Cantábrico (San Román de Candamo, 2007)*, Universidad de Cantabria, Santander, 97-112.
- Ochoa B, García-Diez M (2015). Chronology of western Pyrenean Paleolithic cave art: A critical examination. *Quaternary International* 364: 277-282.
- Payros A, Orue-Etxebarria X, Pujalte V (2006). Covering sedimentary and biotic fluctuations in Lower-Middle Eocene Pyrenean deep-sea deposits: Palaeoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234: 258-276.
- Peñalver X, San Jose S, Mujika JA (Eds.) (2017). *La cueva de Praileaitz I (Deba, Gipuzkoa, Euskal Herria): intervención arqueológica 2000-2009*, Aranzadi Zientzia Elkarte, Donostia.
- Pigott JD, Trumbly NI (1985). Distribution and origin of beachrock cements, Discovery Bay (Jamaica). *Proceedings of the 5th International Coral Reef Symposium*, Vol. 3: 241-247.
- Puertos del Estado (1997). *Atlas Geotécnico del Puerto de Bilbao*. Centro de Publicaciones del Ministerio de Fomento, Madrid, 139 pp.
- Pujalte V, Astibia H, Aizpiri F, Payros A (2015). Las playas cementadas del "Antropoceno" de Bizkaia, País Vasco: origen y degradación. *Geogaceta* 57: 123-126.
- Pujalte V, Orue-Etxebarria X, Apellaniz E, Caballero F, Hilario A (Eds.) (2016). *The upper Maastrichtian, Paleocene and lowermost Ypresian of the Zumaia section (Basque Basin, western Pyrenees)*. 2ª edición. Diputación Foral de Gipuzkoa-Gipuzkoako Foru Aldundia, Donostia-San Sebastián, 150 pp.
- Soualili K (2018). El registro sedimentario antropoceno en el estuario del Deba (Geoparque de la Costa Vasca). *CKQ-Estudios de Cuaternario* 8: 147-165.
- Stoddart DR, Cann JR (1965). Nature and origin of beachrock. *Journal of Sedimentary Petrology* 35: 243-273.
- Tucker ME, Wright VP (1990). *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Publishing, Oxford, 482 pp.
- Uribarri E (1988-1989). Praile Aitz II haizuloa (Deba, Gipuzkoa). I, II kanpaina. *Arkeoikuska* 88: 103-105; 89, 164-165.
- Vail PR, Audemard F, Bowman SA, Eisner PN, Perez-Cruz C (1991). The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy, and sedimentology-an overview. En: Einsele G, Ricken W, Seilacher, A (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer, Berlin, 617-659.
- Zalasiewicz J, Williams M, Waters CN, Barnosky AD, Haff, P. (2014). The technofossil record of humans. *The Anthropocene Review* 1: 34-43.
- Zumalabe F (1990-91-92-93). Cueva de Langatxo (Mutriku). I, II, III, IV campaña. *Arkeoikuska* 90: 80-82; 91: 100-102; 92: 194-197; 93: 168-172.
- Zumalabe F (1994-95-96-98-99). Cueva de Iruroin (Mutriku). I, II, III, IV, V campaña. *Arkeoikuska* 94, 95, 96, 98, 99: 154-158, 166-168, 126-127, 134-135, 98-101.

C³ Cuadernos de Campo del Cuaternario
Vol., 5. 2019 AEQUA, Bilbao. 52 pp.

Cearreta, A., Ed. (2019). *El Cuaternario en el País Vasco: La Ría de Bilbao y el Geoparque de la Costa Vasca.*