



UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA
SECUENCIA SEDIMENTARIA HOLOCENA EN EL ESTUARIO
DE PASAJES (PAÍS VASCO, ESPAÑA): MICROFÓSILES
MARINOS Y TERRESTRES COMO INDICADORES

TESIS

**Que para obtener el Grado de:
Maestro en Ciencias-Geología**

P R E S E N T A:

IVÁN ABSALÓN PEREZ HERRERA



Hermosillo, Sonora, Octubre 2013

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess

Hermosillo, Sonora y Bilbao, España, a 15 de agosto de 2013

Dr. Rogelio Monreal Saavedra
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología
Departamento de Geología

En calidad de co-directores del trabajo de tesis de maestría intitulado

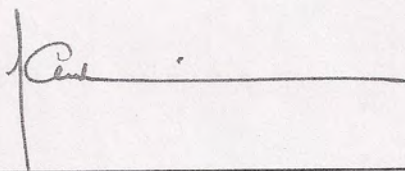
“Reconstrucción paleoambiental de la secuencia sedimentaria holocena en el estuario de Pasajes (País Vasco, España): microfósiles marinos y terrestres como indicadores”,

que está desarrollando el alumno **IVÁN ABSALÓN PÉREZ HERRERA,**

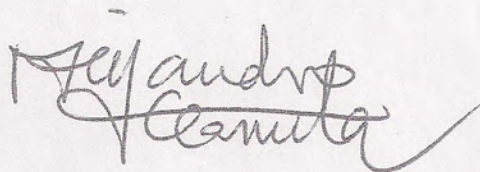
nos permitimos proponer a los siguientes **Sinodales:** Dr. Rogelio Monreal Saavedra, Dr. Francisco Abraham Paz Moreno y los suscritos Dr. Alejandro Cearreta Bilbao y Dra. M. Cristina Peñalba Garmendia, en virtud de que son las personas que han estado siguiendo el curso del trabajo de tesis de maestría.

Quedamos de Usted para cualquier información adicional al respecto.

ATENTAMENTE



Dra. M. Cristina Peñalba Garmendia
Directora



Dr. Alejandro Cearreta Bilbao
Co-Director

C.c.p. Interesado
C.c.p. Archivo





"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

Departamento de Geología
División de Ciencias Exactas y Naturales

Hermosillo, Sonora a 19 de agosto de 2013

Dra. María Cristina Peñalba Garmendia

Directora de Tesis

Dr. Alejandro Cearreta Bilbao

Co-Director de Tesis

Por este conducto les comunico que ha sido aprobado el tema de tesis
propuesto por Ustedes, intitulado:

**"RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA SECUENCIA
SEDIMENTARIA HOLOCENA EN EL ESTUARIO DE PASAJES (PAÍS VASCO,
ESPAÑA): MICROFÓSILES MARINOS Y TERRESTRES COMO
INDICADORES"**

Esto es con el fin de que el alumno: **PÉREZ HERRERA IVÁN ABSALÓN**
pueda presentar su examen profesional, para la obtención del título de Grado.
Asimismo les comunico que han sido asignados los siguientes sinodales:

Dr. Francisco Paz Moreno	Presidente
Dr. Rogelio Monreal Saavedra	Secretario
Dr. Alejandro Cearreta Bilbao	Vocal
Dra. M. Cristina Peñalba Garmendia	Vocal

Sin otro en particular quedo de Ustedes

Atentamente

Dr. Rogelio Monreal Saavedra
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología



EL SABER DE MIS HIJOS
HARÁ MI GRANDEZA
MAESTRIA EN CIENCIAS
GEOLOGIA
DEPTO. DE GEOLOGIA

C.c.p. Interesado
C.c.p. Archivo



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

Departamento de Geología
División de Ciencias Exactas y Naturales

NOMBRE DE LA TESIS:

**"RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA SECUENCIA SEDIMENTARIA
HOLOCENA EN EL ESTUARIO DE PASAJES (PAÍS VASCO, ESPAÑA):
MICROFÓSILES MARINOS Y TERRESTRES COMO INDICADORES"**

NOMBRE DEL SUSTENTANTE:

IVÁN ABSALÓN PÉREZ HERRERA

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

Dr. Francisco Abraham Paz Moreno

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

Dr. Rogelio Monreal Saavedra

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

Dr. Alejandro Cearreta Bilbao

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

Dra. María Cristina Peñalba Garmendia

Atentamente

Dr. Rogelio Monreal Saavedra
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología



EL SABER DE MIS HIJOS
HARA MI GRANDEZA
MAESTRIA EN CIENCIAS
GEOLOGIA
DEPTO. DE GEOLOGIA

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca (CVU/becario) 361889/249445, otorgada durante mis estudios de maestría.

A la financiación otorgada para la perforación del núcleo Lezo y el análisis de foraminíferos a cargo de los proyectos TANYA (MICINN, CGL2009-08840), 80IT365-10 e IT767-13 (Gobierno Vasco, Harea-Grupo de Investigación en Geología Litoral) y UFI11/09 (Universidad del País Vasco UPV/EHU Unidad de Formación e Investigación en Cuaternario). Al Sr. Juan Pamo de la empresa Terra Nova (Bilbao) quien amablemente dono el núcleo P9 para su estudio micropaleontológico. Este trabajo representa la Tesis de Máster nº 1 de la Unidad de Investigación Geo-Q Zentroa (Laboratorio Joaquín Gómez de Llarena).

Al Departamento de Geología y a la División de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Sonora, por el apoyo económico y administrativo recibido para la realización de una primera estancia de investigación durante el periodo 2011-1. Así mismo por haber hecho posible el Convenio de intercambio académico entre la UPV/EHU y la Universidad de Sonora firmado entre ambas instituciones en fecha 31 mayo 2011. Con dicho convenio fue posible realizar una segunda estancia académica en la Universidad del País Vasco UPV/EHU durante el curso académico 2011-12 financiada por la beca mixta CONACYT (CVU/becario) 361889/290618.

Al Departamento de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (DICTUS) de la Universidad de Sonora por la financiación otorgada para el análisis polínico. Al Q. Pablo Peñaflor Escárcega del Instituto de Geología de la Estación Regional del Noroeste, UNAM, y al jefe de la estación, Dr. Martín Valencia Moreno, por permitirme utilizar el Laboratorio de Geoquímica para la extracción de polen del núcleo de sedimentos Lezo.

A mis directores de tesis, Dr. Alejandro Cearreta Bilbao y Dra. Maria Cristina Peñalba Garmendia, por todas sus enseñanzas, tiempo, dedicación y apoyo para la realización de este estudio.

Al comité sinodal: Dr. Rogelio Monreal Saavedra, Dr. Francisco A. Paz Moreno, Dr. Alejandro Cearreta Bilbao y Dra. María Cristina Peñalba Garmendia por sus observaciones y correcciones que ayudaron a mejorar este trabajo de investigación.

A los profesores del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora y del Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad del País Vasco UPV/EHU por contribuir en mi formación como Biólogo y Maestro en Ciencias-Geología.

Al Dr. Alejandro Cearreta Bilbao por sus enseñanzas en el trabajo de campo para esta investigación, y por permitirme ser participe en campo en otros proyectos bajo su cargo en la regio Vasco-Cantábrica (España). De igual manera al Dr. Francisco Paz y a la Dra. María Cristina Peñalba por el conocimiento transmitido en campo en otros trabajos de investigación en el estado de Sonora, México.

A mis Padres, Sr. Mario Pérez Taboada y Sra. María Guadalupe Matilde Herrera Campero y hermanas, Mariana Pérez Herrera y Jimena Pérez Herrera que a pesar de haber estado distantes durante mis estudios, siempre conté con su cariño y comprensión tal como si estuvieran cerca de mí.

A mis compañeros de casa y amigos desde la licenciatura, Emmanuel Mendoza Pérez y Jorge Alberto Santiago Bautista quienes me apoyaron en todo momento.

A Roman Rodriguez, Beatriz Maytorena, Angel Olguín, An-Ho, Marcos Corro, Elizard González, Arturo Barron, Alejandra Gómez, Uzi Castillo, Claudia Limón, Jese Urrutia, Ximena Rodriguez, Lizeth Gonzales, Ane, Jone, Aitor, Aitzea, Isazkun, Yanire, Oscar, por brindarme su amistad y consejos.

A Andrea Monserrath López Martínez por su amor incondicional, paciencia, comprensión y por todo el apoyo que me tiene y seguirá teniendo.

¡Muchas gracias!

RESUMEN

El presente trabajo es un estudio multidisciplinario desarrollado en el estuario de Pasajes (País Vasco, España) localizado en el Golfo de Vizcaya. El estuario es alimentado por el río Oiartzun el cual tiene una longitud de 16 km hasta su desembocadura en la bahía de Pasajes. El río descansa sobre un sustrato paleozoico en su cabecera y una cobertura mesozoico-terciaria hacia la bahía.

Se analizaron dos núcleos de sedimentos (Lezo y P9) de 14 y 12.50 metros de longitud respectivamente, los cuales fueron tomados en áreas recientemente re-descubiertas de la zona urbana de los municipios de Lezo y Pasajes respectivamente. Incluye el análisis estratigráfico, geoquímico, dataciones de ^{14}C de los sedimentos, así como el análisis micropaleontológico: foraminíferos y polen, los cuales ayudaron a definir los cambios del nivel marino y la historia de la vegetación desde principios del Holoceno hasta la actualidad.

Anterior a la formación del estuario de Pasajes se identificó en Lezo un ambiente de tipo fluvial y un bosque caducifolio de edad probablemente Tardiglacial. La formación de los depósitos de sedimentos estuarinos se inicia a partir de los 7820 años cal BP en Lezo y 7900 años cal BP en P9, producto de una pulsación transgresiva identificada por la asociación de foraminíferos típica estuarina integrada principalmente por las especies *Haynesina germanica* y *Ammonia tepida*. La pulsación es más evidente en P9 donde se identifican foraminíferos alóctonos característicos de una mayor influencia marina. Las frecuencias polínicas continuas de *Quercus* y *Corylus* indican la existencia un bosque caducifolio y una menor proporción en P9, sugiere un paisaje más abierto en este sitio.

Las condiciones de un ambiente estuarino salobre se mantienen en Lezo hasta los 7780 años cal BP y hasta los 4600 años cal BP en P9. A partir de los 7780 años cal BP hasta finales del Holoceno en Lezo se presentan nuevamente las condiciones de un ambiente fluvial. La aparición de *Fagus* es más temprana en Lezo, al menos esporádicamente a partir de los 7780 años cal BP y su establecimiento a finales del Holoceno, mientras que en P9 se registra a partir de los 5120 años cal BP. *Alnus* tiende a establecerse entre 7480 y 4860 años cal BP en Lezo y a partir de los 5880 años cal BP en P9. Un bosque caducifolio se mantiene en ambos sitios y la mayor presencia de polen de *Ulmus*, *Tilia*, *Fraxinus* y *Betula* en P9 indica la formación de un bosque mixto durante este periodo.

Después de los 4860 años cal BP se identificó el desarrollo incipiente de una marisma baja caracterizada por escasos foraminíferos aglutinantes.

Posterior a los 4600 años cal BP en P9 el ambiente es continental y se registra una inversión en la edad de los sedimentos, resultado de una pulsación transgresiva, un evento puntual de tormenta y/o el retrabajamiento de los sedimentos entorno a los 3380 años cal BP. La mayor extensión de *Fagus* se registra en este periodo en P9.

Un aumento en la concentración de metales pesados (Cd, Pb y Zn principalmente) se identificó, después de los 4600 años cal BP siendo más evidente en P9, aumento ligado probablemente a las actividades mineras desarrolladas en época medieval en la cuenca alta del río Oiartzun. Las mayores concentraciones se registran entre 640 y 600 años cal BP en P9 y en Lezo se asume en época industrial. La presencia de Juglandaceae *cf.* y *Olea* en P9, y el desarrollo de Asteraceae, *Erica* y *Rumex* confirman el efecto de una actividad antrópica.

Las variaciones del nivel del mar y de la vegetación son coincidentes con las registradas en otros trabajos realizados en el Golfo de Vizcaya.

Palabras clave: *Foraminíferos, Polen, Paleoambientes, Holoceno, Estuario de Pasajes, País Vasco.*

CONTENIDO

Página

Índice de figuras	IV
Índice de tablas	VI
Introducción	1
Capítulo 1: Área de estudio	4
1.1 Geología	5
1.2 Clima	7
1.3 Vegetación	7
Capítulo 2: Antecedentes	9
2.1 Paleoambientes del Cuaternario tardío en Europa	10
2.2 Evolución paleogeográfica cuaternaria del curso bajo del Oiartzun-bahía de Pasajes	13
2.3 Transformación histórica de la ría de Pasajes	15
2.4 Contaminación ambiental de la ría de Pasajes	17
2.5 Análisis de foraminíferos	18
2.5.1 Foraminíferos estuarinos como indicadores	19
2.5.2 Parámetros de interés paleoambiental en las asociaciones de foraminíferos	20
2.5.2.1 Abundancia	20
2.5.2.2 Diversidad	21
2.5.3 Tipos de caparazón	23
2.5.4 Naturaleza del sedimento	25
2.5.5 Especies dominantes/secundarias/raras	26
2.5.6 Foraminíferos alóctonos	26
2.5.7 Trabajos previos sobre foraminíferos en la zona geográfica de estudio	27
2.6 Análisis polínico	29

2.6.1 Polen y esporas	30
2.6.1.1 Morfología polínica	31
2.6.2 Trabajos previos sobre estudios de polen en la región cantábrica, pirineos y sur de Europa	32
Capítulo 3: Materiales y Métodos	37
3.1 Trabajo de campo	37
3.1.1 Extracción de los núcleos de sedimento	38
3.2 Trabajo de laboratorio	39
3.2.1 Análisis sedimentológico	39
3.2.2 Análisis geoquímico	40
3.2.3 Datación de los sedimentos por radiocarbono	40
3.2.4 Análisis de foraminíferos	41
3.2.4.1 Preparación y muestreo de los foraminíferos	41
3.2.4.2 Tratamiento y extracción de foraminíferos	41
3.2.4.3 Conteo y determinación de foraminíferos	42
3.2.4.4 Elaboración de diagramas de foraminíferos	42
3.2.5 Análisis polínico	43
3.2.5.1 Muestreo y extracción de polen fósil	43
3.2.5.2 Conteo y determinación de polen y esporas	44
3.2.5.3 Elaboración del diagrama polínico	45
Capítulo 4: Resultados	46
4.1 Núcleo de sedimento Lezo	46
4.1.1 Estratigrafía del núcleo de sedimentos	46
4.1.2 Datación del núcleo	49
4.1.3 Estudio geoquímico	50
4.1.4 Estudio de foraminíferos	51
4.1.5 Estudio polínico	53

4.2 Núcleo de sedimento P9	58
4.2.1 Estratigrafía del núcleo de sedimentos	58
4.2.2 Datación del núcleo	60
4.2.3 Estudio geoquímico	61
4.2.4 Estudio de foraminíferos	62
4.2.5 Estudio polínico	65
Capítulo 5: Discusión	70
5.1 Identificación de subambientes sedimentarios	70
5.2 Evolución ambiental del estuario del Oiartzun durante el Holoceno	73
5.3 Cambios del nivel marino en el golfo de Vizcaya durante el Holoceno	76
5.4 Cambios de la vegetación en el estuario del río Oiartzun durante el Holoceno	80
5.5 Reconstrucción de las comunidades vegetales durante el Cuaternario tardío en el estuario del río Oiartzun.....	83
5.6 Evolución geoquímica en el estuario del Oiartzun durante el Holoceno e impacto ambiental reciente	88
Capítulo 6: Conclusiones	90
Bibliografía	92
Anexo 1 Resultados del análisis sedimentológico y de foraminíferos.....	108
Anexo 2 Listado de foraminíferos	113
Anexo 3 Resultados del análisis geoquímico.....	115

Índice de figuras

Figura 1. Localización de la cuenca del río Oiartzun y el municipio de Pasajes.....	4
Figura 2. Mapa litológico de la cuenca del río Oiartzun modificado de Edeso, (2006)	5
Figura 3. Escala de tiempo geológico y variaciones climáticas del Cuaternario (modificado a partir de Shackleton et al., 1990; y Lowe y Walker, 1997)	9
Figura 4. Mapa geológico del Puerto de Pasajes de 1874 (Edeso, 1988)	15
Figura 5. A) Construcción del polígono de Altamira (1965). B) Villa Victoria comienza la construcción de la factoría CAMPSA (1968). C) Inicio de operaciones de CAMPSA (1969). Sunsundegi (2002)	16
Figura 6. Mapa de localización del coto minero de Arditurri e Irún (antigua Oiasso)	17
Figura 7. Localización de los núcleos de sedimentos en el municipio de Pasajes. Los núcleos quedan ubicados en las coordenadas UTM: X=588.915.48 Y=4.796.965.13 a +3.0 m sobre el nivel del mar (snm) para Lezo, y X=587.839 Y=4.796.700 a +4.07 m snm para P9.....	37
Figura 8. Extracción del núcleo de sedimentos “Lezo” en el municipio de Lezo	38
Figura 9. Estratigrafía del núcleo de sedimentos Lezo	47
Figura 10. Distribución vertical de Ag, Cd, Cu, Mn, Pb, Sb y Zn en el núcleo de sedimentos Lezo	50
Figura 11. Distribución y abundancia de foraminíferos en el sondeo Lezo, donde se muestra la posición de cada muestra estudiada, así como las diferentes asociaciones diferenciadas, el número de especies, el porcentaje de foraminíferos alóctonos y la abundancia relativa de las especies más relevantes.....	51
Figura 12. Diagrama polínico del núcleo de sedimentos Lezo. Los círculos en el diagrama indican un porcentaje inferior al 2%. Los cuadrados blancos indican la presencia del taxon en conteos inferiores a 100 granos de polen	54
Figura 13. Diagrama polínico del núcleo de sedimentos Lezo (continuación). Los círculos en el diagrama indican un porcentaje inferior al 2%. Los cuadrados blancos indican la presencia del taxon en conteos inferiores a 100 granos de polen	55
Figura 14. Estratigrafía del núcleo de sedimentos P9	58
Figura 15. Distribución vertical de Cd, Pb y Zn en el núcleo de sedimentos P9	61
Figura 16. Distribución y abundancia de foraminíferos en el sondeo P9, donde se muestra la posición de cada muestra estudiada, así como las diferentes asociaciones, el número de especies, el porcentaje de foraminíferos alóctonos y la abundancia relativa de las especies más relevantes	62

Figura 17. Diagrama polínico del núcleo de sedimentos P9. Los círculos en el diagrama indican un porcentaje inferior al 2%.....	66
Figura 18. Diagrama polínico del núcleo de sedimentos P9 (continuación). Los círculos en el diagrama indican un porcentaje inferior al 2%.....	67
Figura 19. Modelo de evolución paleoambiental de Pasajes	74
Figura 20. Cambios de la vegetación en la parte baja del estuario de Pasajes durante el Cuaternario tardío	83

Índice de tablas

Tabla 1. Resumen de las características sedimentológicas del núcleo de sedimentos Lezo. El valor individual representa la media y los valores entre paréntesis indican el rango	48
Tabla 2. Edades de radiocarbono para el núcleo de sedimentos Lezo. La tabla de edades se encuentra ordenada conforme a la profundidad de las muestras	49
Tabla 3. Resumen de las características micropaleontológicas del núcleo de sedimentos Lezo. El valor individual representa la media y los valores entre paréntesis indican el rango	53
Tabla 4. Resumen de las características sedimentológicas del núcleo de sedimentos Lezo. El valor individual representa la media y los valores entre paréntesis indican el rango	59
Tabla 5. Edades de radiocarbono en el núcleo de sedimentos P9. La tabla de edades se encuentra ordenada conforme a la profundidad de las muestras	60
Tabla 6. Resumen de las características micropaleontológicas del núcleo de sedimentos P9. El valor individual representa la media y los valores entre paréntesis indican el rango	64
Tabla 7. Cambios de la vegetación en el estuario de Pasajes durante el Holoceno	82
Tabla A1.1. Análisis sedimentológico y de foraminíferos completo del núcleo de sedimentos Lezo	108
Tabla A1.2. Análisis sedimentológico y de foraminíferos completo del núcleo de sedimentos Lezo (continuación)	109
Tabla A1.3. Análisis sedimentológico y de foraminíferos completo del núcleo de sedimentos P9	110
Tabla A1.4. Análisis sedimentológico y de foraminíferos completo del núcleo de sedimentos P9 (continuación)	111
Tabla A1.5. Análisis sedimentológico y de foraminíferos completo del núcleo de sedimentos P9 (continuación)	112
Tabla A3.1. Análisis geoquímico completo del núcleo de sedimentos Lezo	115
Tabla A3.2. Análisis geoquímico completo del núcleo de sedimentos Lezo (continuación)	116
Tabla A3.3. Análisis geoquímico completo del núcleo de sedimentos P9	117
Tabla A3.4. Análisis geoquímico completo del núcleo de sedimentos P9 (continuación)	118

INTRODUCCION

La costa sur del Golfo de Vizcaya (costa cantábrica) es un típico litoral de inundación formado por el ascenso eustático marino tras la deglaciación del final del Pleistoceno. Los procesos erosivos son mayoritarios en esta costa debido al intenso oleaje que impacta sobre los acantilados. Sin embargo, es posible obtener información sobre las variaciones recientes del nivel marino a partir del estudio geológico del registro sedimentario estuarino. Por otro lado, el análisis de los aportes polínicos en sedimentos estuarinos indica su entrada ya sea a través de la atmósfera y/o del transporte fluvial y con ello, se puede obtener información de los cambios de la vegetación que han tenido lugar en estos ambientes.

Durante los últimos años se han analizado diversos núcleos de sedimento extraídos en distintos puntos de la costa cantábrica, con el fin de describir los procesos ambientales que dieron lugar a la formación de estos estuarios, y los cambios de la vegetación que ocurrieron durante el Holoceno. El trabajo de investigación aquí presente muestra un análisis detallado de dos núcleos de sedimentos cuaternarios del estuario de Pasajes (País Vasco, España). El área de estudio se encuentra en la parte baja del estuario, cercana al cauce del río Oiartzun, en los municipios de Lezo y Pasajes.

Un enfoque multidisciplinario fue implementado, aplicando diferentes metodologías (análisis de foraminíferos, polen, sedimentología, dataciones por radiocarbono y geoquímica) cuyos objetivos se describen a continuación:

El **objetivo general** de la investigación es la reconstrucción de los cambios del nivel del mar e historia de la vegetación durante el Cuaternario tardío en el estuario de Pasajes, basada en el análisis de los foraminíferos y el polen presentes en los sedimentos de los núcleos extraídos. Ligados a este objetivo general se encuentran los siguientes objetivos particulares:

- Identificar los foraminíferos preservados en los sedimentos para determinar las asociaciones correspondientes, definir los paleoambientes e identificar los cambios relativos del nivel del mar.

- Identificar el polen y las esporas para la determinación de las comunidades vegetales, y por ende la sucesión de la vegetación en el estuario de Pasajes durante el Cuaternario tardío.
- Mediante la obtención de edades por radiocarbono (^{14}C) en materia orgánica preservada en los sedimentos, fechar los eventos de cambios del nivel marino y la sucesión de la vegetación.
- A través del análisis geoquímico por espectroscopía de emisión óptica de plasma acoplado inductivamente (ICP-OES), determinar la posible contaminación histórica por metales pesados en el estuario de Pasajes.
- Contribuir a la reconstrucción paleoambiental de los cambios recientes del nivel marino, y la historia de la vegetación en el Golfo de Vizcaya.

Estos objetivos están orientados a comprobar la siguiente **hipótesis de investigación**:

Se espera reconstruir en Pasajes, a través del estudio de las asociaciones de foraminíferos, las variaciones del nivel marino registradas en otros estuarios del Golfo de Vizcaya. Así mismo, con base en el análisis de zonas polínicas se espera analizar la transición de un bosque caducifolio a principios del Holoceno temprano/medio a un bosque antropizado a finales del Holoceno, como se ha observado en otros trabajos. Con el análisis geoquímico en sedimentos, se piensa evidenciar la contaminación histórica por actividad minera en la cuenca baja del río Oiartzun.

Esta tesis presenta los siguientes capítulos:

Capítulo 1. Se describe la localización del área de estudio, su geología, la vegetación y clima del estuario de Pasajes y sus alrededores.

Capítulo 2. Trata los aspectos teóricos relacionados con la paleoecología y la reconstrucción de ambientes cuaternarios del sur europeo y del curso bajo del Oiartzun-Bahía de Pasajes. Así mismo, se describe de manera general los trabajos de investigación científica y de carácter histórico realizados hasta el momento en la región, y se hace una descripción de los análisis micropaleontológicos utilizados en este estudio.

Capítulo 3. Se describe el trabajo de campo, la perforación del núcleo de sedimentos y la recolección de muestras para los distintos análisis a realizar. Se explican además las diferentes metodologías utilizadas en laboratorio para esta investigación.

Capítulo 4. Se presentan los resultados obtenidos para cada metodología empleada, los cuales serán objeto de análisis y discutidos en el Capítulo 5 y finalmente sintetizados resumidos en el Capítulo 6.

Capítulo 1: Área de estudio

Guipúzcoa es una provincia de reducida superficie (1980 km^2) perteneciente a la Comunidad Autónoma del País Vasco en el norte de España. Al NE de Guipúzcoa (Figura 1) se localiza el valle del río Oiartzun enmarcado entre $43^\circ 20'$ y $43^\circ 15'$ de latitud norte y $1^\circ 57'$ y $1^\circ 56'$ longitud oeste, cuya cuenca tiene una extensión de 74 km^2 . Es el río más corto de Guipúzcoa formando un valle caracterizado por la variedad de su basamento físico. A lo largo de su camino hacia el mar, una red de pequeños arroyos que escurren de norte a sur van contribuyendo a incrementar su caudal, teniendo un mayor aporte los arroyos Sarobe y Karrika.

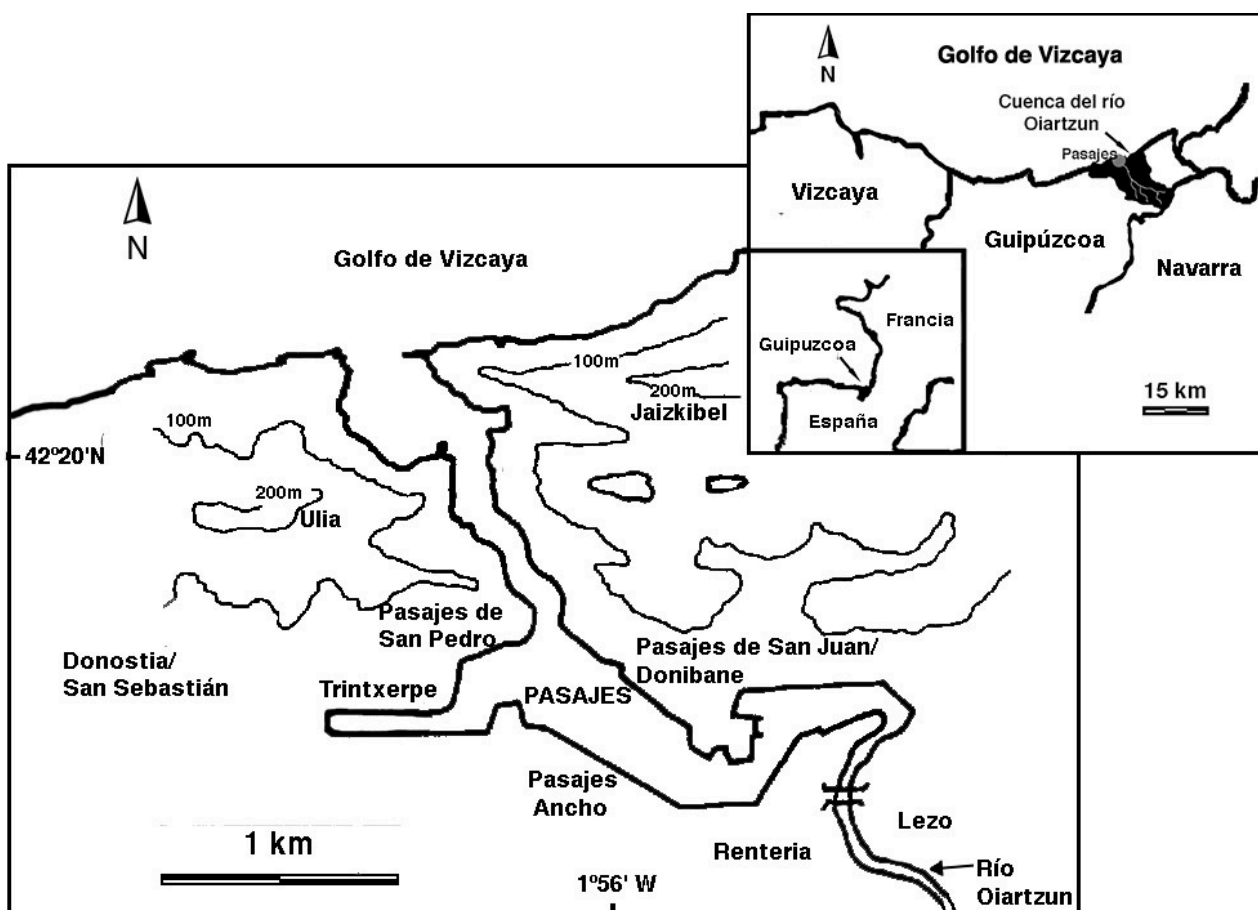


Figura 1. Localización de la cuenca del río Oiartzun y el municipio de Pasajes.

La desembocadura del Oiartzun tiene lugar en la bahía del municipio de Pasajes y es aquí donde se llevó a cabo el presente estudio. El municipio de Pasajes nace y se desarrolla en las orillas de la ría homónima, donde se ubican sus cuatro distritos (Pasajes de San Pedro, Pasajes de San Juan/Donibane, Pasajes Ancho y Trintxerpe).

1.1 Geología

Los materiales geológicos sobre los que se desarrolla la provincia de Guipúzcoa indican la presencia de rocas que van desde el Paleozoico (-375 a -280 millones de años) hasta la actualidad (Diputación Foral de Guipúzcoa, 1991). Sin embargo, no se encuentran rocas de edades comprendidas entre el Oligoceno y el Cuaternario debido a la intensa erosión cenozoica. La cuenca del Oiartzun litológicamente se desarrolla entre dos unidades que contrastan (Figura 2): el Macizo de Cinco Villas-Stock granítico de Peñas de Aia y la cobertura mesozoico-terciaria.

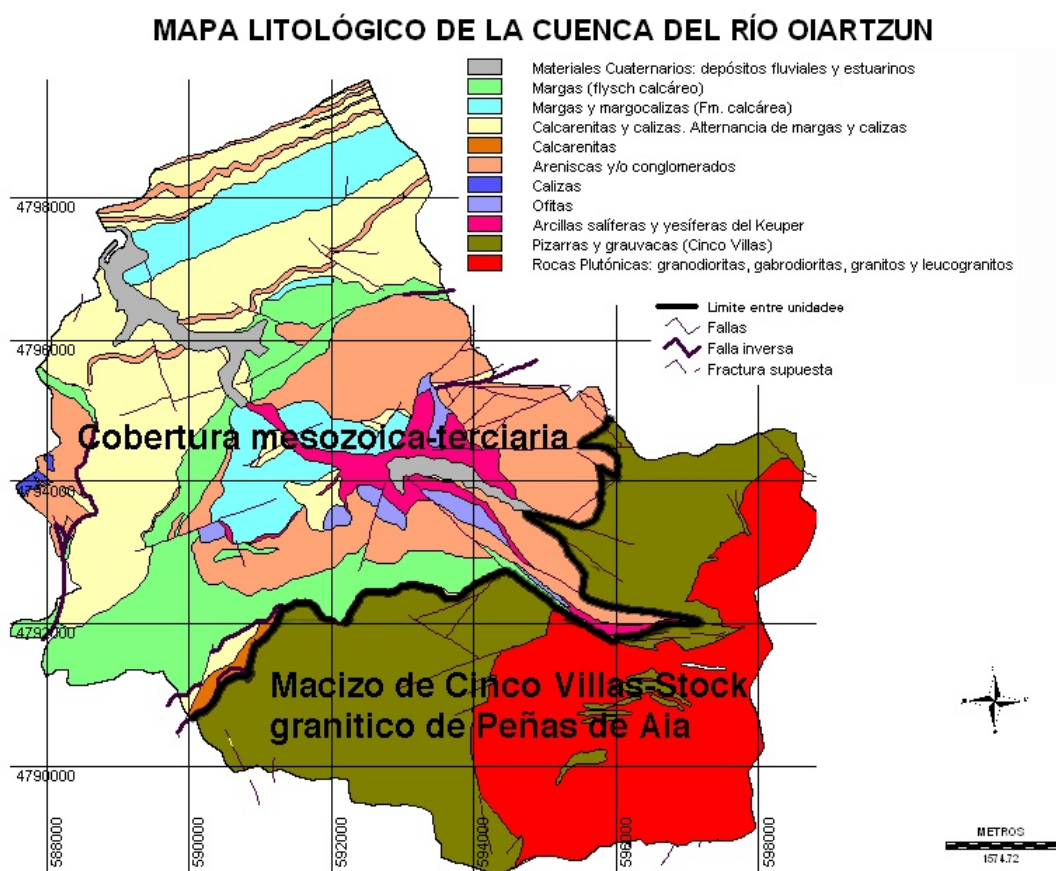


Figura 2. Mapa litológico de la cuenca del río Oiartzun modificado de Edeso, (2006).

Las estructuras que conforman la cuenca han sido determinadas por Rat y Floquet (1975) bajo el nombre de "*arc plissé basque*" (arco plegado vasco), aunque de manera resumida se puede mencionar lo siguiente de las citadas unidades:

Al Macizo de Cinco Villas-Stock granítico de Peñas de Aia pertenecen las únicas rocas de edades paleozoicas de la Cuenca Vasco-Cantábrica y es aquí donde se encuentra la cabecera del río Oiartzun. Los afloramientos de esta unidad se presentan muy

incompletos (Campos, 1979). Únicamente se observan los materiales carboníferos representados por la sucesión esquistosa de Cinco Villas (Edeso, 2006). Litológicamente la sucesión está formada por pizarras y grauvacas, con eventuales intercalaciones de calizas y conglomerados. Intrusionado en estos materiales se dispone el stock granítico de Peñas de Aia (granitos heterogranulares, leucogranitos y granodioritas), que en conjunto constituye un afloramiento de algo menos de 100 km².

- Por otra parte, la cobertura mesozoico-terciaria es sumamente variada en cuanto a su litología. Sobre las formaciones paleozoicas se dispone discordante un tramo detrítico que ha sido datado como Triásico inferior (Buntsandstein). Estos materiales tienen un color rojo intenso y una potencia que oscila entre los 100 y 500 m (Edeso, 2006). En la base de la sucesión se sitúa un paquete de arenisca roja con intercalaciones conglomeráticas. Sobre ellas se desarrolla una alternancia de arenisca y lutita que hacia el techo de la serie dejan paso a lutitas con intercalaciones de arenisca. El Triásico superior (el Triásico medio no aflora) está constituido por una alternancia de arcilla heterogénea y limo de color rojo intenso.

El Jurásico únicamente está representado por las formaciones liásicas (Jurásico Inferior). Es fundamentalmente carbonatado constituido por dolomia, calizo-dolomia brechoide, caliza, caliza margosa y margas limosas (Edeso, 2006).

El Cretácico inferior (Urgoniano) constituye una serie discontinua, de escasa potencia, formada por caliza bioclástica bien estratificadas. El complejo supraurgoniano está compuesto por limo y arcilla amarilla y/o roja, sobre las cuales se sitúa una secuencia rítmica en la que se repiten conglomerados, arenisca, limo y arcilla (Edeso, 2006).

El Cretácico superior se representa por una estructura de tipo flysch, formado por pizarra calcárea gris y por una alternancia monótona de caliza, marga, caliza arenosa y arenisca bien estratificada (Cenomaniano superior-Campaniano).

Finalmente, en la bahía de Pasajes se dispone el monoclinal de Jaizkibel-Ulia formado por caliza arenosa y arenisca silíceas muy duras y resistentes a la erosión. Los materiales del Oligoceno hasta el Cuaternario no se encuentran consolidados debido a la intensa erosión cenozoica, quedando en resalte los materiales más duros.

1.2 Clima

El municipio de Pasajes presenta condiciones climáticas correspondientes a una zona templada oceánica sin estación seca (CAPV, 2001), con una temperatura media anual de 12.8 °C; la temperatura media máxima mensual alcanza los 23 °C en agosto y una mínima mensual de 5 °C en enero. El riesgo de heladas detectado se extiende a lo largo de 157 días, entre el 12 de noviembre y el 19 de abril.

Los valores pluviométricos son muy elevados, oscilando entre los 1700 mm. de media anual en el extremo occidental de la cuenca (Herrera, Alto de Miracruz) y los 2000-2300 mm en la zona Oiartzun-Molinao y en el fondo montañoso del área (CAPV, 2001).

1.3 Vegetación

La vegetación de Guipúzcoa desde el punto de vista fitogeográfico pertenece al Reino Holártico, a la Región Eurosiberiana, al Dominio Atlántico-Europeo, y al Sector Cantábrico (Aizpuru-Oiarbide, 1987). La formación vegetal que le corresponde es el conjunto de la Aestilignosa, término utilizado para las masas vegetales conocidas como bosques templado-oceánicos, bosques mesófilos, bosques de hoja caduca o, simplemente bosques atlánticos. Al bosque de la Aestilignosa se le denomina Aestisilva, y al sotobosque (estrato arbustivo y herbáceo) Aestifructiceta (Gómez-Piñeiro, 2000).

En condiciones naturales, prácticamente la totalidad del territorio de Guipúzcoa estaría ocupada por bosques caducifolios, muy en especial robledales, bosques mixtos y hayedos (Diputación Foral de Guipúzcoa, 2006). Sin embargo, la ocupación desde tiempos históricos y el fuerte impacto producido desde comienzos de la época industrial han causado la pérdida de gran parte de estos conjuntos vegetales.

Las especies que dominan la cobertura vegetal de la cuenca del Oiartzun son las del piso bioclimático colino, y en áreas más meridionales de mayor altitud se extienden las especies correspondientes al piso montano (CAPV, 2001).

El piso montano se encuentra en la parte superior de la cuenca, desarrollándose desde las cumbres más elevadas hasta los 500-600 m de altitud media. Está caracterizado por distintos tipos de hayedos (*Fagus sylvatica*) y en algunos casos, sobre sustrato silíceo,

robledales de roble albar (*Quercus petraea*) y marojales (*Quercus pyrenaica*) (Aizpuru-Oiarbide, 1987). Una vez destruidos, estos bosques caducifolios son sustituidos por brezales, helechales y argomales de la asociación *Daboecio-Ulicetum gallii* que al ser quemados reiteradamente y aprovechados constantemente por el ganado, dan lugar a comunidades de pasto.

El piso colino comprende los territorios de menor altitud próximos a la costa, los cuales tienen un régimen de temperatura más benigno que las tierras al interior; esto permite la instalación de especies y comunidades menos tolerantes al frío que caracterizan este piso bioclimático. El robledal acidófilo, como lo es el robledal pedunculado (*Quercus robur*), la encina (*Quercus ilex*), así como el madroño (*Arbutus unedo*) o el laurel (*Laurus nobilis*), por lo general son indicadores de estas condiciones térmicas (Aizpuru-Oiarbide, 1987).

Las altas precipitaciones que predominan en la cuenca hacen descender las especies del piso montano, fundamentalmente el haya (*Fagus sylvatica*), a niveles altitudinales menores. Sobre suelos más profundos y ricos se extiende el robledal de tipo eutrófico, desarrollado con una mayor variedad de especies (avellano, fresno, arce, etc.) (CAPV, 2001). En las laderas norte del monte Jaizkibel que delimita la costa, la acción y efecto del mar sólo permiten la presencia de un prebrezal en altitudes medias.

Finalmente, la bahía de Pasajes en condiciones naturales, antes de ser invadida por el desarrollo urbano, portuario e industrial, estaba representada por marismas parcialmente inundables y riberas de río donde se desarrollaba un bosque de galería o aliseda de tipo cantábrico.

Capítulo 2: Antecedentes

El Cuaternario es el periodo más reciente del registro geológico (Lowe y Walker, 1997); junto con los periodos Neógeno y Paleógeno forman la era Cenozoica (Figura 3). El Cuaternario comprende aproximadamente 2.6 millones de años (2.588 millones de años según Ogg, 2009) y está dividido en dos intervalos denominados formalmente épocas (Hedberg, 1976): el Pleistoceno, cuyo significado originalmente fue “el más reciente”, el cual finalizó hace 11 700 años (Ogg, 2009; Walker et al., 2012), y el Holoceno, “completamente reciente”, que es el intervalo cálido en el cual vivimos (Lowe y Walker, 1997), y en el que se enmarca este estudio.

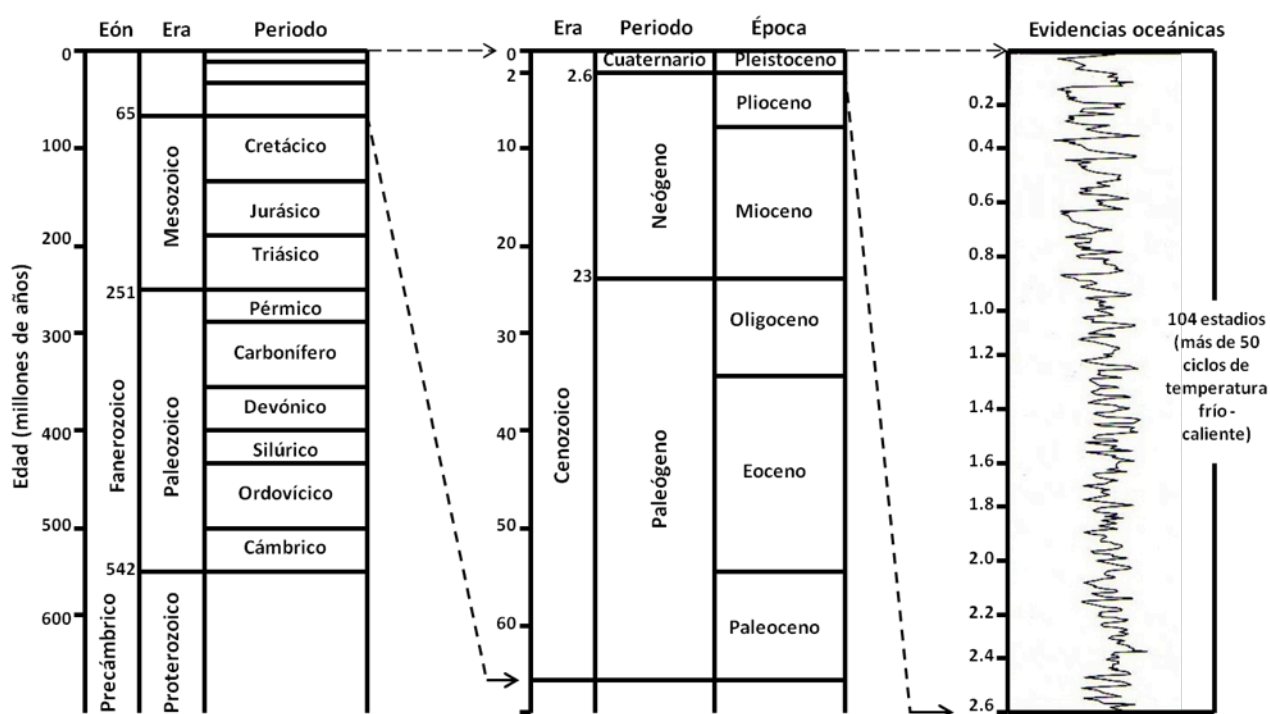


Figura 3. Escala de tiempo geológico y variaciones climáticas del Cuaternario (modificado a partir de Shackleton et al., 1990; y Lowe y Walker, 1997).

El Cuaternario se caracteriza por una gran inestabilidad climática; en él se han presentado sucesiones de periodos fríos o glaciares, seguidos de periodos cálidos, también llamados interglaciares. Durante los periodos fríos, los glaciares continentales y de montaña se extienden, el nivel del mar desciende y la vegetación se desplaza a latitudes y elevaciones menores, ocurriendo los efectos inversos durante los periodos cálidos. Los cambios climáticos repetitivos que han ocurrido durante este último intervalo de la historia de la Tierra han dado lugar a un rico y altamente complejo registro de geoformas, sedimentos, restos biológicos y artefactos de origen humano que hacen posible la reconstrucción paleoambiental y paleoclimática del Cuaternario (Lowe y Walker, 1997).

Los estudios del Cuaternario representan una de las ramas más jóvenes de las ciencias geológicas, con una historia que se remonta a menos de 200 años (Chorley et al., 1964; Davies, 1968). Las herramientas en las cuales se basan los estudios cuaternarios incluyen:

- Evidencias geomorfológicas: formas glaciares, periglaciares, cambios en el nivel del mar, terrazas fluviales, entre otras.
- Evidencias litológicas: sedimentos glaciares, periglaciares, paleosuelos, paleolagos depósitos carbonatados y núcleos de hielo glacial, principalmente.
- Evidencias biológicas: polen, diatomeas, moluscos, ostrácodos, foraminíferos, corales, vertebrados y otros grupos fósiles, así como biomarcadores moleculares.
- Métodos de datación: incluyen técnicas radiométricas, dendrocronología, cronología de varvas, paleomagnetismo, tefrocronología y geocronología de aminoácidos.

2.1 Paleoambientes del Cuaternario Tardío en Europa

La paleoecología es el estudio de los organismos y sus interrelaciones con el ambiente y sus cambios en el pasado (Birks y Birks, 1980; Delcourt y Delcourt, 1991), a través del análisis de la información proporcionada por los macrofósiles (esqueletos de vertebrados, fragmentos de plantas u otros restos identificables a simple vista) y microfósiles (polen, esporas, hongos, fitoplancton, zooplancton, así como restos de insectos y otros invertebrados que solo pueden ser observados con la utilización de un microscopio). Estos estudios han permitido conocer las características paleoambientales del Cuaternario tardío en Europa durante el último ciclo climático periodo glacial-interglacial.

La última glaciación, llamada Würm en parte de Europa (incluida España) y Wisconsin en América, dio comienzo a finales del Pleistoceno hace aproximadamente 115 ka (miles de años) con una primera pulsación fría (Uriarte-Cantolla, 2003). En esta primera fase, en los océanos se registra un incremento significativo del $\delta^{18}\text{O}$ (en periodos más fríos hay mayor concentración de $\delta^{18}\text{O}$ en los océanos) en el agua que supuso una baja del nivel del mar en unos 50 metros en pocos milenios y un descenso de la temperatura de las aguas abisales superior a 1.5 °C. En muchos yacimientos continentales se ve reflejada esta primera fase de enfriamiento, como es el caso de algunas largas secuencias polínicas

europas como la de la Grande Pile (noreste de Francia), donde en tan sólo un siglo se pasó de vegetación de bosques templados de carpes y avellanos, a otra mucho más fría de pinos, pinabetes y abedules (Woillard, 1979). Una segunda fase de enfriamiento de esta glaciación se registra entre 85 y 75 ka con una baja del nivel del mar que alcanza unos 70 metros por debajo del nivel actual, con periodos fríos más largos y agudos, como lo indica, por ejemplo, un análisis isotópico de una estalactita en una cueva del suroeste de Francia (Villars) sugiriendo un enfriamiento medio superior a los 10 °C durante esos milenios (Genty et al., 2003). El intervalo más frío del Würm, conocido como Último Máximo Glaciar (UMG) tuvo lugar entre hace 28 000 años cal BP (años calibrados antes del presente) y 21 000 años cal BP cuando el hielo de los glaciares de montaña y mantos continentales alcanzó su mayor espesor y extensión. Cuando esta acumulación fue máxima, el nivel del mar descendió entre 120 y 140 metros por debajo de su nivel actual.

Tras el ascenso de las temperaturas que se produjo después del UMG durante el Tardiglaciar, y con una última pulsación muy fría en Europa que se denomina Dryas Reciente (Lowe y Walker, 1997), finalizó el Pleistoceno y se entró en el último periodo interglacial del Cuaternario hace 11 700 años cal BP (inicio del Holoceno). En la región del País Vasco y Pirineos Occidentales, es decir, en el norte de España y suroeste de Francia, han sido diversos los estudios paleoambientales realizados (Uriarte-Cantolla, 2003); y en términos generales las principales variaciones climáticas durante los últimos 15 000 años fueron casi las mismas para todo el oeste europeo.

A comienzos del Holoceno hace 11 700 años cal BP (Walker et al., 2012), se registra un incremento en las temperaturas, que va desde los -5 °C para el mes más frío en el sector NW Europeo hasta alcanzar los valores al presente (Davis et al., 2003). Esta fuerte mejoría climática causó principalmente en Europa una sustitución generalizada de los primeros bosques de pinos y abedules por bosques más templados, robledales con olmos y arces, y en zonas altas pinabetes (Loidi et al., 2004).

El óptimo climático tiene lugar en el Holoceno temprano/medio, entre los 9000 y 5750 años cal BP (Loidi et al., 2004, Davis et al., 2003), cuando las temperaturas se mantuvieron entre 1.5 y 2 °C más altas que las actuales para el mes más cálido, además de indicar un aumento en la pluviosidad en la Europa templada. Se estabiliza el panorama de dominio de los bosques caducifolios, con *Ulmus*, *Quercus*, *Tilia*, *Fraxinus*, *Acer* en los registros polínicos (Loidi et al., 2004). En este periodo se produjo un notable avance de la

vegetación esclerófila y termófila mediterránea en el sur de Europa. Este dominio de encinares dura unos 4000 años, y terminando con el inicio del descenso de las temperaturas y un incremento en la precipitación, aunado a la expansión de *Fagus* y *Abies*, y un nivel marino -5 m por debajo del actual (Loidi et al., 2004).

Para el límite del Holoceno medio/tardío hace 4200 años cal BP (Walker et al., 2012), las investigaciones sobre las variaciones climáticas reflejan cambios mínimos en la temperatura y precipitaciones respecto a los valores actuales, aunque a finales del Holoceno se establecen condiciones neoglaciares (Davis et al., 2003). Estas modificaciones termo-pluviométricas holocenas no producen grandes cambios en el clima y la vegetación (Gutiérrez-Elorza y Peña-Monne, 1992). Para hace aproximadamente 2700 años cal BP, Lamb (1977) y Bintliff (1982) reconocen una etapa fría y húmeda en el ámbito del Mediterráneo, que constituye el preludio de lo que Gribbin y Lamb (1978) denominan Epoca Fría de la Edad del Hierro (900 - 300 a.C.). Este periodo frío se manifiesta por una expansión de los glaciares y posiblemente es sincrónico a nivel mundial (Grove, 1979). Wenland y Bryson (1974) a través de un análisis estadístico de dataciones por radiocarbono asocian cambios ambientales y culturales para este momento, diferenciando una discontinuidad botánica hace 2760 años y otra cultural hace 2590, que marcan el paso del Subboreal al Subatlántico (2500 años BP al presente) en la división del Holoceno propuesta por Mangerud et al., (1982). El cambio cultural se refleja en el paso de la edad de Bronce a la del Hierro (Lumley et al., 1976) que coincide con el movimiento hacia el Mediterráneo de los pueblos centro-norte europeos.

Posteriormente, se produce un cambio hacia un clima más cálido y seco, cuya duración se estima del año 300 antes de Cristo (a.C.) hasta el 1450 después de Cristo (d.C) el cual presenta oscilaciones climáticas menores reflejadas en el avance de los glaciares (Lamb, 1977). Estas oscilaciones climáticas aunadas al impacto antrópico supusieron en etapas Ibero-Romanas la disminución de la cobertura vegetal (Elorza, 1992). Los datos climáticos indirectos indican la existencia de un clima con fuertes contrastes anuales, como se refleja a partir de los estudios de archivos históricos de los siglos XIII y XIV de nuestra era en la cordillera Ibérica Oriental (Gargollo, 1989) en relación a la producción de cereales, periodos de sequías y avenidas. Las temperaturas medias de verano eran de 1 °C más altas que actualmente (Gribbin y Lamb, 1978). Una última Pequeña Edad de Hielo (PEH) se registra entre 1450 y 1859 d.C. (Lamb, 1969), donde la trayectoria de la circulación ciclónica se desplaza 5° de latitud hacia el sur (Lamb, 1969), trayendo consigo fuertes cambios interanuales sin variaciones a largo plazo (Davis et al., 2003). Estudios

documentales a partir de la producción de cereales y otras actividades económicas, demuestran disminución en su rendimiento en áreas próximas españolas y de otros países de Europa para esta PEH (Le Roy Ladurie, 1971), culminando con el asenso de la temperatura a partir del inicio de la era industrial y hasta la actualidad.

2.2 Evolución Paleogeográfica Cuaternaria del Curso Bajo del Oiartzun-Bahía de Pasajes

En cuanto a la evolución geomorfológica de la bahía de Pasajes y del curso inferior del río Oiartzun, ésta ha cambiado continuamente durante el Cuaternario, al igual que en diversos estuarios y rías del litoral guipuzcoano y otras zonas del Cantábrico (Edeso, 1988).

Durante el máximo glaciario würmiense, el nivel marino se situaba alrededor de 120-140 metros por debajo de la posición que ocupa en la actualidad, quedando descubierta una amplia franja continental (ocupada hoy por aguas marinas) de unos 8 kilómetros de anchura, por la que se abría paso el río Oiartzun, encajándose paulatinamente y excavando un profundo valle (Edeso, 1988). Posteriormente al Würm, y tras el último cambio climático, se produjo una importante transgresión marina (transgresión Flandriense) invadiendo la bahía y el curso bajo del Oiartzun, configurándose una amplia ría y penetrando ésta por el cauce del Oiartzun, quedando la bahía de Pasajes que hasta entonces había evolucionado como un valle fluvial sumergida bajo las aguas.

Santana (1966) analizó los sondeos efectuados en 1940 y 1963 en la bahía de Pasajes con motivo de las obras para la ampliación del puerto; este autor afirma que el antiguo valle del Oiartzun se sitúa a una profundidad de 14 metros en la punta de Capuchinos y 24 metros enfrente de Pasajes de San Pedro.

Estudios anteriores a Santana (1966) sobre la evolución de la geomorfología de la bahía de Pasajes fueron los descritos en un depósito (hoy inexistente) por Gómez de Llarena en 1950 y 1955. Dicho depósito se localizaba en la margen derecha de la bahía de Pasajes (Cerro Meipi) a unos 1200 metros de la desembocadura del río Oiartzun y a unos 4 metros por encima del nivel máximo alcanzado por la pleamar. Gómez de Llarena (1955) atribuye un origen fluvial a todo el conjunto, sin embargo Edeso (1988) atribuye el segmento terminal arenoso a un origen marino y lo asume depositado durante la

transgresión Eemiense (interglaciar anterior al Holoceno) que supuso la elevación del mar unos 4 o 5 metros por encima del nivel actual.

Gómez de Larena (1950) afirma que pudo haber depósitos similares de origen fluvial en el curso bajo del Oiartzun (cita uno en la villa de Rentería), pero la intensa urbanización e industrialización de la villa han borrado todo vestigio (Edeso, 1988). Para el resto del valle del río Oiartzun y sus afluentes, los depósitos fluviales ya han sido estudiados por Edeso y Ugarte (1987), y presentan una potencia reducida para los más antiguos (2-3 metros), y una potencia similar a los estudiados por Gómez de Larena (1955) para los recientes (3-5 metros).

2.3 Transformación Histórica de la ría de Pasajes

Los primeros asentamientos humanos, al menos desde la época medieval, se vieron fuertemente condicionados por la particular morfología de la Bahía de Pasajes y áreas limítrofes. La acción combinada del mar y los continuos aportes fluviales provenientes del río Oiartzun y sus afluentes (zonas de Moliniao, Herrera y Lezo) que desaguan en la bahía, hicieron que los sedimentos se fueran colmatando paulatinamente a partir del último avance transgresivo denominado “Dunquerqueense” hace alrededor de 3 000 años cal BP (Edeso, 1988), posteriormente se inició la estabilización del nivel marino en su posición actual. Dicha estabilización posibilitó la sedimentación de materiales finos que transformaron zonas antiguamente ocupadas por las aguas (ensenadas de La Herrera, Moliniao y canal de Rentería) en llanuras intermareales (fangos blandos descubiertos en la bajamar) y posteriormente en marismas (fango consolidado y colonizado por plantas halófitas) como se observa en la Figura 4.

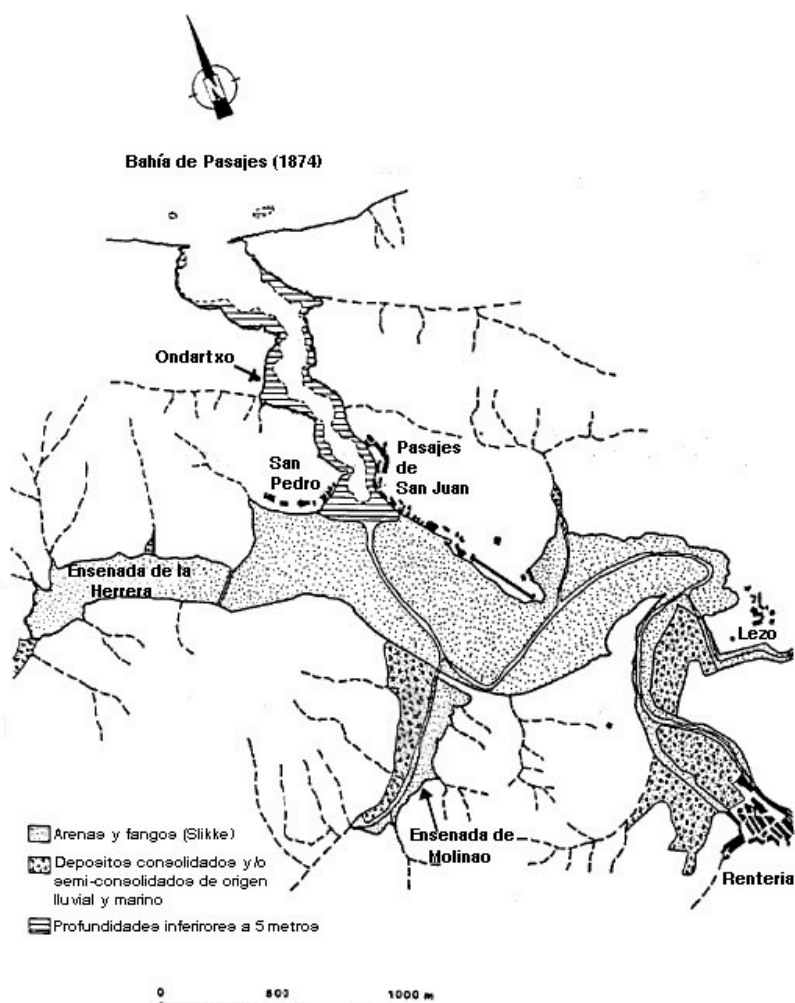


Figura 4. Mapa geológico del Puerto de Pasajes en 1874 (Edeso, 1988).

Junto a las llanuras de fango lutítico se depositaron importantes masas de arena como la playa ubicada en Ondartxo. Hasta tiempos recientes se podían contemplar acumulaciones arenosas y limosas en Lezo (entre la central térmica y el núcleo urbano), Capuchinos (muelles de la segunda alineación, muelle de ferrys, etc), Campsa, así como otras localidades (Figura 5).



Figura 5. A) Construcción del polígono de Altamira (1965). B) Villa Victoria comienza la construcción de la fábrica de CAMPSA (1968). C) Inicio de operaciones de CAMPSA (1969). Sunsundegi (2002).

Estas condiciones fisiográficas y la evolución geomorfológica de la bahía de Pasajes fueron tomadas en cuenta a la hora de definir el primitivo asentamiento humano de Rentería (Errenteria) a unos 5 metros sobre el nivel del mar. A pesar de tener datos de la configuración urbana de la villa medieval de Rentería, no se sabe sobre los enclaves romanos en la bahía de Pasajes (Edeso, 1988). Conforme la villa se fue expandiendo, las vegas y zonas de marisma fueron ocupadas. Hasta finales del siglo XIX y principios del siglo XX, los terrenos localizados al este y oeste de la villa siguieron siendo zonas semipantanosas. Posteriormente, la fuerte demanda urbana e industrial determinó la rápida ocupación de los sectores bajos de Rentería, borrando todo vestigio anterior (relleno de canal y marismas) hasta adquirir su forma actual (Edeso, 1988).

2.4 Contaminación Ambiental de la Ría de Pasajes

En la bahía de Pasajes y áreas adyacentes se han realizado diversos estudios para conocer los niveles de contaminación ambiental ocasionados por metales pesados.

Como lo indica un estudio multidisciplinar en sedimentos arqueológicos del antiguo distrito minero romano de Oiasso (actual Irún) llevado a cabo por Irabien et al. (2012) en el estuario del Bidasoa, los niveles de Pb, incluso mucho después de la época romana indican un fuerte impacto antrópico, el cual se extiende en áreas de estuarios adyacentes como en Pasajes. Así mismo, Edeso y Ugarte (1987) describen los depósitos fluviales sedimentarios en el fondo del valle del Oiartzun y atribuyen parte de los sedimentos más recientes a una deposición ligada a la explotación de las minas de Arditurri (Figura 6).

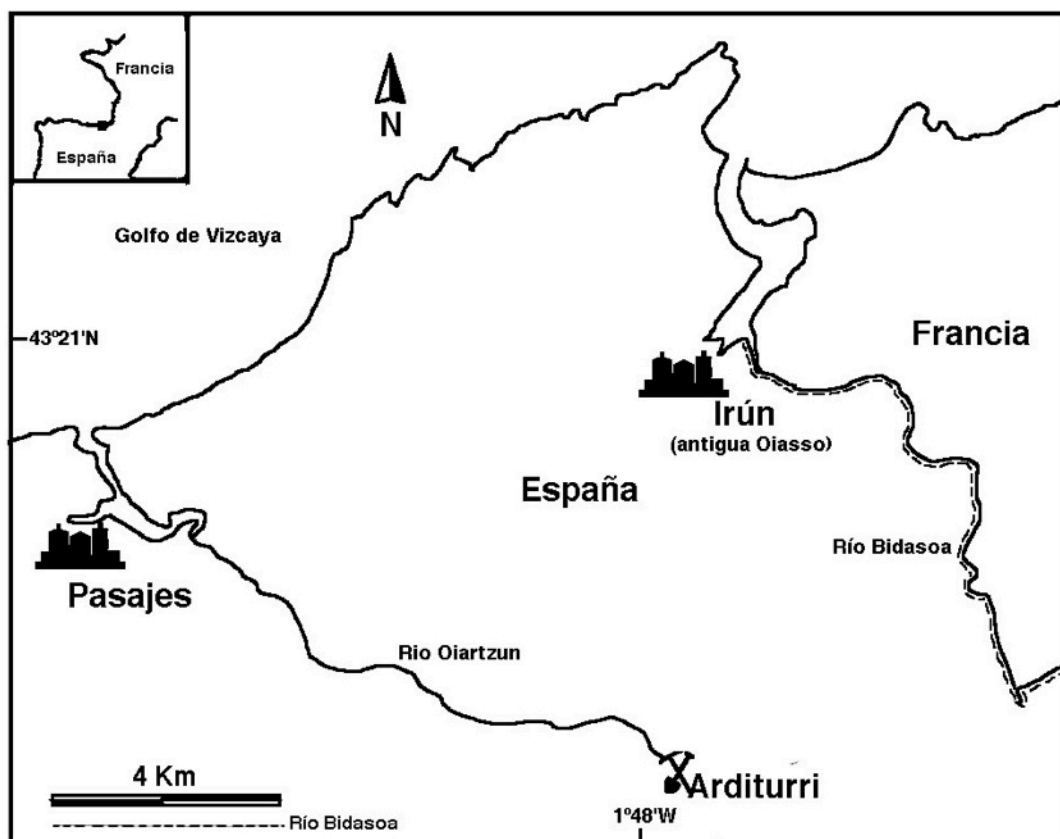


Figura 6. Mapa de localización del coto minero de Arditurri e Irún (antigua Oiasso).

Tales niveles de contaminación son mucho más elevados posteriormente durante el desarrollo industrial reciente de Pasajes. Basados en el análisis de metales pesados en el puerto de Pasajes, Ganesan et al. (1991) mencionan las principales fuentes de contaminación en la bahía: 1. río Oiartzun (extracción de plomo y zinc en la parte alta de la cuenca y contaminación orgánica por la fábrica de papel en Rentería); 2. arroyo de

Lezo (aguas de desecho por fábricas de carne); 3. arroyo de Molinao (aguas de desecho por industria pesquera en Pasajes Ancho); 4. arroyo de Txingurri (aguas de desecho por plantas eléctricas de Alza y Herrera). Ganesan et al. (1991) indican mayores concentraciones de Cd, Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Zn y materia orgánica en las zonas más estrechas y con mayor desarrollo industrial de la bahía.

Gondat et al. (1986) determinan las concentraciones de Cd, Cr, Cu, Fe, Ni, Pb, Zn en muestras de material vegetal (higuera, olmo, maíz, acelga, zarza y hortensia) y establecen que el contenido de los elementos metálicos demuestra ser superior a los considerados para estas angiospermas. Los niveles más altos corresponden a puntos cercanos a una acería (Lezo), al igual que puntos donde la trayectoria dominante de los vientos apunta a esa procedencia (caserío Sagasti-Berri, Lezo).

Estudios más recientes por Durán y Nieto (2012) muestran datos de metales pesados en las aguas de los puertos industriales de Vigo (Pontevedra, España) Bilbao y Pasajes. A pesar de un incremento en los niveles de Zn en Pasajes, y Cu en Vigo y Bilbao por causas antropogénicas históricas, los niveles actuales de toxicidad de estos metales son tolerables según las normativas internacionales en vigencia. Ganesan et al. (1991) menciona que la restricción de desechos industriales en 1983 y el cierre de las minas en 1985 en Pasajes causaron una disminución en las concentraciones de metales y materia orgánica, lo cual ha mejorado considerablemente las condiciones ambientales actuales de la bahía.

2.5 Análisis de Foraminíferos

Los foraminíferos (del latín *foramen*, agujero, y *ferre*, llevar) son protozoos exclusivamente marinos del grupo de los Rizópodos (Foucault y Raoult, 1985) que pertenecen al orden Foraminiferida, Clase Granuloreticulosa y Phylum Protista. Son organismos unicelulares con protoplasma granular y extensiones protoplasmáticas denominadas pseudópodos, que al contrario de las amebas, los pseudópodos de los foraminíferos son más finos y forman una estructura reticulada (Anderson y Lee, 1991). Los pseudópodos facilitan la locomoción del organismo y son los encargados de la captación de alimento, incluyendo en su dieta algas unicelulares (diatomeas), otros protozoos e incluso metazoos de pequeño tamaño. Los foraminíferos varían en tamaño, desde 0,05 mm hasta algunos cm. Desde el punto de vista biológico, algunas especies alternan una generación con reproducción sexual con una o varias de reproducción asexual, mientras que otras se

reproducen únicamente de forma asexual (Murray, 1991). Esta alternancia en la reproducción lleva asociada la posibilidad de encontrar miembros de una misma especie que presentan formas considerablemente diferentes.

Constituyen aproximadamente el 2.5% del número total de especies conocidas en la biósfera desde el Cámbrico hasta la actualidad y comprenden más de 10000 especies fósiles y unas 1000 especies actuales (Sen Gupta, 1999). Presentan un caparazón biomineralizado que tiene una gran capacidad de preservación en los sedimentos.

2.5.1 Foraminíferos estuarinos como indicadores

Ecológicamente, las secuencias sedimentarias costeras representan la transición del medio terrestre al marino (Murray, 1971). Una interpretación adecuada del contenido subfósil presente en estas secuencias sedimentarias, que permita reconocer los estuarios y las marismas, es de interés geológico ya que contribuye a delimitar la posición de la línea de costa a lo largo del tiempo.

Utilizar organismos como indicadores (proxies) de parámetros ambientales resulta de lo más conveniente al momento de realizar una reconstrucción paleoecológica y (paleo)oceanográfica en detalle (Murray, 2001). Quizás mejor que otros grupos de microfósiles, los foraminíferos son utilizados como indicadores ambientales por ser organismos estructuralmente simples que no ejercen presión sobre el ecosistema, y por estar gobernados por el mismo (Greiner, 1974). Los foraminíferos bentónicos debido a su presencia en una amplia gama de ambientes, desde aguas someras hasta las partes de mayor profundidad oceánica, aunado a su elevado potencial de fosilización y considerable abundancia, son excelentes herramientas en reconstrucciones paleoambientales (Van der Zwaan et al., 1999).

La utilización de foraminíferos en medios estuarinos puede revelar características oceanográficas como: masas de aguas, patrones de circulación, influencia de mar abierto, cambios en el nivel del mar y distribución modal de salinidad (Scott et al., 1980). Además, los foraminíferos bentónicos son excelentes indicadores de factores ambientales de naturaleza química y biológica. En el aspecto químico, es posible detectar los elementos que son incorporados en el caparazón (ejemplo: isótopos estables de Cd y Ba como indicadores nutricionales, y Mg y Sr como indicadores físicos) (Lea, 1999). Para este tipo de interpretación no es necesario contar con un gran número de caparazones, sólo será

necesaria la cantidad que requiera la precisión analítica. Por el contrario, en el aspecto biológico se hace referencia a la correspondencia entre la abundancia de una especie o la composición de una asociación y un parámetro ambiental dado. Aunque los patrones de distribución estén controlados por diversos factores (algunos más importantes que otros a nivel local), los indicadores dependen de una relación bien definida entre la abundancia del organismo, la asociación, y la magnitud de un factor ambiental dado (Murray, 2001). Es por ello que Buck et al. (1999) consideran que sólo el análisis de alta resolución de los foraminíferos podrá aportar información sobre el origen de los sedimentos y sus paleoambientes asociados, mientras que por sí solo el análisis de litofacies no aporta información suficiente para la reconstrucción de los cambios del nivel del mar durante el Holoceno.

En la plataforma continental y en medios marinos marginales, diversos factores desempeñan un papel importante en la distribución de los foraminíferos (Murray, 1991), habiendo sido utilizados con éxito, por ejemplo, para establecer curvas del nivel marino y, en medios contaminados con escasez de oxígeno, para monitorear la contaminación histórica (Alve 1990, 1991; Sharifi et al., 1991; Scott et al., 1995; Leorri et al., 2012). Además, la utilización de foraminíferos presenta grandes ventajas basadas en su fácil recolección y gran abundancia.

2.5.2 Parámetros de interés paleoambiental en las asociaciones de foraminíferos

Ningún organismo ni población de una especie existe por sí solo en la naturaleza, sino que forman una asociación de especies que viven en una misma área (Cearreta, 1986). Es por ello que los atributos que caracterizan a una asociación de foraminíferos dependen del conjunto de especies que la forman y no de sus componentes individuales: densidad de especies, abundancia relativa de las diferentes especies en la comunidad, estructura de la asociación en términos de la configuración del caparazón y predominio de especies oportunistas (Cearreta, 1986). Dichos atributos varían en función de los cambios ambientales producidos en el medio. Por lo tanto, las combinaciones de especies de una asociación cambian continuamente en el espacio y el tiempo.

2.5.2.1 Abundancia

Gran parte de los medios marinos soporta abundancias muy altas de foraminíferos bentónicos, relacionadas directamente con la disponibilidad de alimento en el medio (Phleger, 1976). Se asume que cualquier medio es capaz de soportar la mayor

abundancia de foraminíferos posible y que el número de individuos oscila en función de los factores ambientales (variabilidad ambiental, disponibilidad de alimento, competitividad biológica, depredadores) (Cearreta, 1986). Además, estudios estacionales de foraminíferos bentónicos en medios marinos indican variabilidad de individuos incluso en distancias espaciales muy cortas (Cearreta, 1988). Se sabe que la distribución de foraminíferos no es homogénea, sino que se da en manchas de diversos tamaños por dos causas principales: existencia de microambientes y mecanismos reproductivos (Murray, 1973).

En la ría de Santoña (Cantabria, España) por ejemplo, Cearreta (1986) muestra que la abundancia de foraminíferos presenta una clara tendencia, pasando de grandes valores en el estuario superior, números particularmente altos en la zona media, y valores menores en la parte baja, incrementándose de nuevo en la zona próxima a la bocana del estuario. Este gradiente puede explicarse por la existencia de una “zona de transición” en la parte media del estuario (Scott et al., 1980) donde la interacción entre las influencias marinas y fluviales crean un máximo de turbidez con grandes cantidades de partículas en suspensión. Es por ello que la tasa de sedimentación y el contenido de carbono orgánico en esta zona son altos.

2.5.2.2 Diversidad

El concepto deriva básicamente de la observación empírica por lo que, en condiciones óptimas, cierto ambiente soporta el mayor número de especies sin que una de ellas sea necesariamente dominante. Sin embargo, bajo condiciones adversas, algunas especies son capaces de explotar con mayor éxito este ambiente (Schnitker, 1969). En comparación con otros medios marinos, los estuarios, al ser medios intermareales, se encuentran sometidos a variaciones extremas en sus condiciones ambientales, por lo cual los organismos que se encuentran en este medio viven ahí porque se adaptan bien al medio o porque son capaces de competir con sus equivalentes marinos (Murray, 1963).

En los medios estuarinos, uno de los factores ambientales de importancia es el grado de salinidad, como consecuencia de la mezcla de agua dulce y salada dentro del estuario. Por lo tanto, una disminución de la diversidad específica trae consigo un gran descenso de especies estenohalinas (especies que viven sólo en un rango estrecho de concentración de sales) y un aumento de especies de foraminíferos eurihalinos (capaces

de tolerar un amplio rango en la concentración de sales), que son típicos de los estuarios (Murray y Hawkins, 1976; Culver y Banner, 1978).

Las especies más abundantes encontradas en el presente estudio son dominantes en los estuarios templados del Atlántico Norte y típicas de marismas y estuarios de todo el mundo (Debenay et al., 2000), apoyando la idea de que unas cuantas especies muy adaptables y extendidas ocupan las áreas intermareales del planeta (Cearreta, 1986).

La relación (numérica) entre el número de especies y el número de individuos contenidos en una asociación se define como la diversidad específica. Hay que tomar en cuenta que esto puede ser reflejo de procesos tafonómicos (ejemplo: preservación diferencial) que hayan podido influir en la asociación. Por lo tanto, hay que considerar esta posible pérdida de información en la interpretación de los índices. En general, la diversidad específica de foraminíferos en los estuarios es inferior a la observada en otros medios marinos ambientalmente más estables (Cearreta, 1986).

Debido a que las muestras no contienen el mismo número de individuos, se utilizan distintos índices de diversidad para comparar las muestras. Uno de ellos es el índice α de Fisher descrito por vez primera en Fisher et al., (1943). Su mayor ventaja es incluir las especies raras presentes en las muestras, pero su valor se incrementa conforme al tamaño de la muestra. Si sólo se toma una medida univariante, ésta es la mejor opción (Hayek y Bouzas, 1997), pudiendo calcularse gráficamente. El número mínimo de individuos para aplicar este índice es de 100, por debajo del cual no se considera estadísticamente representativa (Murray, 1971).

Existe una relación entre la diversidad de foraminíferos y el medio en el que se encuentran. De manera general $\alpha=5$ es el límite que separa los medios marinos normales ($\alpha>5$) de los medios confinados ($\alpha<5$) (Debenay, 1987). Por ejemplo, Cearreta (1986) encuentra en el estuario de Santoña valores que oscilan desde <1 a 3.5 en el estuario superior y desde <1 a 4.5 en el estuario inferior dentro de la asociación viva, mientras que en la asociación muerta los valores oscilan desde 1.5 a 4.5 en el estuario superior y 1.5 a 10.5 en el estuario inferior.

En teoría, la diversidad específica sólo cambiaría si la asociación variase con el tiempo, si se produjese transporte, destrucción de caparazones o mezcla por bioturbación. Sin

embargo, se ha observado en repeticiones de muestreos en el mismo momento y zona, que las muestras presentan las mismas especies comunes y se diferencian en las especies raras (Murray, 2003). Hay que tomar en cuenta que el número de especies encontradas depende también de la cantidad de material sedimentario analizado (Cao et al., 1998).

Los cambios en la diversidad pueden ser interpretados como indicaciones potenciales de fluctuaciones drásticas en el medio como, por ejemplo, la contaminación que provocaría un descenso en el número de especies, o la recuperación de condiciones adversas (por ejemplo, el final de una fase de hipoxia severa) favoreciendo el incremento de la diversidad (Alve, 1995). También se puede atribuir a cambios climáticos la introducción de nuevas especies (Murray, 1971). Por todo lo anterior, las variaciones de la diversidad son de gran utilidad para la interpretación de paleoambientes, comparando las asociaciones (sub)fósiles con sus análogos modernos. Además, para caracterizar los ambientes modernos es necesario conocer y disponer de los datos de series temporales que incluyan el estudio de la diversidad. Estas series son fundamentales para determinar la variabilidad a corto plazo y los cambios ambientales que se darán a lo largo del tiempo (Murray, 1971).

2.5.3 Tipos de caparazón

La estructura y la composición química de la concha de los foraminíferos se usan como criterio taxonómico para su clasificación (Loeblich y Tappan, 1998), distinguiendo tres tipos de paredes:

Orgánica: constituida por un mucopolisacárido proteínico. Una pared orgánica también se encuentra en los otros tipos de caparazones, construyéndose las paredes mineralizadas sobre ésta. Los foraminíferos que presentan este tipo de caparazón forman el suborden Allogromiina.

Aglutinante: formada por partículas detríticas de origen exógeno que han sido capturadas por el organismo y fijadas por medio de un cemento orgánico de naturaleza variada. Debido a que algunas especies toman el sedimento de manera indiscriminada, los caparazones son representativos de los materiales del medio donde vivió el foraminífero. Sin embargo, otras especies son más selectivas, basándose en criterios de

composición química, tamaño y forma de las partículas del sedimento. Los foraminíferos con este tipo de caparazón constituyen el suborden Textulariina.

Carbonatada: suele ser de carbonato cálcico, generalmente de calcita, aunque también los hay de paredes aragoníticas e incluso silíceas. A su vez, la calcita del caparazón puede ordenarse cristalográficamente de 3 modos diferentes:

- Pared microgranular, constituida por cristales subesféricos equidimensionales de calcita de diferentes tamaños, densamente empaquetados y sin cemento. Podría tratarse de una recristalización. Constituye el ya extinto suborden Fusulina.
- Pared porcelanacea, compuesta por pequeños cristales de calcita, dispuestos de manera irregular y recubiertos por una capa de cristales de calcita romboédrica de distribución regular, que puede ser paralela o perpendicular a la superficie. Es carente de poros en su superficie, de apariencia brillante bajo la luz reflejada y opaca ante la luz transmitida. La calcita que los compone suele ser rica en Mg. Este tipo de pared permite diferenciar el suborden Miliolina.
- Pared hialina que puede presentar tres disposiciones en su estructura: cristales de calcita en disposición radial, estructura granular o un único cristal, siendo esta última la menos frecuente. De aspecto transparente y vítreo, todas llegan a presentar poros aunque a menudo éstos son demasiado pequeños como para ser observados con pocos aumentos (Murray, 1979; Debenay et al., 1996).

En medios litorales la abundancia relativa de estos grupos de caparazones se encuentra estrechamente relacionada con la distribución de la salinidad (Cearreta, 1986). A escala local, se distingue claramente un gradiente con un máximo de abundancia de caparazones aglutinantes en aguas de menor salinidad, caparazones hialinos en aguas salobres y caparazones porcelanáceos en las aguas de mayor salinidad. Una de las características más notables es la tendencia a pasar de formas aglutinantes en la cabecera a caparazones carbonatados en la desembocadura del estuario (Weiss, 1976), demostrando el control salino sobre la distribución de las asociaciones de foraminíferos en estos medios. Esto se debe a la concentración de carbonato cálcico en el agua que determina la distribución de los caparazones, que a su vez está relacionada con la salinidad, la temperatura, y la profundidad. Los foraminíferos aglutinantes no tienen

restricción en este sentido, mientras que los hialinos (con un amplio rango de tolerancia) y, especialmente, los porcelanáceos, requieren de CaCO_3 para la construcción de sus caparazones (Greiner, 1969; 1974).

2.5.4 Naturaleza del sedimento

A pesar de que los foraminíferos no presentan dependencia del sedimento, es posible hacer las siguientes generalizaciones: los foraminíferos pequeños de pared fina pueden vivir en las gravas o arenas, pero normalmente no se preserva su caparazón después de muertos. Por lo general, en estos ambientes de alta energía se preservan caparazones grandes y robustos, algunos de los cuales han sido transportados como carga de lecho y por saltación. En sedimentos fangosos podemos encontrar una mayor variabilidad de tamaños de caparazones, pero generalmente se presentan de menor tamaño, de pared fina y frecuentemente con ornamentos delicados. Este tipo de ambientes es adecuado para el depósito de individuos de menor tamaño transportados en suspensión por las corrientes (Murray, 1971).

Algunos foraminíferos bentónicos presentan requerimientos específicos de sustrato y otros más relacionados con el tipo de alimentación. Respecto a su posición y sistema de fijación al sustrato se puede establecer la siguiente clasificación (basada en Murray, 1991):

- Epifaunales, que viven sobre la superficie del sedimento.
- Semi-infaunales, formas transicionales entre epifaunales e infaunales.
- Infaunales, que viven dentro del sedimento.
- De vida fija, aquéllos que pueden fijarse de forma permanente (formas sésiles, por ejemplo cementadas) y de forma semi-permanente o fijos a través de los pseudópodos.
- Formas de vida libre.

2.5.5 Especies dominantes/secundarias/raras

Es un criterio de clasificación cuantitativo en el que una especie se considera dominante si presenta una abundancia $>10\%$, secundaria si presenta una abundancia entre el 1 y el 10%, y rara si presenta una abundancia $<1\%$ dentro de cada asociación, en base a la clasificación utilizada por Cearreta et al. (2002a). Se considera más relevante la aparición continua de una especie en todas las muestras que una aparición esporádica y abundante de otra especie en las mismas muestras, aunque la media en la abundancia de ambas represente un porcentaje similar.

2.5.6 Foraminíferos alóctonos

Dentro de una asociación de foraminíferos es posible diferenciar entre especies autóctonas (aquéllas que viven y se reproducen dentro de los medios estuarinos) y especies alóctonas (aquéllas que han sido transportadas desde la plataforma continental por las corrientes mareales y el oleaje al interior de la cuenca estuarina). Se consideran alóctonas aquellas especies que sólo aparecen en un determinado ecosistema como caparzones vacíos y las que, a pesar de que se encuentran vivas, llegan a ser irregulares, principalmente en el estuario inferior, y con abundancias bajas, ya que son transportadas desde la plataforma continental. Cearreta (1988) presenta un detallado estudio en este sentido, llevado a cabo en la ría de Santoña (Cantabria, España), considerado de aplicación general para la costa cantábrica. Para determinar qué especies son autóctonas y cuáles son alóctonas (en el caso de las asociaciones de foraminíferos vivos) es necesario hacer varios muestreos estacionales a lo largo de al menos un año y si es posible más tiempo, para advertir posibles variaciones interanuales. Dichas muestras han de ser tratadas por algún método que permita distinguir los individuos que se encontraban vivos en el momento de su recolección de aquéllos que estaban muertos (por ejemplo, usando el colorante fisiológico Rosa de Bengala para teñirlos). En el presente trabajo no se utilizó dicha técnica ya que se analizaron exclusivamente las asociaciones de foraminíferos subfósiles.

2.5.7 Trabajos previos sobre foraminíferos en la zona geográfica de estudio

Guillermo Colom realizó los primeros trabajos en el litoral norte de España (1941; 1952; 1963) y en 1974 presentó un compendio general de sus trabajos en las zonas marinas de la península, que se ha convertido en un trabajo clásico de referencia. También son destacables los estudios en la cercana costa francesa atlántica, llevados a cabo por Le Campion (1968; 1970) en la laguna costera de Arcachon (Gironde, Francia) o el realizado por Pujos (1976) en el estuario de la Gironde y la plataforma continental interna de Aquitania.

Trabajos más recientes adyacentes al área de estudio son los llevados a cabo en la zona intermareal de Vizcaya por Bilbao y Lamolda (1979) con datos obtenidos de un muestreo en algunas playas del litoral vizcaíno. Pascual (1981; 1984) realizó un estudio en las playas del litoral vizcaíno y en la ría de Lekeitio (Vizcaya). Cearreta (1983) analizó las asociaciones de foraminíferos bentónicos de la zona intermareal de la ría de Santoña. Pascual y Orue-Etxebarria (1985) presentaron los primeros datos acerca de los foraminíferos encontrados en la ría de Bilbao.

Cearreta (1988; 1989) estudió 26 muestras en la ría de Santoña y 11 en la ría de San Vicente de la Barquera, con muestreos estacionales (desde el invierno de 1983 hasta el verano de 1985), evaluando las asociaciones vivas y muertas, así como diversos parámetros ambientales (salinidad, Mg, temperatura del agua, tamaño de grano, pH, materia orgánica y CaCO_3). Dicho estudio reveló la abundancia absoluta y un ciclo reproductivo continuo durante todo el año de las especies *Ammonia tepida* y *Haynesina germanica*. Al compararlas con otras áreas adyacentes europeas indicaron que estas asociaciones están formadas por especies similares y cosmopolitas.

Pascual (1990; 1992) estableció dos amplias zonas en las rías de Bilbao y Gernika, de acuerdo con las asociaciones de foraminíferos presentes. Cearreta (1998) estudió las asociaciones de foraminíferos bentónicos presentes en las sucesiones holocenas pre-industriales de la ría de Bilbao mediante cuatro sondeos perforados en zonas estuarinas ocupadas a lo largo de este estuario.

En la ría de Santoña, Cearreta y Murray (1996) analizaron el contenido en foraminíferos de tres sondeos perforados hasta sustrato y reconocieron dos secuencias de

somerización (de intermareal marino-proximal a marisma baja), separadas por una superficie de solapamiento transgresivo. En diversas secuencias holocenas en esta ría y en la de Bilbao, cuatro años más tarde, Cearreta y Murray (2000) realizaron dataciones radiométricas en caparazones de foraminíferos autóctonos, e indicaron que el retrabajamiento de los caparazones dentro de las asociaciones presentes en medios de media o alta energía impide aportar resultados de radiocarbono fiables, e incluso en medios de baja energía los procesos de migración de los canales mareales pueden alterar los valores obtenidos debido a la mezcla de caparazones no contemporáneos.

Cearreta et al. (2000) estudiaron la composición geoquímica y micropaleontológica de los sedimentos (concentración de metales pesados y contenido en foraminíferos) de 14 muestras superficiales y tres testigos (50 cm de longitud), recogidos en distintas zonas intermareales a lo largo de la ría de Bilbao. Cearreta et al. (2002a) estudiaron seis sondeos perforados de las llanuras mareales de la ría de Bilbao, reflejando el extenso y potente registro sedimentario de los aportes antropogénicos contaminados.

Cearreta et al. (2002b) analizaron el contenido geoquímico y micropaleontológico de dos pequeños testigos (30 cm y 50 cm) tomados en sendas marismas regeneradas pertenecientes a la ría de Plentzia. Así mismo, se analizaron muestras superficiales en ambos medios marismeños con el fin de caracterizar sus condiciones actuales.

Pascual y Rodríguez-Lázaro (1996; 2006) y Pascual et al. (1998; 1999; 2000a; 2000b; 2001; 2002) estudiaron el contenido microfósil y sedimentológico de diez sondeos (máxima longitud perforada 7.26 m y no se alcanzó el sustrato) a lo largo de la ría de Gernika.

Leorri y Cearreta (2004) analizaron las asociaciones de foraminíferos contenidas en las sucesiones sedimentarias de nueve sondeos perforados en el eje principal de la ría de Bilbao y utilizaron estas asociaciones para interpretar la historia ambiental de su relleno estuarino en base a la estratigrafía de secuencias.

En las zonas intermareales de Guipúzcoa se han realizado diversas investigaciones. En el depósito litoral de Herriko-Barra en Zarautz, se llevó a cabo un estudio multidisciplinar (Altuna et al., 1993) donde observaron dos episodios transgresivos: una primera fase anterior a los 5800 años B.P representada por una playa arenosa y, posteriormente, tras

una fase regresiva con acumulación de material fluvial y dunar, detectaron una nueva fase transgresiva posterior a los 4900 años B.P formando un nuevo depósito de playa.

Posteriormente, Cearreta (1994) obtuvo datos de dos pulsaciones marinas transgresivas: una alrededor de 8000 años B.P. y una segunda sobre 2500 años B.P. con base en el análisis micropaleontológico (foraminíferos) de dos sondeos localizados en la bahía de Txingudi en el estuario del Bidasoa.

Por otra parte Irabien et al. (2012) llevaron a cabo un estudio multidisciplinario en sedimentos y restos arqueológicos del antiguo distrito minero romano de Oiasso (Irún) en el estuario del Bidasoa que muestra la evolución ambiental inferida con los foraminíferos durante el Holoceno medio/tardío en este estuario, que coincide con otras secuencias sedimentarias costeras del Cantábrico (Cearreta et al., 2007).

Todos estos estudios, en términos generales, concuerdan tanto en los subambientes como en sus correspondientes asociaciones de foraminíferos (Cearreta y Murray, 1996) mismos que se describirán en el capítulo 5.

2.6 Análisis Polínico

El análisis polínico, también llamado estratigrafía polínica, es uno de los métodos más empleados en la reconstrucción de ambientes cuaternarios (Lowe y Walker, 1997). El método fue desarrollado por Von Post en 1916, siendo utilizado inicialmente para estudios cuaternarios en depósitos lacustres y pantanosos, con el objetivo de reconstruir los cambios en la vegetación durante el Cuaternario tardío (Faegri e Iversen, 1989). En la actualidad es aplicado además a otros sedimentos terrestres y marinos, consolidados y no consolidados, de los distintos períodos geológicos.

La identificación de los granos de polen al nivel taxonómico más bajo (género y especie, normalmente) es decisiva en la estratigrafía polínica. El tamaño de los granos de polen, que oscilan entre 10 y 100 μm en su mayoría (Faegri e Iversen, 1989), así como sus características morfológicas (estructura de la pared, ornamentación y aberturas) son estudiados por la Palinología, con el uso de microscopios óptico y electrónico de transmisión y barrido. La Palinología es el estudio de los granos de polen y esporas (Moore et al., 1991).

Los principios en los cuales se basa el análisis polínico, y por los cuales es muy utilizado en la reconstrucción paleoambiental, son: (1) los granos de polen y esporas son extremadamente resistentes y pueden ser encontrados en medios donde otros grupos fósiles son destruidos; (2) las características morfológicas del polen y las esporas permanecen constantes dentro de cada especie, y así cada especie diferente produce una única y particular forma; (3) cada planta productora está restringida en su distribución por condiciones ambientales como la humedad, temperatura y tipo de suelo, y por ello cada especie se desarrolla en las áreas que mejor satisfacen sus necesidades; (4) La mayoría de los granos de polen con polinización aérea tienden a caer en un radio de aproximadamente 50 a 100 km de su lugar de origen (Von Post, 1916).

Los sitios más favorables para desarrollar estudios de estratigrafía polínica son aquéllos que presentan alta humedad, acumulación de sedimentos y déficit de oxígeno, como fondos de lagos, turberas, marismas y sedimentos marinos, entre otros (Lowe y Walker, 1997). No obstante, en regiones desérticas también es posible efectuar este tipo de estudios en medios especiales, como es el caso de los depósitos de roedores (“packrat middens”). En los nidos de ratones se pueden preservar tanto granos de polen y esporas, como restos de invertebrados y macrorrestos de plantas del Cuaternario (Wells, 1972; Thompson, 1985; Betancourt et al., 1990; Brian et al., 2012).

2.6.1 Polen y Esporas

Los granos de polen son producidos en las anteras de las flores de las plantas angiospermas y en los sacos polínicos de las gimnospermas; se trata de las células reproductivas masculinas de estos organismos, y su función es la de fecundar y transferir la información genética a la célula reproductiva femenina para la producción de semillas. En el caso de los helechos y otras plantas inferiores con reproducción asexual, las esporas constituyen la célula reproductiva que da lugar a una nueva generación (Williams et al., 1994).

Para maximizar las oportunidades de polinización o de poblar nuevos hábitats en el caso de las esporas, los granos de polen y esporas son frecuentemente dispersados en grandes cantidades, permitiendo así la acumulación en superficies de suelos o cuerpos de agua de los granos que no tuvieron éxito (la mayoría). Los medios de transporte de los granos de polen y esporas incluyen animales (principalmente aves e insectos), viento y

agua; para adaptarse a cada uno de esos medios, los granos de polen y esporas incorporan diferentes rasgos morfológicos a su pared celular. Por ejemplo, el polen de algunas plantas gimnospermas posee sacos o bolsas aéreas que le permiten aumentar su superficie y así disminuir su densidad, lo que facilita su dispersión por viento y le permite recorrer grandes distancias; el polen de algunas plantas angiospermas que es transportado por insectos u otros animales posee espinas y otras esculturas en la pared, que le permiten adherirse al cuerpo del animal para ser trasladado directamente a otra flor (Moore et al., 1991). Estas características morfológicas son exclusivas para cada grupo taxonómico y, aunque diferentes taxones pueden presentar el mismo tipo de ornamentación, ésta varía en tamaño o forma y puede estar acompañada por otra característica distintiva, permitiendo así su identificación.

2.6.1.1 Morfología Polínica

Los granos de polen se componen de una célula ubicada en la parte central, rodeada por una cubierta de celulosa llamada intina, que a su vez se encuentra rodeada por una cubierta externa llamada exina. De las tres, solo la exina es conservada en forma fósil, debido a que está compuesta de una sustancia altamente resistente a la degradación: la esporopolenina, cuya estructura química es un polímero de carotenos y ésteres de carotenos.

La exina contiene los rasgos morfológicos que, junto con el tamaño y la forma (prolada, oblada o esferoidal en función de la relación entre los ejes polar y ecuatorial) del grano, establecen las bases para su identificación. Su estructura está constituida por una membrana basal y una serie de columnas (llamadas columelas, Iversen y Troels-Smith, 1950; Punt et al., 2007) que sostienen una estructura que puede ser continua o perforada denominada téctum. La membrana basal constituye la endexina, las columelas y el téctum, junto con su escultura, constituyen la ectexina. El téctum puede presentar discontinuidades en cuyo caso se le denomina al grano de polen semitectado, mientras que si no existe el grano es intectado.

Los granos de polen presentan aberturas que le permiten a la célula efectuar la germinación y que ayudan también a soportar cambios en la turgencia. A los granos que no las presentan se les conoce como inaperturados. Las aberturas pueden ser circulares o elípticas (poros), o alargadas (colpos). Los granos que presentan poros se conocen

como porados, a los que presentan colpos se les denomina colpados, y si presentan ambos componentes fusionados se les nombra colporados. La cantidad y posición de las aberturas define la terminología que facilita su identificación.

La ornamentación que presentan los granos de polen, también llamada escultura, se localiza por encima del téctum, y es muy útil también para su identificación. Se trata de una gran variedad de formas que incluyen: crestas paralelas o entrecruzadas, verrugas, gemas, báculos, clavav y espinas, entre otras (Del Baño–Breis, 1990).

2.6.2 Trabajos previos sobre estudios de polen en la región Cantábrica, Pirineos y sur de Europa.

La historia de la vegetación cuaternaria del sur europeo, en base a la información palinológica disponible, estaría conformada por los siguientes fenómenos generales (Carrión et al., 2000):

Regresión y/o extinción progresiva de taxones característicos de bosques tropicales y subtropicales del Plioceno (*Taxodium*, *Sequoia*, *Sequoiadendron*, *Diospyros*, *Liquidambar*, *Sciadopitys*, *Myrica*, *Eucommia*, *Nyssa*, *Parrotia*, *Tsuga*, *Symplocos*, *Carya*, *Pterocarya*, *Platycarya*, *Engelhardtia*, etc.) (van der Hammen et al., 1971; Traverse 1982).

Contracción episódica de las áreas de distribución de los bosques mediterráneos (*Quercus*, *Pinus*, *Cedrus*, *Juniperus*, *Olea*, *Fraxinus*, *Pistacia*, *Alnus*, Cistaceae, etc.). Estos elementos se refugiarían eventualmente en los valles intramontanos y zonas litorales del sur del continente durante los periodos más fríos.

Expansión de la vegetación xero-heliofítica, en tendencia global desde el comienzo del Cuaternario hasta el último máximo glacial, hace unos 18000 años (*Artemisia* , *Ephedra* , Poaceae, Chenopodiaceae, Asteraceae Cichorioideae).

Dinámica glacial-interglacial caracterizada por oscilaciones en el grado de cobertura arbórea y/o arbustiva y en la abundancia de especies termófilas. En algunas regiones, desarrollo alternante de bosques de angiospermas y coníferas.

En el seno de los interglaciales, es frecuente el registro de procesos de sucesión polínica como reflejo aparente de una migración diferencial. Debido a la interferencia de la señal antrópica, el Holoceno supone una etapa bastante particular en la que no siempre se observan las tendencias de los interglaciales, en especial en el Holoceno medio/tardío.

En el máximo de las fases glaciales, a menudo se observa una alternancia estadal-interestadal caracterizada por variaciones en el grado de cobertura arbórea o por procesos similares a los que caracterizan a los interglaciales, aunque con una intensidad y duración sensiblemente menores.

De manera general, estos fenómenos se observan en la Península Ibérica, aunque de manera discontinua, al no tener muchos registros polínicos continentales que muestren una amplia escala temporal en comparación con otras secuencia mediterráneas como las de Lac du Bouchet (Reille y de Beaulieu, 1990) y Praclaux (Reille y de Beaulieu, 1995) en Francia, Valle di Castiglione (Follieri et al., 1988; Magri, 1989) y Lagaccione (Follieri et al., 1998; Magri, 1999) en Italia o Tenaghi Philippon (Wijmstra, 1969) y Loannina (Tzedakis, 1994; Tzedakis et al., 1997) en Grecia. Debido a esto, la mayor parte de los datos palinológicos del Cuaternario español se enmarcan dentro del final del Pleistoceno Superior y Holoceno.

En España, probablemente la secuencia polínica más amplia es la de la turbera de Padul, Granada (Florschütz et al., 1971; Pons y Reille, 1988), la cual abarca la mayor parte del último complejo interglacial, la glaciación würmiense y la primera mitad del Holoceno. La secuencia de la Cueva de Carrihuela, también en Granada (Carrión, 1992; Carrión et al., 1998) incluye este mismo lapso de tiempo.

Es importante mencionar las condiciones previas que fueron determinantes para la historia de la vegetación del Cuaternario tardío, tanto en la Península Ibérica como en el resto de Europa las cuales de forma sintética son:

La “crisis de salinidad” mesiniense, hace unos 6.5 millones de años (Bertolani-Marchetti, 1985; Weijermars, 1988), durante la cual se extendió por vez primera la vegetación esteparia en el interior peninsular, como consecuencia de la apertura de vías migratorias desde territorios desérticos y subdesérticos norteafricanos, ligada al desecamiento del Mediterráneo.

La “mediterrización” climática pliocena, que comienza hace unos 3.2 millones de años, provoca en la región una reducción de las precipitaciones e importantes cambios en la distribución de los bosques terciarios, con reducción de las formaciones forestales densas de especies subtropicales y expansión de los bosques mediterráneos (Suc y Cravatte, 1982; Suc, 1984; Fauquette et al., 1998).

A pesar de ser numerosos los registros de secuencias paleopalinológicas tardiglaciares y holocenas en comparación con los de fases precedentes, el registro es todavía muy incompleto. Hasta el momento se tienen dos modelos paleofitogeográficos en base a las regiones biogeográficas en España: uno para la región Mediterránea, y otro para la región Eurosiberiana, siendo en esta última donde se enmarca el presente estudio.

La dinámica vegetal de la región biogeográfica Eurosiberiana española concuerda en grandes rasgos con la de los países de la Europa atlántica. Durante el Würm, particularmente en el último máximo glacial (UMG), esta región y el resto de la península Ibérica se encontraban cubiertas por vegetación mayoritariamente esteparia. Posteriormente, la transición hacia un clima más cálido (Tardiglaciario) permitió un incremento global de la vegetación arbórea. El interstadial Tardiglaciario corresponde a un mosaico de estepas crio-xerofíticas, bosques de coníferas y bosques mixtos de robles y pinos, siendo estos últimos los más frecuentes en áreas con influencia oceánica (Ramil-Rego et al., 1998 a, b) y presentándose encinas (*Quercus ilex*) solo de manera puntual. El Dryas Reciente (última pulsación fría del Tardiglaciario) se hace evidente por una nueva expansión de vegetación herbácea, *Poaceae* mayormente en regiones oceánicas y *Artemisia* más hacia el interior (Ramil-Rego y Aira-Rodríguez, 1993; Ramil-Rego et al., 1996). El Holoceno comienza con una expansión arbórea primero de *Betula* y *Pinus* (11400 a 10700 años cal BP), después *Quercus* caducifolios (10700-9500 años cal BP) seguido de la primera expansión importante del avellano (*Corylus avellana*) entre el 9500-8900 años cal BP aunque este fenómeno solo se registra en territorios con fuerte influencia oceánica (Ramil-Rego et al., 1998 a). Entre 9500 y 6800 años cal BP el bosque caducifolio parece haber alcanzado su máxima expansión desplazando progresivamente al pino y bosques mixtos de coníferas y angiospermas hacia mayores altitudes.

En las laderas meridionales de la Cordillera Cantábrica, los pinares y los bosques mixtos se mantienen, conformados principalmente por *Quercus* y *Pinus*, y con enclaves de *Betula*. En la depresión continental del valle del Ebro y en el Sistema Ibérico a lo largo del

Holoceno, los tipos esclerófilos de *Quercus* pueden desplazar a los caducifolios (Peñalba, 1989). En la vertiente norte de la cordillera cantábrica *Quercus ilex*, que actualmente está presente localmente en la franja costera, alcanza su máximo en las montañas de la divisoria de aguas cántabro-mediterránea. La dinámica de la Cordillera Cantábrica está bien representada en la secuencia del lago de Ajo, en la provincia española de Asturias (Watts, 1986; Allen et al., 1996). Aquí, el interestadio Tardiglaciario se define por la presencia de *Pinus* y *Betula* como en la laguna de las Sanguijuelas (Menéndez-Amor y Florschütz, 1961). El mismo tipo de vegetación se registra en la laguna de las Lamas (Ruiz Zapata, 1994), en los Pirineos (Jalut, 1988; Montserrat, 1992; Reille y Lowe, 1993), y Quintanar de la Sierra, en el extremo noroccidental del Sistema Ibérico (Peñalba, 1994) siendo esta última una de las secuencias tardiglaciares más detalladas de la Península Ibérica, donde se dispone de un total de 17 dataciones de radiocarbono (Peñalba et al., 1997). El interestadio Tardiglaciario en Quintanar de la Sierra comienza alrededor de 16000 años cal BP con la aparición inicial de *Juniperus* e *Hippophae* típica del oeste europeo; y seguida por una sucesión *Juniperus-Betula-Pinus*. El Dryas Reciente cubre una sección estratigráfica de 120 cm de potencia y se refleja, como es característico, con un incremento del polen de plantas herbáceas. Peñalba et al. (1997) aplicaron una función de transferencia de datos polínicos a climáticos a dicha secuencia obteniendo curvas paleoclimáticas semejantes a las obtenidas para Francia (de Beaulieu et al., 1994).

La sucesión de la vegetación durante el Holoceno en áreas entre los 500 y 1000 metros por encima del nivel del mar en la región Cantábrica y en la vertiente sur de los Pirineos occidentales es conocida por el análisis de polen en las turberas de Atxuri y Belate (Navarra), Saldropo (Vizcaya) y Los Tornos (Cantabria) (Peñalba, 1989, 1992, 1994). Datos polínicos de la cueva de Urtiaga (Guipúzcoa, 160 metros sobre el nivel del mar) completan la información en zonas de bajas altitudes (Sánchez-Goñi, 1992, 1994 e Iriarte-Chiapusso, 2009). En cuanto a la vertiente norte de los Pirineos occidentales, estudios de los depósitos de Le Moura, Estarrès, Castet, Bidasoa, Bious, Buzy, Bizcaye, Barbazan, Saint-Pé d'Ardet y Zarautz (Oldfield, 1964; Jalut et al., 1988; Andrieu, 1991; Reille y Andrieu, 1991; Sanchez-Goñi, 1996; Iriarte-Chiapusso y Arrizabalaga-Valbuena, 2003) muestran la reconstrucción de la historia de la vegetación entre los 40 y 1550 metros sobre el nivel del mar.

En términos generales todos estos depósitos registran un patrón similar en la sucesión de la vegetación durante el Holoceno, y es claro que un lapso de tiempo parece haber

ocurrido en su propagación tanto en la Cordillera Cantábrica como en el Sistema Ibérico y Pirineos occidentales. La Península Ibérica parece haber sido más bien un refugio del componente esclerófilo que de un bosque caducifolio.

Capítulo 3: Materiales y Métodos

El presente trabajo se basa en el muestreo y análisis de dos núcleos de sedimento de 12.50 y 14 m de longitud (P9 y Lezo respectivamente), tomados en la bahía de Pasajes.

3.1 Trabajo de campo

El trabajo de campo realizado consistió en delimitar un área en la parte baja del estuario lo más cercana al cauce del río Oiartzun, lo menos urbanizada posible, y que pudiera reflejar en el registro sedimentario los cambios del nivel del mar y la impronta de la vegetación, ya que actualmente la zona se encuentra casi en su totalidad modificada por el desarrollo urbano e industrial. Con esta base, se extrajo un núcleo de sedimento en una zona recientemente re-descubierta en la ribera derecha del río Oiartzun en el municipio de Lezo, mientras que el segundo núcleo (P9) fue donado para su análisis por la empresa Terra Nova (Bilbao). Su localización en el estuario se indica en la Figura 7.



Figura 7. Localización de los núcleos de sedimentos en el municipio de Pasajes. Los núcleos quedan ubicados en las coordenadas UTM: X=588.915.48 Y=4.796.965.13 a +3.0 m sobre el nivel del mar (snm) para Lezo, y X=587.839 Y=4.796.700 a +4.07 m snm para P9.

3.1.1 Extracción de los núcleos de sedimento

En el área recientemente re-descubierta en la parte baja del estuario del río Oiartzun, en las coordenadas UTM X=588.915.48 Y=4.796.965.13, Z=3.0 se extrajo un núcleo de sedimentos de 14 m de longitud y un diámetro de 10 cm, alcanzando sustrato rocoso a los 13.61 m de profundidad. El trabajo fue llevado a cabo por la empresa Aroa Geotecnia SLL utilizando una sonda perforadora de roto-percusión RL-46 el día 15 de marzo del 2011 (Figura 8). El testigo obtenido se denominó “Lezo”.



Figura 8. Extracción del núcleo de sedimentos “Lezo” en el municipio de Lezo.

El segundo núcleo fue donado por la empresa Terrano Nova, y perforado originalmente para el Departamento de Vivienda y Asuntos Sociales del Gobierno Vasco, dentro de un estudio geotécnico previo para la construcción de viviendas en Marzo de 2007, y denominado “P9”. Este núcleo ubicado en las coordenadas UTM X=587.839, Y=4.796.700, Z=4.07 tiene una longitud de 12.50 m y 10 cm de diámetro, y alcanzó sustrato rocoso a los 12 m de profundidad. Ambos núcleos fueron extraídos en secciones de 60 cm y colocados dentro de cajas plásticas con divisiones especiales para evitar contaminación entre cada una de sus partes, se etiquetaron las profundidades para su control y fueron trasladados al laboratorio, donde se conservaron a temperatura ambiente.

Las profundidades y alturas topográficas utilizadas en este trabajo han sido referidas en metros sobre el nivel del mar local (snm) cuyo cero corresponde a la bajamar equinoccial medida en el Puerto de Bilbao el 27 de septiembre de 1878.

3.2 Trabajo de laboratorio

El trabajo de laboratorio consistió en la preparación y el análisis de microfósiles (foraminíferos y polen) presentes en los núcleos (Lezo y P9), el análisis de los sedimentos a partir de las muestras de foraminíferos y la geoquímica de elementos pesados, así como en la determinación de la edad de los sedimentos.

Los núcleos de sedimento fueron sub-muestreados obteniendo materiales regularmente cada 20 cm y en las proximidades de las zonas donde se apreciaban cambios litológicos. A cada intervalo de 20 cm se obtuvieron unos 300 gramos de sedimentos en promedio. Se tomaron simultáneamente todas las muestras para los distintos análisis a realizar (foraminíferos, polen, ^{14}C , geoquímica) y se numeraron correlativamente, de tal manera que la comparación entre estos indicadores fuera lo más acertada posible. En el sondeo Lezo se tomaron las muestras a partir de los 3.21m hasta los 13.61m y en P9 de los 3.10m hasta los 11.90 m de profundidad. Se descartaron los 39 cm de la base de Lezo y los 60 cm de P9 por haber alcanzado ya el sustrato rocoso, y los 3.21 m superiores de Lezo y 3.10 m en P9, al ser éstos de relleno antrópico. Todas las muestras fueron colocadas en bolsas plásticas y rotuladas para su control.

3.2.1 Análisis Sedimentológico

El análisis sedimentológico se llevó a cabo en las mismas 59 muestras utilizadas para el análisis de foraminíferos. De este modo, durante la preparación para los foraminíferos, el sedimento se separó a su vez en tres fracciones distintas: grava, arena y limo/arcilla, de las cuales la arena y la grava se conservaron y secaron para poder pesarlas, mientras que el limo fue perdido durante el levigado y se calculó por diferencia de peso con respecto al total de la muestra procesada.

Se obtuvieron 29 muestras de grava y arena del núcleo de sedimentos Lezo (Anexo 1, Tablas A1.1 y A1.2) y 30 muestras para el núcleo P9 (Anexo 1, Tablas A1.3 y A1.4).

3.2.2 Análisis Geoquímico

Para el análisis geoquímico se tomó 1 cm³ de sedimento aproximadamente en cada uno de los intervalos seccionados por sondeo. En total se trataron 59 muestras, 29 del núcleo de sedimentos Lezo y 30 del núcleo P9.

Una vez tomadas las muestras, los sedimentos fueron procesados por la Dra. María Jesús Irabien en el Laboratorio de Geoquímica de la Universidad del País Vasco (UPV/EHU). Se tamizaron a través de un tamiz de 1 mm de malla, fueron secados en un horno a 45°C y se homogeneizaron mecánicamente en un molino de ágata para evitar contaminación de metales. Las muestras procesadas fueron enviadas a Activation Laboratories Ltd en Ontario, Canadá para su análisis geoquímico. La determinación de elementos fue llevada a cabo usando espectroscopía de emisión óptica de plasma acoplado inductivamente (Inductively Coupled Plasma-Optic Emission Spectrometry, ICP-OES) después de una digestión con agua regia.

3.2.3 Datación de los sedimentos por radiocarbono

Se extrajo materia orgánica vegetal, restos de conchas o cualquier otro material que pudiese ser datado en un total de 27 muestras de ambos núcleos (Anexo 2): 25 fueron restos de conchas, 1 muestra de madera a los 5.40 m y 1 muestra de sedimento orgánico a los 8.81 m, estas dos últimas pertenecientes al sondeo Lezo. La extracción de muestra se llevó a cabo en el Laboratorio de Paleontología y Estratigrafía de la Universidad del País Vasco (UPV/EHU). Las muestras fueron selladas en bolsas plásticas, rotuladas para su control y enviadas para su análisis al laboratorio Beta - Analytic Inc de Florida, Estados Unidos.

Las muestras, al no ser suficientemente grandes precisaron de un cálculo atómico directo usando espectrómetro de masas con acelerador de partículas (AMS, Accelerator Mass Spectrometer). Las dataciones utilizadas en el texto y las figuras representan la intersección de la edad convencional de radiocarbono obtenida con la curva calibrada y han sido ajustadas a edades calibradas BP ("Before Present", antes del presente) en base a Stuiver et al. (1998). Adicionalmente, las dataciones efectuadas sobre material conchífero también fueron corregidas para el efecto reservorio del agua marina que ha

sido estimado en unos 400 años para el Golfo de Vizcaya (Stuiver y Braziunas, 1993; Cearreta y Murray, 2000; Clavé et al., 2001).

3.2.4 Análisis de Foraminíferos

El tratamiento físico para las muestras de foraminíferos se llevó a cabo en el Laboratorio de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad del País Vasco (UPV/EHU) y se describe a continuación. El análisis de las muestras de foraminíferos al microscopio se realizó en las mismas instalaciones.

3.2.4.1 Preparación y muestreo de los foraminíferos

La preparación consistió inicialmente en la toma de 300 g de peso de sedimentos aproximadamente a intervalos regulares de 20 cm de profundidad. En el núcleo de sedimentos Lezo se realizó entre los 3.21 m y 13.61 m de profundidad, y en el núcleo P9 entre los 3.10 m y 11.90 m de profundidad. Todas las muestras fueron colocadas en bolsas plásticas y etiquetadas para su control.

3.2.4.2 Tratamiento y extracción de foraminíferos

Las submuestras obtenidas de los sondeos se secaron inicialmente en una estufa a 60° C y se pesaron para obtener su peso seco. Posteriormente se levigaron usando tamices de 2 mm (con el fin de eliminar los fragmentos más gruesos) y de 63 micras de luz de malla (para conservar la fracción de arenas), lavando el sedimento con agua. Esas fracciones fueron secadas y pesadas de nuevo para determinar la proporción de arena, siguiendo las recomendaciones de Sen Gupta y Machain-Castillo (1993). La fracción arenosa conserva la totalidad de los foraminíferos, incluidos aquéllos pertenecientes a las especies de menor tamaño y los individuos juveniles de todas las especies. Después de preparar cada muestra, los tamices se sumergieron en una solución de azul de metileno con el fin de poder identificar mediante tinción cualquier posible resto sedimentario (incluyendo foraminíferos) de muestras precedentes que pudiera haber quedado retenido en la malla.

La fracción arenosa obtenida se pesó y sometió al método de flotación con tricloroetileno descrito por Murray (1979) para concentrar los foraminíferos y facilitar su recolección.

Finalmente, se obtuvo un total de 59 muestras, de las cuales 29 corresponden al núcleo de sedimentos Lezo y 30 muestras al núcleo P9.

3.2.4.3 Conteo y determinación de foraminíferos

Para el conteo y determinación de los foraminíferos se utilizó un microscopio estereoscópico binocular de luz reflejada Nikon SMZ645. La determinación morfológica de los caparazones de foraminíferos fósiles se llevó a cabo utilizando la clasificación actual de Loeblich y Tappan (1998). De cada muestra se extrajeron algo más de 300 foraminíferos bentónicos o, en caso de que no los hubiera, la totalidad de los caparazones de foraminíferos que se encontraron en la muestra. Estos foraminíferos se colocaron en celdillas donde fueron separados, clasificados por especies y cuantificados. Las especies encontradas fueron divididas en autóctonas (aquellas que viven y se reproducen en el estuario) y alóctonas (aquellas transportadas desde la plataforma continental). Esta clasificación está basada en los estudios previos de asociaciones vivas de estuarios de la zona cantábrica realizados por Cearreta (1988).

3.2.4.4 Elaboración de diagramas de foraminíferos

El diagrama de asociaciones de foraminíferos (AF) representa la distribución y abundancia relativa de las especies más representativas. En el eje vertical se representan las dataciones, litología y profundidad de las muestras analizadas, mientras que el eje horizontal, se presenta de manera gráfica el número de especies, el porcentaje de foraminíferos alóctonos y la abundancia relativa de las principales especies presentes en la muestra con respecto al total de caparazones de foraminíferos por nivel (contenido en foraminíferos de cada muestra).

Los conteos de foraminíferos se capturaron en el programa Apple iWork numbers 2009 y exportaron al programa PAST (Paleontological Statistics) para el análisis de abundancias relativas y AFs. Finalmente, los diagramas obtenidos de PAST fueron editados con Adobe Photoshop CS6.

3.2.5 Análisis Polínico

El submuestreo para el análisis polínico se llevó a cabo en el Laboratorio de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad del País Vasco (UPV/EHU). El tratamiento químico de las muestras correspondientes al núcleo de sedimentos Lezo se llevó a cabo en el Laboratorio de Química de la Estación Regional del Noroeste (ERNO) de la UNAM, Hermosillo, Sonora. Las muestras del núcleo de sedimentos P9 fueron enviadas para su análisis al Laboratorio de Palinología y Micropaleontología del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE), Ensenada, Baja California. El análisis polínico de las muestras al microscopio se llevó a cabo en las instalaciones del Laboratorio de Recursos Naturales Terrestres, del Departamento de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la Universidad de Sonora (DICTUS).

3.2.5.1 Muestreo y extracción de polen fósil

El submuestreo para el análisis polínico se efectuó tomando aproximadamente 2 cm³ de volumen de sedimento, en el núcleo de sedimentos Lezo a intervalos de 20 cm entre los 3.21 m y 13.61 m de profundidad y en el núcleo P9 de igual manera a intervalos de 20 cm entre los 3.10 m y 11.90 m de profundidad. Las muestras fueron guardadas en bolsas plásticas y rotuladas para su control. El tratamiento químico aplicado a las muestras del sondeo Lezo para la extracción del polen fue un procedimiento clásico en Palinología utilizando ácidos fuertes y líquidos pesados (Erdtman, 1969; Faegri e Iversen, 1989). Consistió inicialmente en el tamizado de la muestra a luz de malla de 250 μ m para eliminar fragmentos de mayor tamaño (arenas, gravas, restos vegetales). El material filtrado fue centrifugado para concentrarlo y se añadieron 10 ml de ácido clorhídrico (HCl) al 35 % para eliminar compuestos carbonatados. Se añadió politungstato de sodio con una densidad de 2.0 y se mezcló con un agitador vórtex, centrifugándose a 4000 rpm durante 20 minutos. La densidad de 2.0 es más alta que la de los granos de polen y permite separarlos por flotación. Una vez realizada la separación por líquidos pesados, las muestras con suficiente materia orgánica (Lezo 5.61m, 8.81m, 12.81m, 10.01m, 11.21m) fueron tratadas por acetólisis (técnica basada en un ataque con ácido sulfúrico y anhídrido acético que destruye biopolímeros como la celulosa y permite así aislar el material polínico compuesto de esporopolenina que es resistente). Posteriormente, el residuo separado por flotación y por acetólisis de cada muestra se trató con ácido fluorhídrico en frío (HF) dejándolo reposar durante 24 horas, con el fin de eliminar la sílice restante.

Finalmente, la muestra fue centrifugada y el remanente colocado en un micro tubo de 1.5 ml con glicerina. El residuo final fue montado en láminas portaobjetos con cubreobjetos de 24 x 40 mm para su observación al microscopio óptico.

El tratamiento químico de las muestras del sondeo P9 se realizó con hexametáfosfato de sodio, según la técnica de Riding y Kyffin-Hughes (2010). Esta técnica consistió en disolver la muestra con detergente fuerte (1%) preparado con agua destilada hirviendo mezclando fuertemente y dejando reposar por una noche. Posteriormente se calentó la muestra a un calor moderado (40 °C) añadiendo 3-6 gr. de hexametáfosfato de sodio ($(\text{NaPO}_3)_6$) proporcional al peso de la muestra (40 gr. de $(\text{NaPO}_3)_6$ por 100 gr de muestra) y agitando de 15-20 minutos. Después se tamizó la muestra con una malla de 140 μm , y del material obtenido menor de 140 μm se volvió a tamizar con una malla de 15 μm para eliminar arcillas. Se colocó el residuo en un tubo nalgene y se añadió la cantidad proporcional de politungstato de sodio (densidad 2.0) en relación a la muestra de sedimento que se este analizando y se mezclo con un vortex, se centrifugo a 4000 r.p.m. por 20 minutos. Finalmente los residuos concentrados fueron almacenados en viales de glicerina para su posterior análisis al microscopio óptico como las muestras de Lezo.

3.2.5.2 Conteo y determinación de polen y esporas

Para el conteo y determinación de polen de las 59 muestras fósiles, se utilizó un microscopio óptico Leica Gallen III, con una amplificación de 400x. El conteo se inició partiendo de la esquina inferior derecha y se hizo un barrido de la lámina hacia la izquierda y luego hacia arriba siguiendo líneas paralelas, realizándose el mismo procedimiento para todas las láminas. La determinación morfológica de los granos de polen y esporas se llevó a cabo utilizando diferentes atlas polínicos (Markgraf y D'Antoni, 1978; Moore et al., 1991; Reille, 1992, 1995, 1998; Saa Otero et al., 1996), y la colección local de láminas de referencia de polen actual del Laboratorio de Recursos Naturales Terrestres, del Departamento de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la Universidad de Sonora (DICTUS).

Se estableció un mínimo de 300 granos de polen para el conteo de los niveles ricos a lo largo de toda la secuencia. Los 300 granos son representativos, ya que estudios previos indican que las variaciones en frecuencias y diversidad polínicas son muy bajas por

encima de dicho total polínico (Martin, 1963). Para el resto de las muestras, se trató de contabilizar más 100 granos para que el conteo fuera representativo. Finalmente, las láminas con pobre contenido (menos de 100 granos) fueron consideradas solo como referencia de la presencia de los taxones polínicos. No existe un patrón particular de localización de las muestras pobres o ricas, sino que éstas se reparten a lo largo de toda la secuencia sedimentaria. Cabe destacar que la preservación de polen es mayor en sedimentos con mayor cantidad de materia orgánica.

3.2.5.3 Elaboración del diagrama polínico

El diagrama polínico agrupa, en orden de izquierda a derecha, los porcentajes de los taxones arbóreos, seguidos por el grupo de arbustos y hierbas, plantas acuáticas, helechos (esporas de pteridofitas) y finalmente los granos de polen que no pudieron ser identificados (indeterminables e indeterminados). Dichos porcentajes fueron calculados con respecto al total polínico (polen y esporas).

En el eje vertical se representan las dataciones, litología y profundidad de las muestras analizadas, mientras que en el eje horizontal, figuran, para cada muestra en profundidad, los porcentajes de cada taxón presente en la muestra con respecto al total de granos de polen y esporas de dicho espectro polínico (contenido polínico de cada muestra). Los conteos polínicos se capturaron en el programa Apple iWork numbers 2009 y se exportaron al programa Tilia (Grimm, 2002) donde se realizó el análisis polínico junto con el complemento CONISS (incorporado en Tilia) para la zonación polínica (subdivisión de una secuencia sedimentaria basada en conjuntos polínicos de comunidades vegetales afines). Finalmente, los diagramas polínicos obtenidos de Tilia fueron editados con Adobe Illustrator CS6.

Capítulo 4: Resultados

El presente estudio está enfocado al análisis de dos sondeos en la Bahía de Pasajes, para determinar los cambios ambientales registrados en los sedimentos depositados en la parte baja del estuario durante el Holoceno. Se presentan a continuación los resultados obtenidos

4.1 Núcleo de sedimentos Lezo

El núcleo de sedimentos Lezo fue extraído en el municipio de Lezo en una área industrial recientemente re-descubierta, en las coordenadas UTM X=588.915.48, Y=4.796.965.13 Z=3.0 m snm. Los análisis incluyen el estudio de su contenido en foraminíferos, polen, su estratigrafía, geoquímica de metales pesados y datación por radiocarbono.

4.1.1 Estratigrafía del núcleo de sedimentos Lezo

La columna estratigráfica del núcleo de sedimentos Lezo (Figura 9) fue dividida en 4 unidades, las cuales fueron establecidas a través de las características litológicas registradas durante el submuestreo del sondeo, y del análisis de los sedimentos durante la preparación de los foraminíferos (Anexo 1, Tablas A1.1 y A1.2).

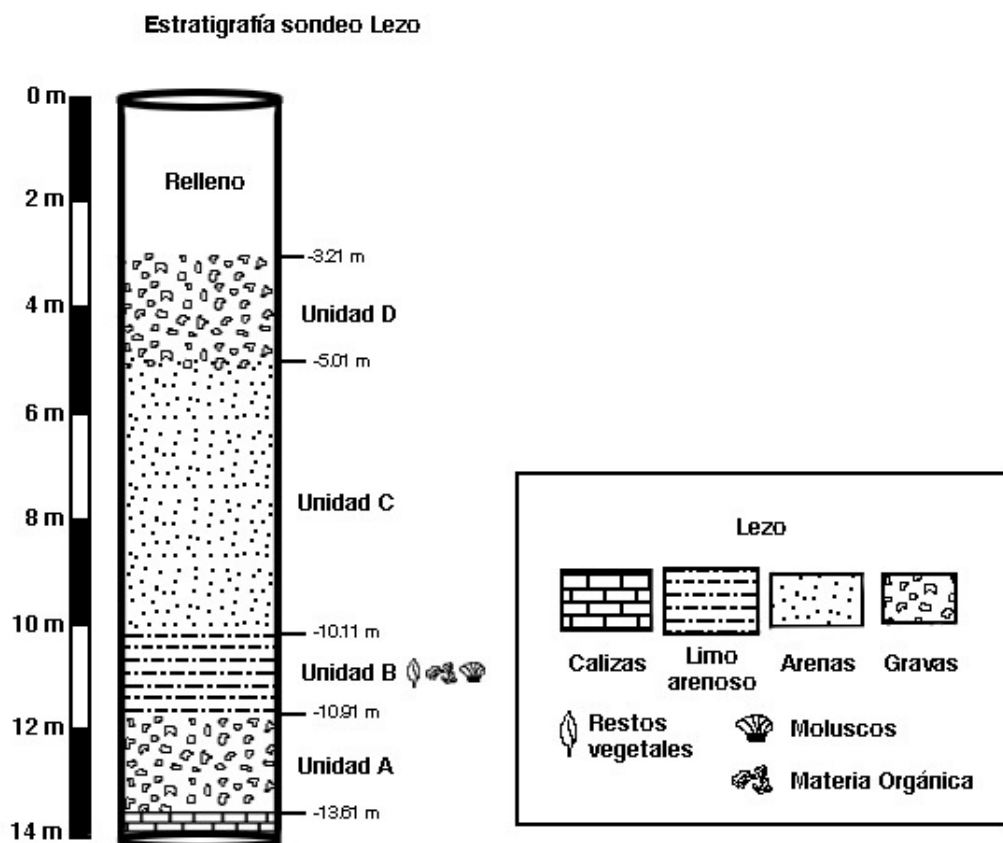


Figura 9. Estratigrafía del núcleo de sedimentos Lezo.

Unidad A (-13.61 a -10.91 m): corresponde a la parte inferior del núcleo Lezo y se encuentra directamente sobre el sustrato calizo. Está compuesta por 2.70 m de gravas marrones arenosas. Los cantos son de un par centímetros de diámetro en la base aumentando de tamaño hacia techo.

Unidad B (-10.91 a -10.11 m): está compuesta por 0.8 m de limos arenosos alternando con niveles más arenosos. Algunos niveles tienen gran cantidad de restos vegetales y abundante materia orgánica fina, mientras que otros presentan mayormente restos de moluscos.

Unidad C (-10.11 a -5.01 m): compuesta por 5.10 m de arenas como componente principal y gravas de color gris de pocos centímetros de diámetro en menor proporción.

Unidad D (-5.01 a -3.20 m): corresponde a la parte superior del núcleo y está compuesta por 1.81 m de gravas de varios cm de diámetro.

Sobre el paquete de gravas de la Unidad D se dispone un nivel de relleno antrópico de 3.21 m de potencia hasta llegar al nivel del suelo y donde termina el sondeo. Un resumen de las características sedimentológicas se puede apreciar en la siguiente Tabla 1:

Tabla 1. Resumen de las características sedimentológicas del núcleo de sedimentos Lezo. El valor individual representa la media y los valores entre paréntesis indican el rango.

Unidad	Características sedimentológicas
D	Intervalo de profundidades: -3.20/-5.01 m. Potencia: 1.81 m. Litología: gravas grises de gran tamaño. 57 (50-68)% de grava. 26 (22-33)% de arena. 17 (10-28)% de fango.
C	Intervalo de profundidades: -10.11/-5.01 m. Potencia: 5.1 m. Litología: arenas y gravas de color gris. 58 (35-86)% de arenas. 22 (5-49)% de grava. 20 (9-36)% de fango
B	Intervalo de profundidades: -10.91/-10.11 m. Potencia: 0.8m. Litología: limos arenosos con restos de vegetales y moluscos. 67 (42-82)% de fango. 23 (16-27)% de arena. 10 (2-34)% de grava.
A	Intervalo de profundidades: -13.61/-10.91 m. Potencia: 2.7 m. Litología: gravas marrones arenosas. 56 (35-81)% de grava. 23 (13-35)% de arena. 21 (6-43)% de fango.

4.1.2 Datación del núcleo

Se dataron un total de 6 muestras por radiocarbono (^{14}C) en el núcleo de sedimentos Lezo como se muestra en la siguiente Tabla 2:

Tabla 2. Edades de radiocarbono para el núcleo de sedimentos Lezo. La tabla de edades se encuentra ordenada conforme a la profundidad de las muestras.

Muestra	Código de laboratorio	Profundidad (metros)	Material	Método	Edad ^{14}C convencional BP	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio (%)	Edad calibrada BP*	2 σ cal BP*
Lezo 5.40	Beta - 310169	5.4	madera	AMS	4330 +/- 30 BP	-27.5	4860	4970-4840
Lezo 8.81	Beta - 310170	8.81	s. orgánico	AMS	6590 +/- 50 BP	-28.1	7480	7570-7420
Lezo 10.21	Beta - 310171	10.21	concha	AMS	7320 +/- 40 BP	-0.4	7780	7910-7650
Lezo 10.41	Beta - 310172	10.41	concha	AMS	7360 +/- 40 BP	-1.3	7820	7930-7680
Lezo 10.61	Beta - 310173	10.61	concha	AMS	7280 +/- 40 BP	-0.5	7730	7860-7620
Lezo 10.81	Beta - 310174	10.81	concha	AMS	7360 +/- 40 BP	-0.4	7820	7930-7680

Las edades en el sondeo Lezo se ordenan por su posición estratigráfica, es decir, de las más antiguas (las de mayor profundidad) hacia las más recientes (las de menor profundidad). El intervalo de edad registrado en este núcleo va desde los 7820 años cal BP en la muestra Lezo 10.81 hasta los 4860 años cal BP en Lezo 5.40. No se obtuvieron edades de las muestras fuera de este intervalo.

4.1.3 Estudio geoquímico

Los datos completos del análisis geoquímico para ambos sondeos se encuentran en el Anexo 3 (Tablas A3.1 y A3.2); la síntesis de los mismos se muestra de manera gráfica en la siguiente Figura 10:

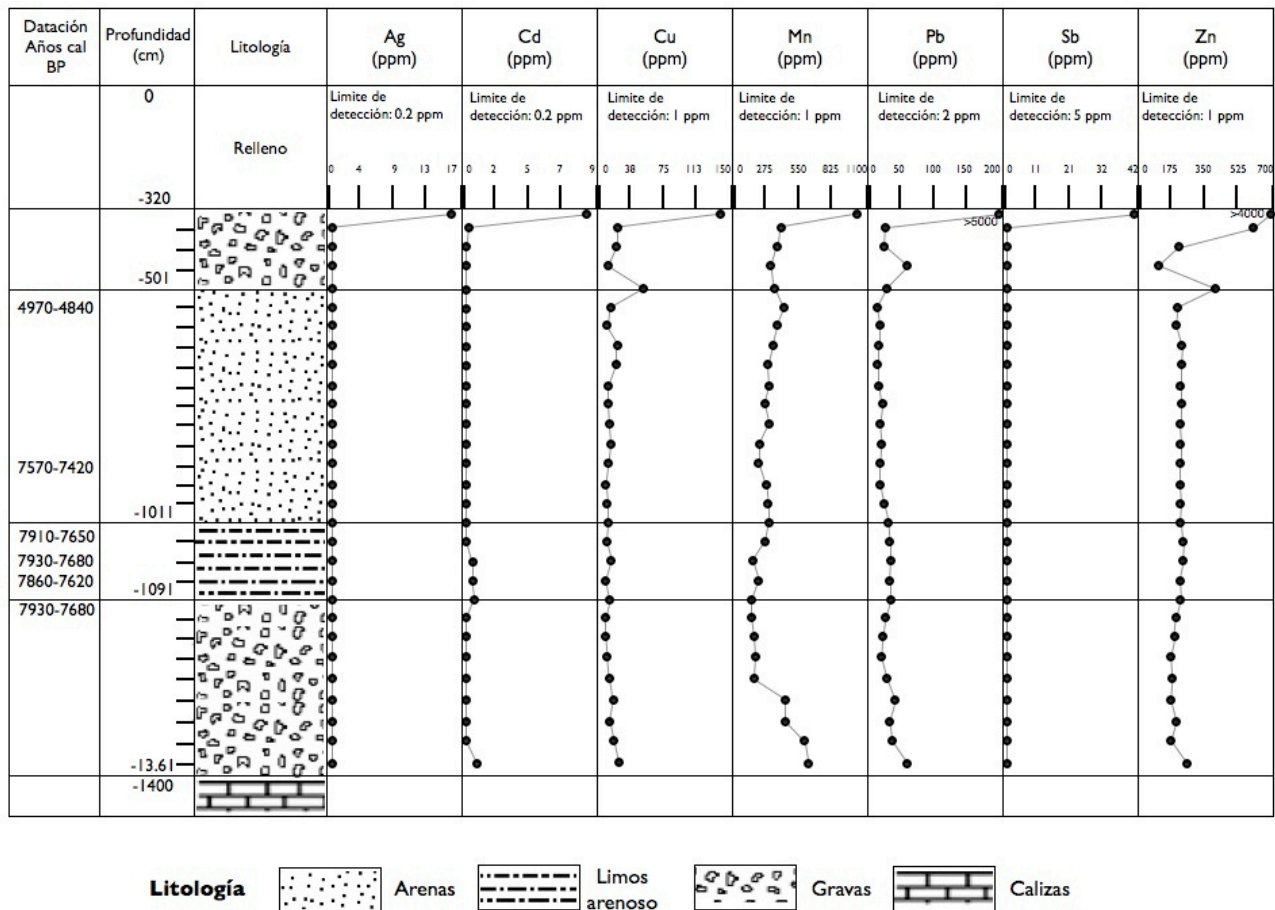


Figura 10. Distribución vertical de Ag, Cd, Cu, Mn, Pb, Sb y Zn en el núcleo de sedimentos Lezo.

Se realizó un análisis multielementos (Ag, Cd, Cu, Mn, Mo, Ni, Pb, Zn, Al, As, B, Ba, Be, Bi, Ca, Co, Cr, Fe, Ga, La, K, Mg, Na, P, Sb, Sc, Sn, Sr, Te, Ti, V, W, Y, Zr y S) de las muestras del núcleo Lezo. La figura 10 sólo incluye aquellos de relevancia ambiental y/o antrópica, que corresponden a los elementos Ag, Cd, Cu, Mn, Pb, Sb y Zn.

En el núcleo de sedimentos Lezo las menores concentraciones aparecen en niveles estratigráficos más bajos, a excepción del Mn, el cual muestra cierto incremento (aunque no el mayor) en estos niveles. El nivel superior muestra los valores más altos de los elementos metálicos. Conforme a la distribución vertical de Ag, Cd, Cu, Mn, Pb, Zn y Sb, dos diferentes secciones se pueden distinguir en el núcleo. Por debajo de los -501 cm de

profundidad las concentraciones de metales son bajas y aparentemente constantes. Por encima de los -501 cm hasta los -321 cm, las concentraciones tienden a incrementarse, en especial en la primera muestra del sondeo a los -321 cm, donde los valores de Ag y Sb muestran el único aumento registrado en todo el núcleo, mientras que Pb y Zn alcanzan valores extremadamente altos (>5000 ppm).

4.1.4 Estudio de foraminíferos

En el núcleo de sedimentos Lezo se han distinguido 4 zonas diferentes denominadas Asociaciones de foraminíferos (AFs), según las características sedimentológicas y el contenido de foraminíferos bentónicos que presentan. Las especies más relevantes en estas AFs, las dataciones y las características litológicas se resumen en la Figura 11:

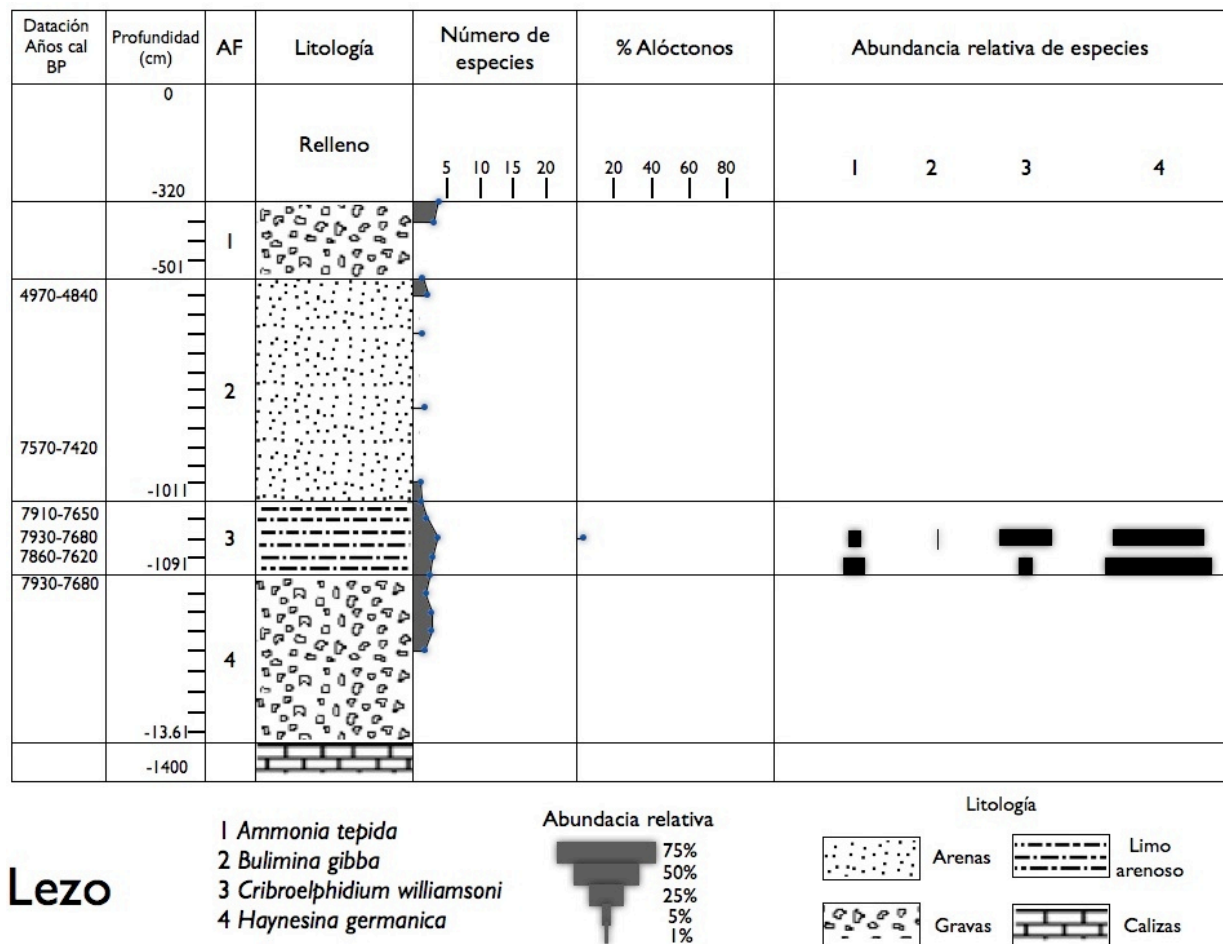


Figura 11. Distribución y abundancia de foraminíferos en el sondeo Lezo, donde se muestra la posición de cada muestra estudiada, así como las diferentes asociaciones diferenciadas, el número de especies, el porcentaje de foraminíferos alóctonos y la abundancia relativa de las especies más relevantes.

AF-4 (-13.61 a -10.91 m): Corresponde a la parte inferior del núcleo. Se analizaron 8 muestras (-11.01, -11.21, -11.61, -12.01, -12.41, -12.81, -13.21 y -13.61 m), de las cuales sólo 4 presentaron foraminíferos aunque menos de 100 caparazones en todos los casos (-11.01, -11.21, -11.61 y -12.01 m). El contenido de foraminíferos es muy escaso (media de 3 caparazones por muestra).

AF-3 (-10.91 a -10.11 m): Se analizaron 4 muestras (-10.21, -10.41, -10.61 y 10.81 m), todas presentaron foraminíferos y sólo la -10.41 y -10.81m llegaron a tener más de 300 caparazones. Dominan las especies *Haynesina germanica* (media 72%), *Ammonia tepida* (media 14%) y *Criboelphidium williamsoni* (media 13%). Como especie rara se encuentra *Bulimina gibba* (media 0.1%). Todos los caparazones presentes son de naturaleza carbonatada hialina. En los tránsitos inferior y superior hacia las otras AFs la cantidad de foraminíferos decrece llegando a ser menor de 100, teniendo esta asociación el mayor número de caparazones por muestra analizado en todo el sondeo. El número de especies es pequeño (media de 2 especies) con un índice de diversidad α de Fisher bajo (0.75) y la cantidad de caparazones alóctonos es extremadamente baja (0.1%).

AF-2 (-10.11 a -5.01 m): Se examinaron 12 muestras (-5.21, -5.61, -6.01, -6.81, -7.21, -7.61, -8.01, -8.41, -8.81, -9.21, -9.61 y -10.01 m), de las cuales solo 5 presentaron foraminíferos aunque menos de 100 caparazones (-5.21, -6.01, -8.01, -9.21 y -10.01 m). El contenido de foraminíferos es muy escaso (media de 1 caparazón por muestra).

AF-1 (-5.01 a -3.20 m): Corresponde a la parte superior del núcleo. Se analizaron 5 muestras (-3.21, -3.61, -4.01, -4.41 y -4.81 m) y de estas sólo 3 presentaron foraminíferos si bien menos de 100 caparazones (-3.21, -3.61 y -4.81 m). El contenido de foraminíferos es muy escaso (media de 14 caparazones por muestra).

Sobre la AF-1 se dispone un nivel de relleno antrópico de 3.21 m de potencia hasta llegar al nivel del suelo donde termina el sondeo, el cual no presenta foraminíferos. Una lista completa de las especies encontradas aparece en el Anexo 2 y su abundancia relativa en todas las muestras estudiadas se presenta en el Anexo 1 (Tablas A1.1 y A1.2). En total se contabilizaron 790 foraminíferos clasificados en 10 especies divididas a su vez en 5 especies autóctonas y 5 especies alóctonas. Un resumen de las características micropaleontológicas se muestra en la Tabla 3:

Tabla 3. Resumen de las características micropaleontológicas del núcleo de sedimentos Lezo. El valor individual representa la media y los valores entre paréntesis indican el rango.

AF	Características micropaleontológicas
1	POCOS CAPARAZONES
2	POCOS CAPARAZONES
3	3 (3-4) especies. $\alpha = 0.75$ (0.5-1). 0.1 (0.1-0.3)% alóctonos. <i>Haynesina germanica</i> 72 (69-76)% <i>Ammonia tepida</i> 14 (11-17)% <i>Criboelphidium williamsoni</i> 13 (7-19)% <i>Bulimina gibba</i> 0.1 (0.1-0.3)% 100% hialinos.
4	POCOS CAPARAZONES

4.1.5 Estudio polínico

Se analizaron un total de 29 muestras, de las cuales 4 presentaron más de 300 granos (-441, -601, -881 y -1041 cm), 7 más de 100 (-321, -361, -561, -761, -1001, -1081 y -1121 cm) y 15 menos de 100 (-401, -481, -521, -681, -721, -801, -841, -921, -961, -1021, -1061, -1101, -1241, -1281 y -1321 cm). La muestra -1161 cm no registró polen en su sedimento y en la -1201 y -1361 cm el residuo obtenido del tratamiento fue insuficiente para su análisis. Las muestras analizadas que resultaron ser muy pobres en su contenido polínico se indican en el diagrama por medio de pequeños cuadros blancos, por lo que el total de muestras que se observa en el diagrama es solo de 11 (histogramas en negro). Se identificaron un total de 35 taxones polínicos y 4 tipos de esporas. Los taxones polínicos dominantes en el diagrama fueron: *Corylus* y *Quercus* tipo *robur*, los cuales representaron frecuencias que superaron el 40%, así como las esporas de tipo monoletas con 55%; fuera de éstos, solo los taxones polínicos *Alnus* y *Fagus sylvatica* superaron una frecuencia de 10%, esto en los espectros polínicos más recientes, mientras que el resto de los taxones registró frecuencias por debajo del 5%. El diagrama de frecuencias relativas (Figuras 12 y 13) fue dividido en 4 zonas polínicas, las cuales fueron

establecidas con base en la similitud de los conjuntos polínicos presentes, considerando el tratamiento estadístico de datos (CONISS, programa Tilia, Grimm, 2002) y la litología.

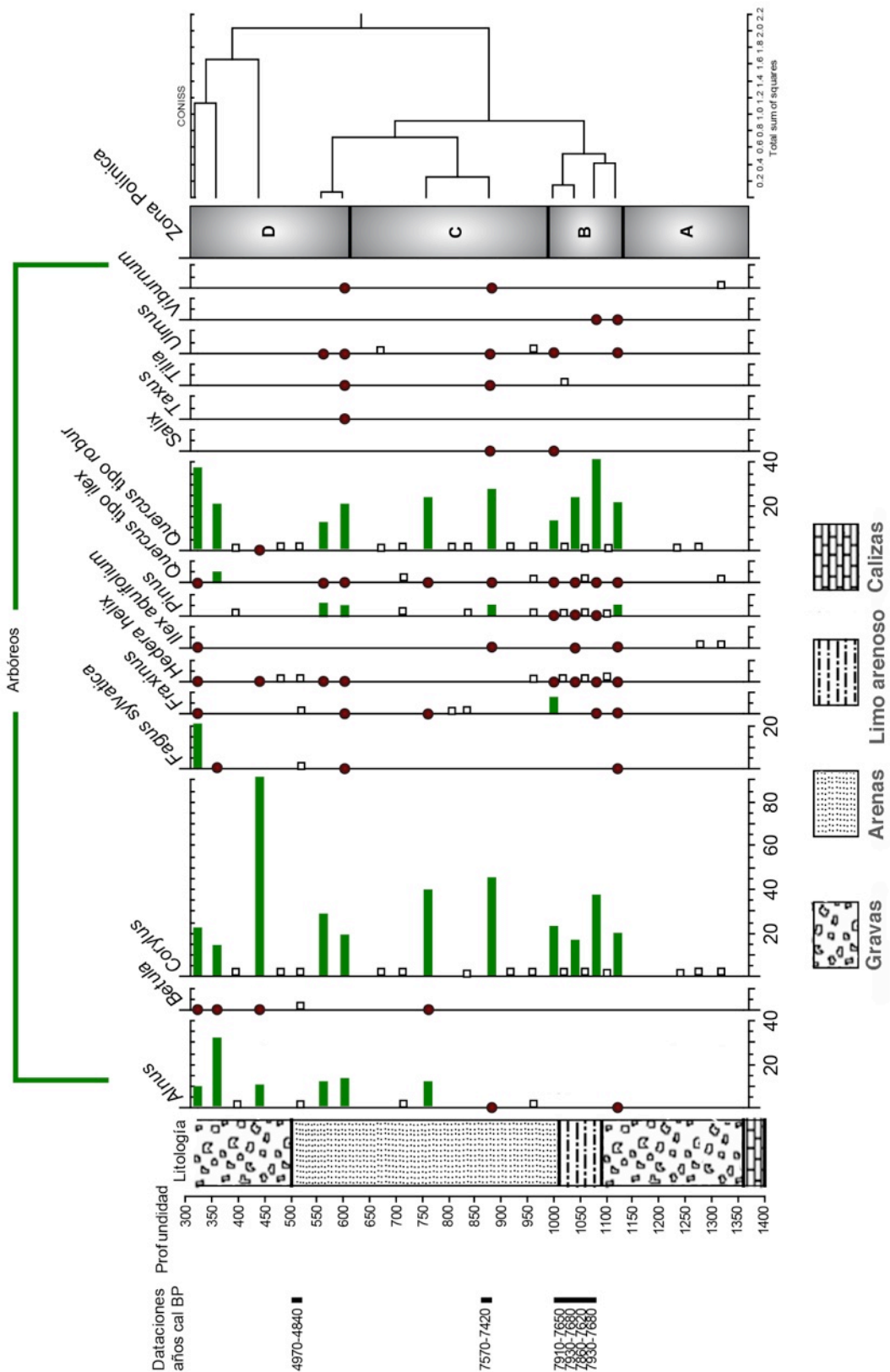


Figura 12. Diagrama polínico del núcleo de sedimentos Lezo. Los círculos en el diagrama indican un porcentaje inferior al 2%. Los cuadrados blancos indican la presencia del taxon en conteos inferiores a 100 granos de polen.

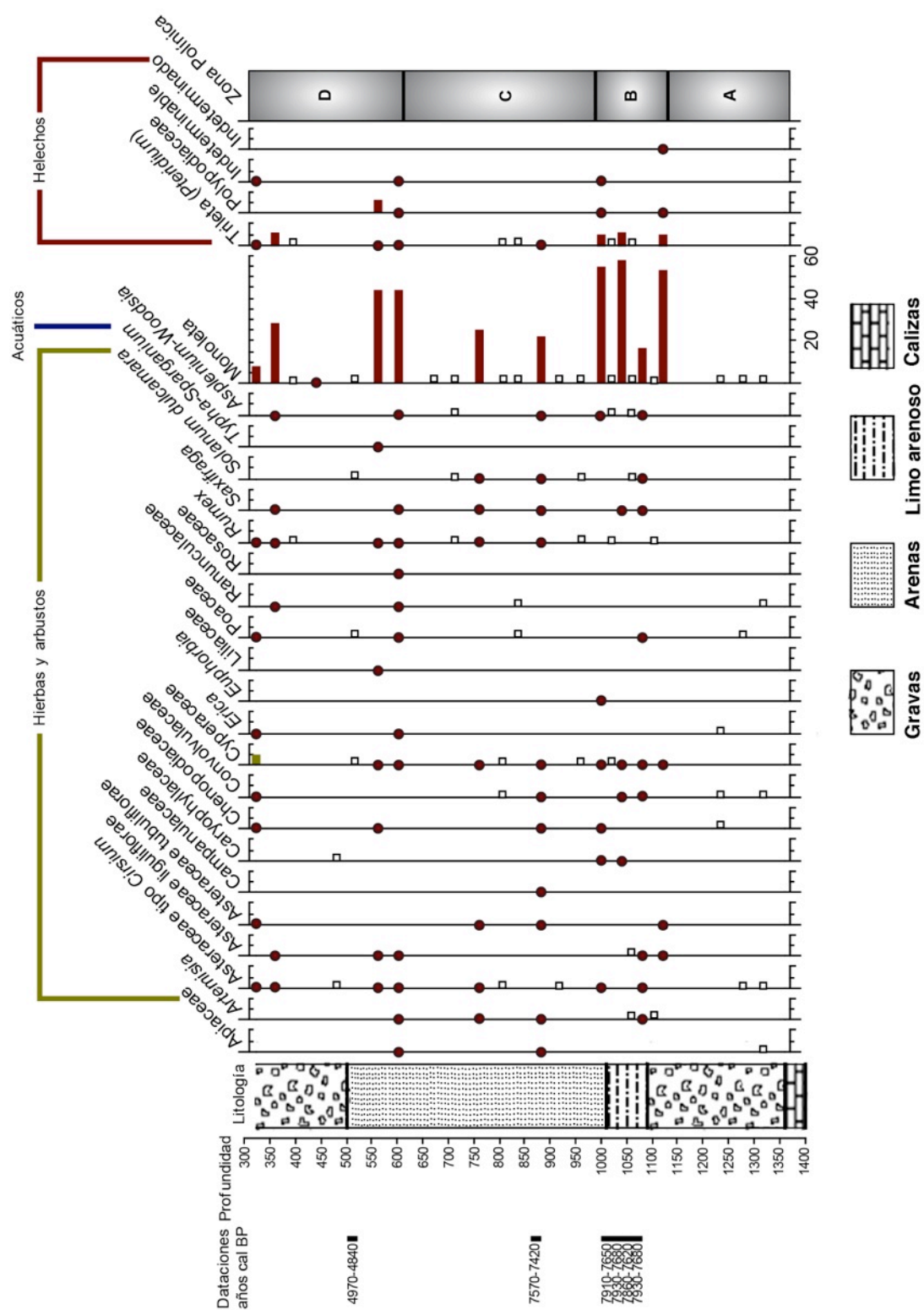


Figura 13. Diagrama polínico del núcleo de sedimentos Lezo (continuación). Los círculos en el diagrama indican un porcentaje inferior al 2%. Los cuadrados blancos indican la presencia del taxon en conteos inferiores a 100 granos de polen.

Zona polínica A (-1361 a -1121 cm). Esta zona constituye la parte basal del núcleo (unidad A), la cual presenta polen y esporas en muy bajas cantidades, sobre todo en las muestras de mayor profundidad. El total polínico oscila entre los 15 y 265 granos.

Zona polínica B (-1121 a -1001 cm). Esta zona coincide con la unidad B y está caracterizada por porcentajes altos de *Corylus* y *Quercus* de tipo *robur* con valores superiores al 15 y 35 % respectivamente, así como los mayores porcentajes de esporas monoletas en toda la secuencia, con una frecuencia máxima de 52%. Las frecuencias de *Corylus* y *Quercus* de tipo *robur* alcanzan un máximo superior al 30% en el intervalo 1101-1081 cm, mientras que las esporas monoletas, abundantes por encima del 40% en los demás intervalos de esta zona, en este nivel disminuyen hasta un 12%. La frecuencia de *Fraxinus* alcanza un máximo de 5% en el nivel más reciente, y por el contrario *Pinus* llega a un máximo del 3% en el más antiguo. Las esporas de *Pteridium* presentan valores entre el 2 y 4%. Otros taxones presentes en esta zona polínica con frecuencias inferiores al 2% son: *Alnus*, *Fagus sylvatica*, *Hedera helix*, *Pinus*, *Quercus* de tipo *ilex*, *Quercus* de tipo *robur*, *Salix*, *Taxus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Viburnum*, *Apiaceae*, *Artemisia*, *Asteraceae* de tipo *Cirsium*, *Asteraceae* liguliflorae, *Asteraceae* tubuliflorae, *Campanulaceae*, *Caryophyllaceae*, *Chenopodiaceae*, *Convolvulaceae*, *Cyperaceae*, *Erica*, *Euphorbia*, *Liliaceae*, *Poaceae*, *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Rumex*, *Saxifraga*, *Solanum dulcamara*, *Typha-Sparganium*, así como las esporas *Asplenium-Woodsia* y *Polypodiaceae*.

Zona polínica C (-1001 a -561 cm). Esta zona coincide con la unidad C y se caracteriza por la presencia de *Alnus* que alcanza un 8%, hay valores más altos de *Corylus* (hasta 43%) y de *Quercus* de tipo *robur* que alcanzan 24%, y menores frecuencias de esporas monoletas (máximo de 40%). *Pinus* apenas sobrepasa el 2%. Otros taxones presentes con porcentajes inferiores al 2% son: *Betula*, *Fraxinus*, *Ilex aquifolium*, *Quercus* tipo *ilex*, *Salix*, *Tilia*, *Ulmus*, *Apiaceae*, *Artemisia*, *Asteraceae* tipo *Cirsium*, *Asteraceae* tubuliflorae, *Campanulaceae*, *Chenopodiaceae*, *Convolvulaceae*, *Cyperaceae*, *Rumex*, *Saxifraga*, *Solanum dulcamara*, así como las esporas *Asplenium-Woodsia* y *Pteridium*.

Zona polínica D (-561 a -321 cm). Esta zona coincide con la unidad D y constituye la parte superior del núcleo y se diferencia de las zonas inferiores por presentar una mayor diversidad de polen y esporas. Se caracteriza por ser una zona heterogénea al agrupar elementos distantes estadísticamente (Ver clúster Figura 13). El nivel -441 cm se caracteriza por el alto porcentaje de *Corylus* con un 89% que provoca baja abundancia

del resto de los taxones; se considera como un nivel anómalo. Los valores superiores entre 35 y 40% corresponden a *Quercus* de tipo *robur* y esporas monoletas respectivamente. *Alnus* en el nivel -361cm alcanza una frecuencia máxima del 30% y *Fagus* en el nivel -321 cm un máximo del 19%. Los taxones *Quercus* tipo *ilex*, Cyperaceae y la espora *Pteridium* muestran un porcentaje superior al 2%. Los taxones que presentan porcentajes inferiores al 2% son: *Betula*, *Fraxinus*, *Hedera helix*, *Ilex aquifolium*, *Pinus*, *Taxus*, *Tilia*, *Ulmus*, Apiaceae, *Artemisia*, Asteraceae de tipo *Cirsium*, Asteraceae liguliflorae, Asteraceae tubuliflorae, Chenopodiaceae, Convolvulaceae, *Erica*, Liliaceae, Poaceae, Ranunculaceae, *Rumex*, *Saxifraga*, *Typha-Sparganium*, así como las esporas *Asplenium-Woodsia* y Polypodiaceae.

Sobre la zona polínica D se dispone un nivel de relleno antrópico de 3.21 m de potencia hasta llegar al nivel del suelo donde termina el sondeo. No se analizó el contenido polínico de este relleno.

4.2 Núcleo de sedimentos P9

El núcleo de sedimentos P9 fue extraído en el distrito de Pasajes Ancho (municipio de Pasajes) en una área urbana re-descubierta en 2007, en las coordenadas UTM X=587.839, Y=4.796.700, Z=4.7 snm. Los análisis incluyen el estudio su contenido en foraminíferos, polen, estratigrafía, geoquímica de metales pesados y datación por radiocarbono.

4.2.1 Estratigrafía del núcleo de sedimentos P9

La columna estratigráfica del núcleo de sedimentos P9 (Figura 14) fue dividida en 3 unidades, las cuales fueron establecidas a través de las características litológicas registradas durante el submuestreo del sondeo y del análisis de los sedimentos durante la preparación de las muestras para foraminíferos (Anexo 1, Tablas A1.3, A1.4 y A1.5).

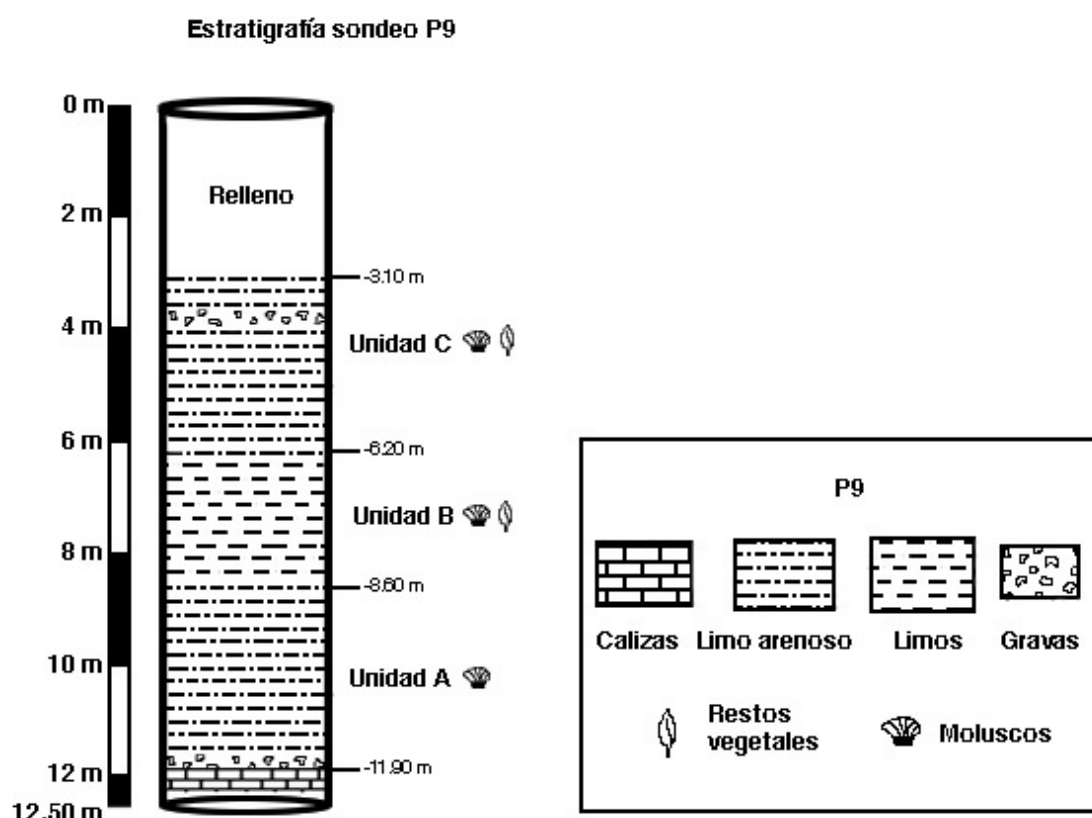


Figura 14. Estratigrafía del núcleo de sedimentos P9.

Unidad A (-11.90 a -8.60 m): corresponde a la parte inferior del núcleo P9 y se encuentra directamente sobre el sustrato calizo. Su espesor es de 3.30 m y está compuesto por una

capa fina de gravas heterométricas en la base, seguidas de una secuencia limo-arenosa con restos de moluscos hacia la cima.

Unidad B (-8.60 a los -6.20 m): corresponde a la parte media del núcleo y está constituida por 2.4 m de limo bioclástico con abundantes restos de moluscos y en menor medida presencia de restos vegetales.

Unidad C (-6.20 a -3.10 m) corresponde a la parte superior del núcleo y está compuesta por 3.1 m de gravas finas con una matriz arcillosa-arenosa con escasos restos de moluscos y materia vegetal. El contenido de arcilla aumenta hacia techo y base a partir de los -3.90 m teniendo en este nivel un aumento de gravas y cantidad de restos de moluscos.

Sobre la Unidad C se dispone un nivel de relleno antrópico de 3.10 metros de potencia hasta llegar al nivel del suelo actual donde termina el sondeo. Un resumen de las características sedimentológicas se puede apreciar en la siguiente Tabla 4:

Tabla 4. Resumen de las características sedimentológicas del núcleo de sedimentos P9. El valor individual representa la media y los valores entre paréntesis indican el rango.

Unidad	Características sedimentológicas
C	Intervalo de profundidades: -6.20/-3.10 m. Potencia: 3.1 m. Litología: limo arenoso con restos de moluscos y material vegetal. 67 (35-90)% de fango. 24 (6-31)% de arena. 9 (0.1-43)% de gravas. Nivel anómalo (-3.90 m): 53% de fango, 30 % arena, 17 % de grava.
B	Intervalo de profundidades: -8.60/-6.20 m. Potencia: 2.4 m. Litología: limo bioclástico con abundantes restos de moluscos. 79 (67-85)% de fango. 15 (13-20)% de arena. 5 (2-18)% de grava.
A	Intervalo de profundidades: -11.90/-8.60 m. Potencia: 3.3 m. Litología: gravas en matriz de limos y arena con restos de moluscos. 70 (23-90)% de fango. 19 (8-32)% de arena. 10 (1-54)% de gravas.

4.2.2 Datación del núcleo

Se dataron un total de 21 muestras por radiocarbono (^{14}C) para el núcleo de sedimentos P9 como se muestra en la Tabla 5:

Tabla 5. Edades de radiocarbono en el núcleo de sedimentos P9. La tabla de edades se encuentra ordenada conforme a la profundidad de las muestras.

Muestra	Código de laboratorio	Profundidad (metros)	Material	Método	Edad ^{14}C convencional BP	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio (%)	Edad calibrada BP*	2 σ cal BP*
P9 3.65	Beta - 280531	3.65	concha	AMS	3500 +/- 40 BP	-2.5	3380	3520-3250
P9 3.90	Beta - 279116	3.9	concha	AMS	3380 +/- 40 BP	-0.9	3250	3380-3100
P9 4.55	Beta - 280532	4.55	concha	AMS	1270 +/- 40 BP	0	800	930-680
P9 4.90	Beta - 279117	4.9	concha	AMS	1080 +/- 40 BP	+1.3	650	730-540
P9 5.00	Beta - 280533	5	concha	AMS	1060 +/- 40 BP	+1.0	640	720-530
P9 5.60	Beta - 280534	5.6	concha	AMS	1000 +/- 40 BP	-9	600	670-500
P9 5.80	Beta - 280535	5.8	concha	AMS	1620 +/- 40 BP	-1.2	1180	1280-1050
P9 5.90	Beta - 279118	5.9	concha	AMS	1660 +/- 40 BP	-0.9	1240	1310-1090
P9 6.30	Beta - 310162	6.3	concha	AMS	4440 +/- 30 BP	+0.4	4600	4780-4480
P9 6.70	Beta - 310168	6.7	concha	AMS	4840 +/- 30 BP	-1.2	5190, 5140, 5130	5280-4960
P9 7.10	Beta - 310161	7.1	concha	AMS	4860 +/- 30 BP	-0.6	5210	5290-5010
P9 7.50	Beta - 310164	7.5	concha	AMS	5040 +/- 30 BP	-0.4	5420	5520-5280
P9 7.90	Beta - 310158	7.9	concha	AMS	5480 +/- 30 BP	+1.2	5880	5940-5730
P9 8.50	Beta - 310640	8.5	concha	AMS	5480 +/- 50 BP	+0.5	5880	5970-5710
P9 9.30	Beta - 310159	9.3	concha	AMS	6250 +/- 40 BP	+0.5	6700	6840-6560
P9 9.70	Beta - 310165	9.7	concha	AMS	6220 +/- 40 BP	+0.9	6660	6790-6520
P9 10.10	Beta - 310166	10.1	concha	AMS	6430 +/- 40 BP	-0.1	6910	7080-6760
P9 10.70	Beta - 310167	10.7	concha	AMS	6630 +/- 40 BP	-0.3	7150	7260-7000
P9 10.90	Beta - 310160	10.9	concha	AMS	6690 +/- 40 BP	+0.8	7230	7320-7120
P9 11.30	Beta - 310163	11.3	concha	AMS	7200 +/- 40 BP	-2	7650	7780-7560
P9 11.70	Beta - 310157	11.7	concha	AMS	7420 +/- 40 BP	+0.1	7900	7980-7760

Las edades obtenidas en el sondeo P9, para las profundidades comprendidas entre P9 11.70 a P9 6.30 son acordes con su posición estratigráfica, yendo de las más antiguas (las de mayor profundidad) hacia las más recientes (las de menor profundidad). Las edades registradas entre las muestras P9 5.60 y P9 3.65 no muestran este principio estratigráfico, es decir, se observa una inversión de edades lo cual es apreciable, por ejemplo, entre la muestra P9 4.55 y P9 3.90 donde va de 800 a 3250 años cal BP.

4.2.3 Estudio geoquímico

Los elementos metálicos que tuvieron un cambio notorio aparecen representados en la Figura 15. Las menores concentraciones aparecen en niveles estratigráficos más bajos, los sedimentos intermedios muestran los valores más elevados, y finalmente hacia la parte superior del sondeo las concentraciones tienden a disminuir.

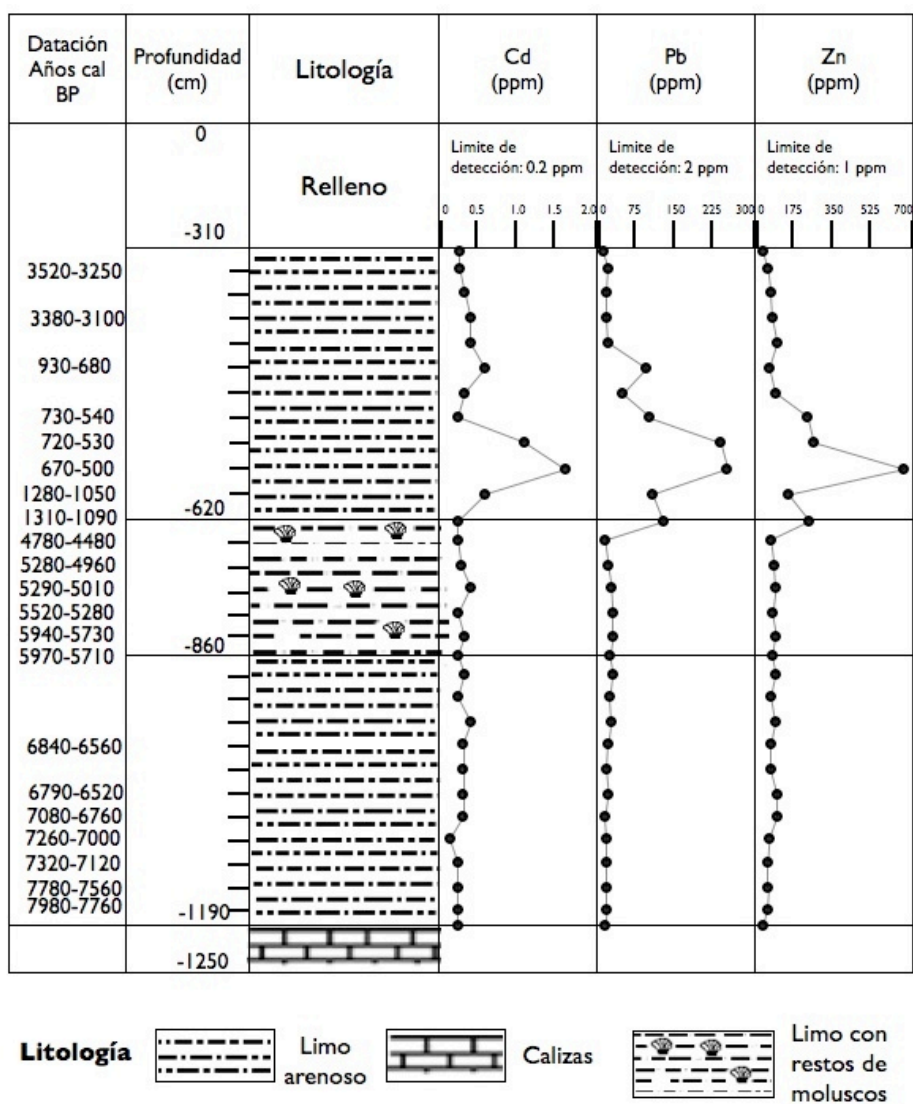


Figura 15. Distribución vertical de Cd, Pb y Zn en el núcleo de sedimentos P9.

Conforme a la distribución vertical de Cd, Pb y Zn, se pueden apreciar tres diferentes secciones en el núcleo. Por debajo de los -590 cm de profundidad las concentraciones de metales son muy bajas y constantes. Por encima de los -590 cm de profundidad los niveles de Cd, Pb y Zn incrementan significativamente hasta los -410 cm, lo cual es coincidente con la inversión de edades en estos niveles. Por encima de los -410 cm de

profundidad las concentraciones llegan a declinar alcanzando valores similares a los de la base del núcleo.

Los resultados completos del análisis geoquímico se encuentran, junto con los de Lezo, en el Anexo 3 (Tablas A3.3 y A3.4).

4.2.4 Estudio de foraminíferos

En el núcleo de sedimentos P9 se distinguieron 3 zonas diferentes denominadas asociaciones de foraminíferos (AFs), según las características sedimentológicas y el contenido de foraminíferos bentónicos que presentan. Las especies más relevantes en estas AFs, las dataciones y las características litológicas se resumen en la siguiente Figura 16:

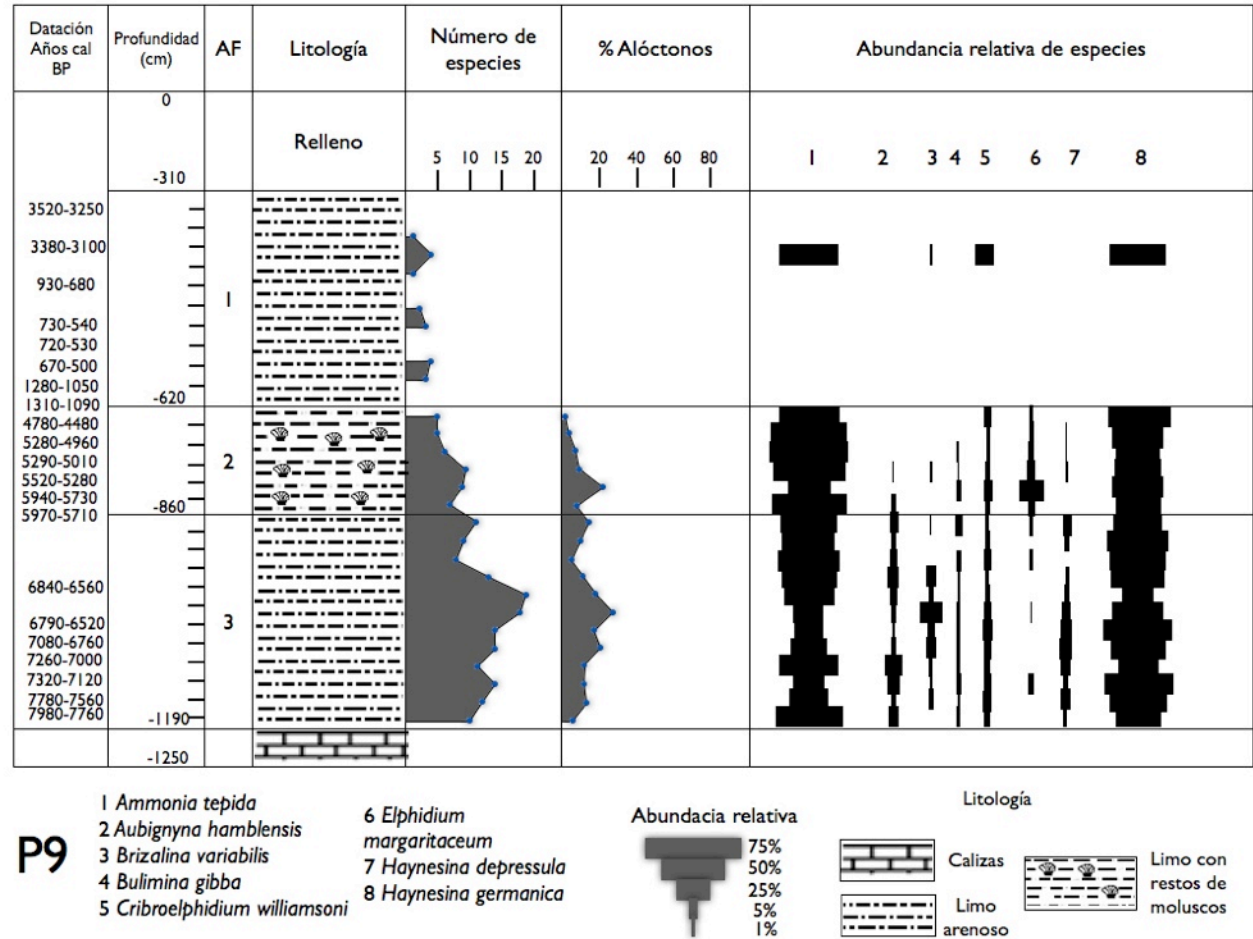


Figura 16. Distribución y abundancia de foraminíferos en el sondeo P9, donde se muestra la posición de cada muestra estudiada, así como las diferentes asociaciones, el número de especies, el porcentaje de foraminíferos alóctonos y la abundancia relativa de las especies más relevantes.

AF-3 (-11.90 a -8.60 m): Corresponde a la parte inferior del núcleo. Se analizaron 12 muestras (-8.70, -8.90, -9.10, -9.30, -9.50, -9.70, -10.10, -10.50, -10.90, -11.30, -11.70 y -11.90 m) teniendo en todas más de 300 caparazones. Dominan las especies *Haynesina germanica* (media 41%) y *Ammonia tepida* (media 36%). Como especies secundarias aparecen *Aubignyna hamblensis* (media 4%), *Haynesina depressula* (media 4%), *Criboelphidium williamsoni* (media 3%), *Brizalina variabilis* (media 3%) y *Bulimina gibba* (media 2%). Los caparazones presentes son en su totalidad de naturaleza carbonatada hialina, encontrando un porcentaje muy bajo de algunos carbonatados porcelanáceos. El número de especies es moderado (media de 13 especies) con un índice de diversidad α de Fisher igual a 2.8 y la cantidad de caparazones alóctonos es también moderada (media 12%).

AF-2 (-8.60 a -6.20 m): Corresponde a la parte media del núcleo. Se examinaron 6 muestras (-6.30, -6.70, -7.10, -7.50, -7.90 y -8.50 m), teniendo en todas más de 300 caparazones, a excepción de la -8.50 m que presentó poco más de 100 caparazones. Dominan las especies *Ammonia tepida* (media 51%) y *Haynesina germanica* (media 39%). Como especies secundarias se encuentran *Elphidium margaritaceum* (media 6%) y *Criboelphidium williamsoni* (media 3%). Los caparazones presentes son en su totalidad de naturaleza carbonatada hialina, encontrando un porcentaje muy bajo de algunos carbonatados porcelanáceos. El número de especies es bajo (media de 8 especies) con un índice α de Fisher igual a 1.4 y la cantidad de caparazones alóctonos es asimismo baja (media 7%).

AF-1 (-6.20 a -3.10 m): Corresponde a la parte superior del núcleo. Se analizaron 12 muestras (-3.10, -3.50, -3.70, -3.90, -4.10, -4.30, -4.70, -4.90, -5.10, -5.50, -5.90 y -6.10 m), teniendo en todas ellas menos de 100 caparazones, a excepción de la muestra -3.90 m la cual presentó mas de 100 caparazones. En el tránsito inferior hacia AF-2 la cantidad de foraminíferos disminuye llegando a ser menor de 100, teniendo sólo a los -3.90 m un incremento de caparazones en esta asociación. Dominan como en las anteriores AFs, las especies *Haynesina germanica* (43%), *Ammonia tepida* (40%) y *Criboelphidium williamsoni* (16%). Los caparazones presentes son en su totalidad de naturaleza carbonatada hialina. El número de especies en esta sección es bajo (4 especies) con un índice α de Fisher igual a 1 y la cantidad de caparazones alóctonos es extremadamente baja (0.3%).

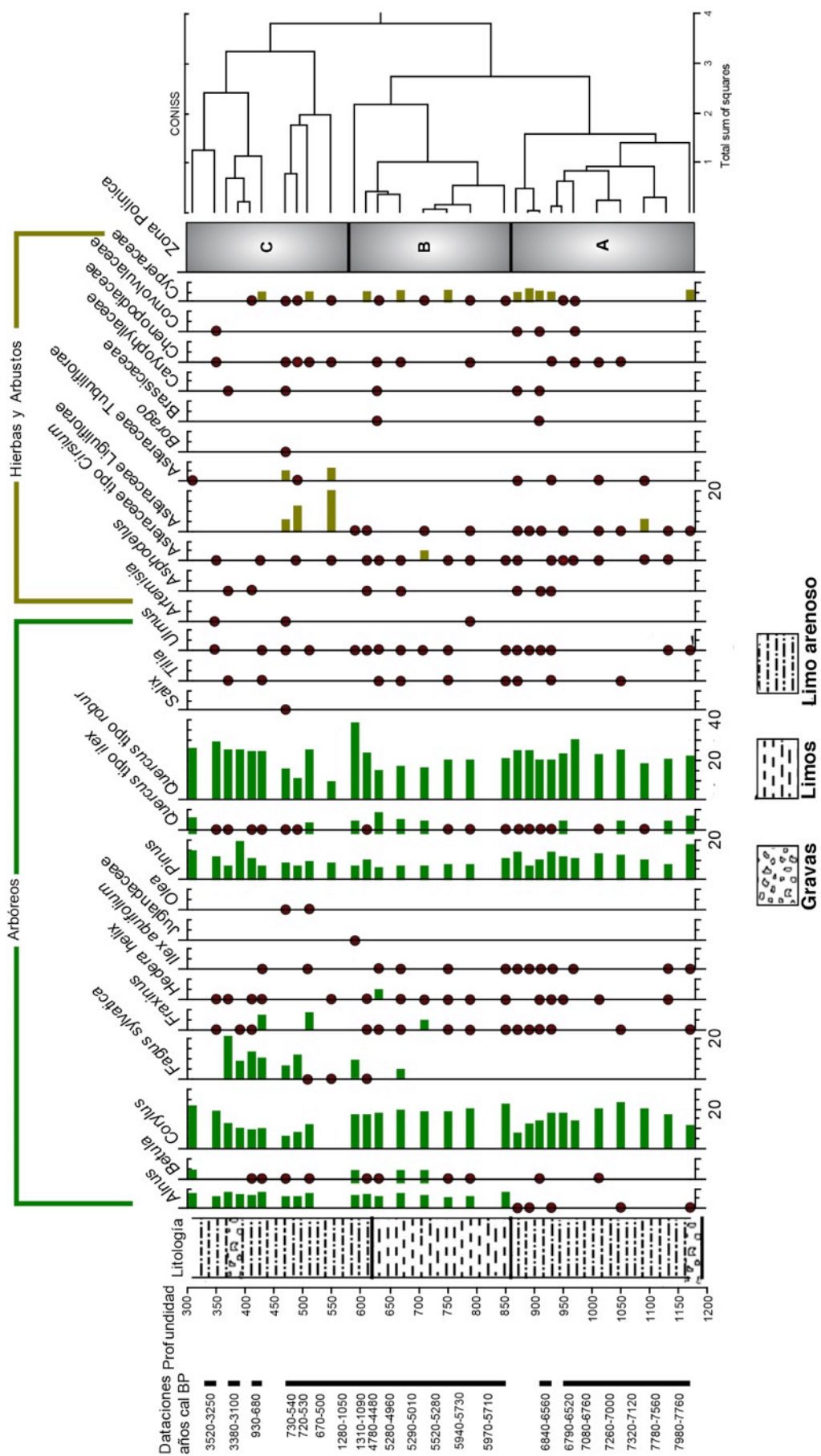
Sobre la AF-1 se dispone un nivel de relleno antrópico de 3.10 metros de potencia hasta llegar al nivel del suelo y donde termina el sondeo. Este no presenta foraminíferos. Una lista completa de las especies encontradas aparece en el Anexo 2 y su abundancia relativa en todas las muestras estudiadas se presenta en el Anexo 1 (Tablas A1.3, A1.4 y A1.5 sondeo P9). En total se contabilizaron 5795 foraminíferos clasificados en 37 especies, divididos a su vez en 10 especies autóctonas y 27 alóctonas. Un resumen de las características micropaleontológicas se muestra en la siguiente Tabla 6:

Tabla 6. Resumen de las características micropaleontológicas del núcleo de sedimentos P9. El valor individual representa la media y los valores entre paréntesis indican el rango.

AF	Características micropaleontológicas
1	Nivel anómalo 4 especies. $\alpha = 1$. 0.3 alóctonos. <i>Haynesina germanica</i> 43% <i>Ammonia tepida</i> 40% <i>Criboelphidium williamsoni</i> 16% <i>Brizalina variabilis</i> 1% 100 % hialinos.
2	7 (5-10) especies. $\alpha = 1.4$ (1-2). 7 (1-20)% alóctonos. <i>Ammonia tepida</i> 51 (36-59)% <i>Haynesina germanica</i> 39 (35-49)% <i>Elphidium margaritaceum</i> 6 (1-18)% <i>Criboelphidium williamsoni</i> 3 (1-5)% 99.85% hialinos. 0.15% de porcelanáceos.
3	13 (8-19) especies. $\alpha = 2.8$ (2-4.5). 12 (3-26)% alóctonos. <i>Haynesina germanica</i> 41 (23-53)% <i>Ammonia tepida</i> 36 (23-50)% <i>Aubignyna hamblensis</i> 4.3 (1-13)% <i>Haynesina depressula</i> 4.1%(1-8) <i>Criboelphidium williamsoni</i> 3.4(1-6)% <i>Brizalina variabilis</i> 3.3(1-15)% <i>Bulimina gibba</i> 1.6 (1-3)% 99.87% de hialinos. 0.13% de porcelanáceos

4.2.5 Estudio polínico

Se analizaron un total de 30 muestras, de las cuales 10 presentaron más de 300 granos (-350, -370, -470, -490, -610, -630, -750, -790, -870 y 890 cm), 19 más de 100 (-310, -390, -410, -430, -510, -550, -590, -670, -710, -850, -910, -930, -950, -970, -1010, -1050, -1090, -1130 y -1170 cm) y 1 menos de 100 granos (-1190 cm). El diagrama polínico obtenido del núcleo de sedimentos P9 (Figuras 17 y 18) muestra las frecuencias relativas de los taxones identificados. Se determinó un total de 39 taxones de polen y 5 tipos de esporas. En este sondeo la mayoría de las muestras tuvo suficiente contenido polínico, por lo que el diagrama presenta mayor número de muestras analizadas que en Lezo: 30. Los taxones polínicos dominantes en el diagrama son: *Quercus* de tipo *robur* con una frecuencia máxima de 36%, *Corylus* con 21% y *Pinus* con 17%, así como las esporas monoletas con 57%. *Alnus*, *Fraxinus*, *Quercus* tipo *ilex* y *Fagus sylvatica* presentaron abundancia relativa mayor al 5% (*Fagus sylvatica* sólo en la parte superior de la secuencia), mientras que el resto de los taxones presentó valores inferiores a este porcentaje de 5%. El diagrama fue dividido en 3 zonas polínicas, establecidas con base en la similitud de los conjuntos polínicos presentes, considerando el tratamiento estadístico de datos (CONISS, programa Tilia, Grimm, 2002) y la litología.



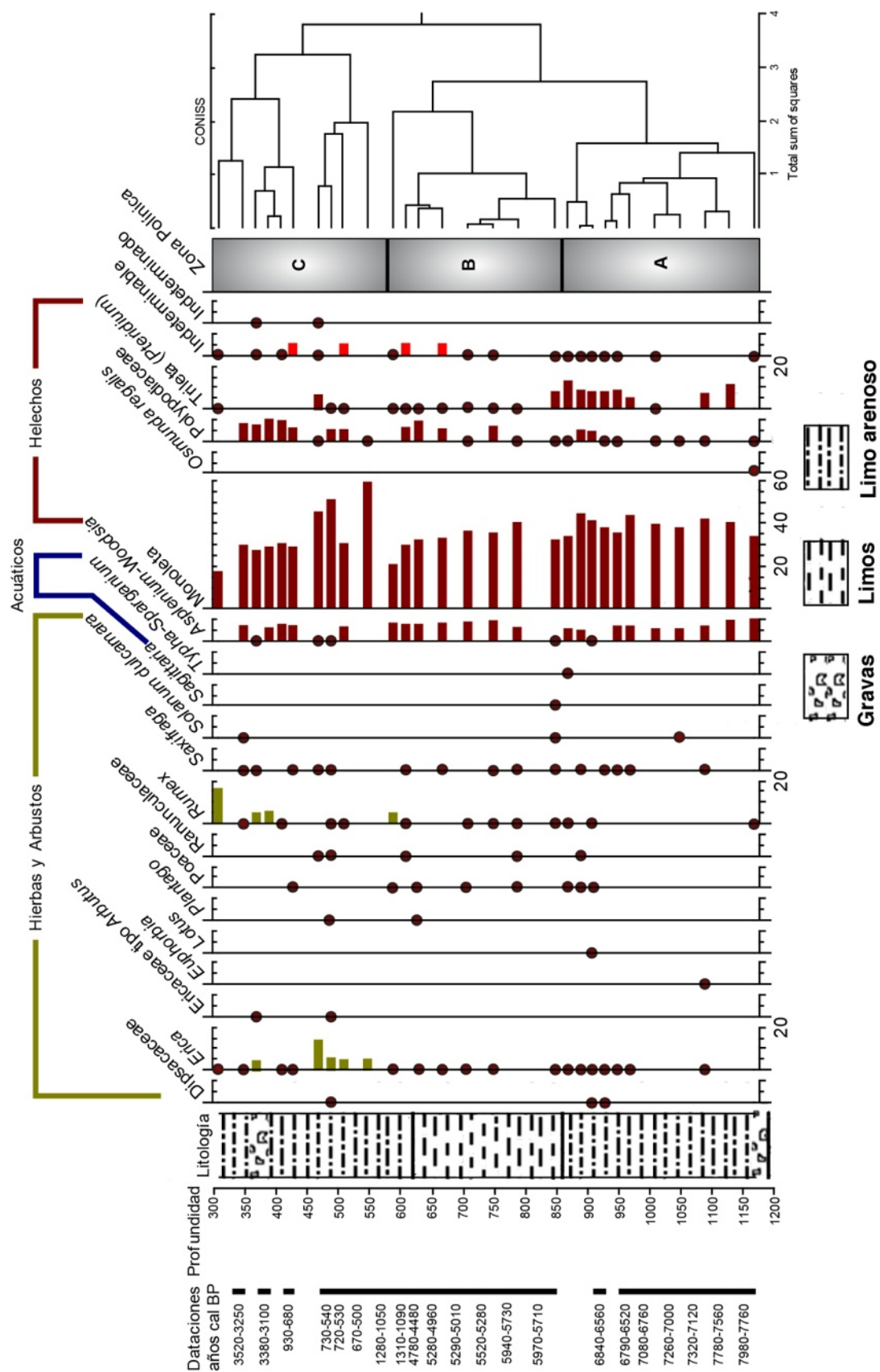


Figura 18. Diagrama polínico del núcleo de sedimentos P9 (continuación). Los círculos en el diagrama indican un porcentaje inferior al 2%.

Zona polínica A (-1190 a -870 cm). Esta zona constituye la parte basal del núcleo (unidad A) y está caracterizada por *Quercus* de tipo *robur*, *Corylus*, *Pinus* con valores de hasta 28, 21 y 15% respectivamente, así como abundantes esporas monoletas con una frecuencia máxima de 42%. Los taxones *Quercus* tipo *ilex*, Asteraceae Liguliflorae, *Cyperaceae* y las esporas *Asplenium-Woodsia*, Polypodiaceae y *Pteridium* muestran valores superiores al 2%. Otros taxones en esta zona polínica con frecuencias inferiores al 2% son: *Alnus*, *Betula*, *Fraxinus*, *Hedera helix*, *Ilex aquifolium*, *Tilia*, *Ulmus*, *Asphodelus*, Asteraceae tipo *Cirsium*, Asteraceae Tubuliflorae, Brassicaceae, Caryophyllaceae, Chenopodiaceae, Convolvulaceae, Dipsacaceae, *Erica*, *Euphorbia*, *Lotus*, Poaceae, Ranunculaceae, *Rumex*, *Saxifraga*, *Solanum dulcamara*, *Typha-Sparganium* y la espora *Osmunda regalis*.

Zona polínica B (-870 a -590 cm). Esta zona coincide con la unidad B y está caracterizada por el aumento de *Alnus*, el cual alcanza una frecuencia máxima de 5%, y la aparición de *Fagus* hacia la parte más reciente. *Corylus* y *Quercus* de tipo *robur* presentan porcentajes similares a los de la zona anterior, al igual que las esporas monoletas. Los taxones *Betula*, *Fraxinus*, *Hedera helix*, *Pinus*, *Quercus* de tipo *ilex*, Asteraceae de tipo *Cirsium*, *Cyperaceae*, *Rumex*, y las esporas *Asplenium-Woodsia*, Polypodiaceae y *Pteridium* muestran valores por encima del 2%. Otros taxones en esta zona polínica con porcentajes inferiores al 2% son: *Ilex aquifolium*, cf. Juglandaceae, *Tilia*, *Ulmus*, *Artemisia*, *Asphodelus*, Asteraceae liguliflorae, Brassicaceae, Caryophyllaceae, Chenopodiaceae, *Erica*, *Plantago*, Poaceae, Ranunculaceae, *Saxifraga*, *Solanum dulcamara* y *Sagittaria*.

Zona polínica C (-590 a -310 cm). Esta zona constituye la parte superior del perfil (unidad C) y se diferencia de las zonas inferiores por presentar una mayor diversidad de polen y esporas. Esta zona no es homogénea como las anteriores, lo cual se puede apreciar en el análisis de clúster (**Figura 18**). En los niveles -550 a -470 cm se tiene un incremento de Asteraceae Liguliflorae y *Erica*, alcanzando frecuencias máximas de 18 y 3% respectivamente; los porcentajes de las esporas monoletas alcanzan un 56% siendo los valores más altos en este nivel y en todas las zonas polínicas. En el nivel -390 cm se eleva el porcentaje de *Pinus* hasta un 17%; en el nivel -370 cm se aprecia el máximo aumento en la frecuencia de *Fagus* con un 19% para después estar ausente en el nivel -321 cm donde se tiene el mayor incremento de *Corylus* y *Quercus* de tipo *robur* en esta zona polínica, con una frecuencia máxima del 19 y 33% respectivamente. *Alnus* mantiene

una constante en su frecuencia en esta zona polínica. Los taxones *Betula*, *Fraxinus*, *Quercus* de tipo *ilex*, *Asteraceae* tubuliflorae, *Cyperaceae*, *Rumex*, y las esporas *Asplenium-Woodsia*, *Polypodiaceae* y *Pteridium* presentan valores superiores al 2%. Otros taxones en esta zona polínica con porcentajes inferiores al 2% son: *Hedera helix*, *Ilex aquifolium*, *Olea*, *Salix*, *Tilia*, *Ulmus*, *Artemisia*, *Asphodelus*, *Asteraceae* tipo *Cirsium*, *Borago*, *Caryophyllaceae*, *Chenopodiaceae*, *Convolvulaceae*, *Dipsacaceae*, *Ericaceae* tipo *Arbutus*, *Plantago*, *Poaceae*, *Ranunculaceae*, *Saxifraga* y *Solanum dulcamara*.

Sobre la zona polínica C se dispone un nivel de relleno antrópico de 3.10 m de potencia hasta llegar al nivel del suelo actual donde termina el sondeo. No se analizó el contenido polínico de este relleno.

Capítulo 5: Discusión

Con base en la información sedimentológica y en el análisis micropaleontológico del contenido en foraminíferos, los sondeos estudiados pueden subdividirse en unidades que reflejan varios subambientes de depósito. Estos subambientes y los procesos geológicos responsables de la evolución temporal de los mismos pueden ser deducidos a partir de los diferentes parámetros sedimentológicos y micropaleontológicos de las distintas asociaciones de foraminíferos (AF) descritas con anterioridad. Adicionalmente, con base en el análisis polínico, se pueden identificar las comunidades vegetales y el ambiente climático que prevalecieron en el lugar de depósito y sus alrededores durante el Holoceno. Así mismo, la geoquímica de los sedimentos aportó información relevante de las concentraciones de diversos elementos metálicos durante el Holoceno, y su posible relación con factores antrópicos históricos de la minería antigua de la región.

5.1 Identificación de los subambientes sedimentarios

En estudios micropaleontológicos previos efectuados en el estuario de Santoña, también en la zona cantábrica, Cearreta y Murray (1996), identificaron los subambientes estuarinos y sus asociaciones de microfósiles diagnósticos. En dicho estuario, las asociaciones autóctonas se componen principalmente de las especies *Ammonia tepida* y *Haynesina germanica* como formas dominantes acompañadas por *Criboelphidium oceanensis* y *Criboelphidium williamsoni* en ambientes salobres, que dan paso a *Quinqueloculina seminula*, *Brizalina britannica* y *Bolivina pseudoplicata* a medida que va aumentando la proximidad al mar abierto. Las formas aglutinantes son las únicas que aparecen abundantemente en ambientes de marisma vegetada, donde la acidez del medio y la escasa concentración salina provocan dificultades para la síntesis química de los caparazones calcáreos (Murray, 1991). Es por ello que las asociaciones de estos ambientes están dominadas por *Jadammina macrescens*, *Trochammina inflata* y *Arenoparrella mexicana*. Las especies alóctonas más comunes en las asociaciones estuarinas de foraminíferos son *Cibicides lobatulus*, *Rosalina irregularis*, *Rosalina anomala*, *Gaudryina rudis*, *Massilina secans*, *Textularia truncata*, *Quinqueloculina lata*, *Miliolinella subrotunda* y *Elphidium crispum*. Estas especies de caparazón robusto son transportadas desde la plataforma continental como carga de lecho y su abundancia relativa es indicativa del grado de influencia marina de la muestra analizada. En diversos

estudios realizados en la cornisa cantábrica y SW de Francia las asociaciones de foraminíferos son prácticamente las mismas (provincia biogeográfica lusitana).

Con base en lo anterior, los sondeos analizados en este trabajo en el estuario de Pasajes presentan las mismas especies autóctonas y alóctonas con sus variantes particulares, deduciéndose el paleoambiente correspondiente como se describe a continuación:

En el sondeo Lezo (Figura 19), el más alejado del mar abierto, se han descrito cuatro asociaciones de foraminíferos. Por una parte, AF-4, compuesta por muy pocos foraminíferos que posiblemente proceden de la contaminación de la muestra durante la perforación del sondeo, con gravas marrones de un par de centímetros de diámetro y arenas en menor proporción, es interpretada como de un ambiente fluvial en condiciones ambientales de nivel del mar bajo que se puede atribuir al Tardiglaciario. Por no haber podido datar esta asociación, cualquier edad puede ser especulativa. Sin embargo se dedujo como Tardiglaciario por encontrarse directamente por debajo de la secuencia estuarina holocena. El estuario se forma bajo condiciones interglaciares con nivel del mar ascendente, mientras que el río discurre en condiciones del nivel marino bajo durante una fase más fría que un interglaciario. La presencia de gravas fluviales en la base de esta secuencia cuaternaria (por encima del sustrato mesozoico) también es común en otros sondeos perforados en diversos estuarios de la costa cantábrica (Cearreta y Murray, 1996, 2000); se trata por tanto, de un registro regional y no exclusivo del estuario de Pasajes. Seguido, la asociación AF-3 dominada por *Haynesina germanica*, *Ammonia tepida* y *Criboelphidium williamsoni* con fango arenoso, es interpretada como un ambiente estuarino salobre caracterizado por caparazones hialinos, y tiene una edad comprendida entre los 7820 y 7780 años cal BP que indica la presencia de aguas salinas en esta zona de la desembocadura del río Oiartzun durante un lapso temporal de máximo avance transgresivo. Posteriormente, la AF-2 compuesta por muy pocos foraminíferos con arena, es interpretada como un ambiente prácticamente fluvial con una edad previa a los 4860 años cal BP y posterior a los 7780 años cal BP. Por último, la AF-1 con un aumento de foraminíferos aunque aún no significativo y gravas de varios centímetros de diámetro, es interpretada como un ambiente fluvial y con un desarrollo incipiente de marisma baja, como consecuencia del relleno sedimentario en esta zona del estuario, esto último debido a la presencia de algunos escasos foraminíferos aglutinantes. Por encima se encuentra el relleno antrópico reciente.

En el sondeo P9 (Figura 19), situado dentro de la bahía más próximo al mar, el relleno sedimentario holoceno consta de tres asociaciones de foraminíferos. En este sondeo, en comparación con Lezo, no se tiene registrada una asociación atribuida a un medio fluvial tardiglaciario en la parte inferior, ni fluvial holocena en la parte superior. Inicialmente, la AF-3 dominada por las especies *Haynesina germanica* y *Ammonia tepida* en una matriz arcillo-arenosa y restos de moluscos, es interpretada como un ambiente estuarino salobre con cierto grado de influencia marina dada la presencia de especies alóctonas (Anexo 1, Tablas A1.3, A1.4 y A1.5) con una edad entre los 7900 y los 5880 años cal BP. Seguido, la asociación AF-2, dominada por las especies *Ammonia tepida* y *Haynesina germanica*, con *Elphidium margaritaceum* y *Criboelphidium williamsoni* como especies secundarias y en sedimentos de tipo limo arenoso bioclástico, se interpretó como un ambiente estuarino salobre con una menor influencia del mar abierto, dada por la disminución del contenido en foraminíferos alóctonos. Este ambiente se desarrolló desde los 5880 años cal BP hasta los 4600 años cal BP. Finalmente, la AF-1 a los -3.90 m presenta un nivel anómalo donde dominan las especies *Haynesina germanica*, *Ammonia tepida* y *Criboelphidium williamsoni*, mientras que el resto de la asociación presenta una abundancia relativa muy baja de foraminíferos, con una matriz arcillosa-arenosa, gravas finas, escasos restos de moluscos y materia vegetal. Se interpreta como un ambiente continental, ya que el nivel anómalo no es coincidente con el resto de la asociación, pudiendo sugerir en este nivel un ambiente intermareal salobre y quizás podría tratarse de un depósito puntual de tormenta (tempestita) o de un relleno arenoso artificial de naturaleza humana. Esto mismo se ha observado en el estuario superior del Oka (Solar Martínez, 2007). Las dataciones, al no tener continuidad y aparecer invertidas (Tabla 5) en esta asociación, podrían sugerir un posible relleno natural como resultado de eventos erosivos de materiales depositados previamente dentro del propio estuario y/o en la cuenca fluvial siendo introducidos en una secuencia sedimentaria más joven por resedimentación, o bien, un relleno por causas antrópicas, como la posible removilización durante fenómenos de avenida de residuos mineros de época romana depositados previamente en la cuenca alta del Oiartzun.

5.2 Evolución ambiental del estuario del Oiartzun durante el Holoceno

Los registros sedimentarios de los sondeos estudiados indican una clara evolución ambiental de la parte baja del estuario. Por una parte, en las proximidades de la desembocadura, se detecta inicialmente un ambiente estuarino salobre (P9), mientras que más al interior se interpreta un ambiente de carácter más fluvial (Lezo); posteriormente, un ambiente estuarino salobre se desarrolla en toda la parte baja del estuario (aunque con un menor grado salino en Lezo) y, finalmente, se registra un ambiente fluvial con mayor influencia continental en las proximidades a la desembocadura. La sedimentología muestra una secuencia granulométrica variada: en la zona más alejada del mar abierto hay presencia de gravas y arenas en la base, después arenas y limos en la zona central, aunque en menor medida en Lezo y, finalmente, sedimento arenoso hacia el techo de la secuencia en las proximidades de la desembocadura (P9) y arenas y gravas fluviales en la zona más alejada del mar.

Los foraminíferos bentónicos muestran una evolución temporal desde unos pocos caparzones en las gravas basales (Lezo), a una diversidad específica más elevada en los depósitos salobres con mayor influencia marina (P9), así como una abundancia de microfósiles en los depósitos salobres superiores (Lezo y P9), para finalmente mostrar una baja diversidad en los ambientes fluvial (Lezo) y continental (P9).

El análisis micropaleontológico, sedimentológico, así como las dataciones radiométricas, sugieren que los depósitos más basales son de origen fluvial (Lezo) de edad posiblemente Tardiglaciario correspondientes a un cortejo sedimentario del nivel del mar bajo.

Sobre estos materiales se deposita una secuencia transgresiva que llega hasta el límite del Holoceno medio/superior (Walker et al., 2012), con una mayor influencia marina en P9 debido a su mayor proximidad a la desembocadura, seguida hacia el techo por una secuencia somerizante durante el Holoceno tardío. En estos niveles se observan variaciones en las características sedimentológicas y micropaleontológicas de un sitio a otro, debido a su diferente posición paleogeográfica y a la forma meandriforme de la ría, de modo que en las zonas superiores del estuario (Lezo) no son tan evidentes los depósitos con mayor influencia marina.

Toda la secuencia de relleno sedimentario del estuario da comienzo durante la última fase del descenso glacioeustático del nivel marino durante el Pleistoceno final, que deja unas condiciones fluviales en la zona más alejada del mar abierto, que propician el depósito de las gravas (Lezo). Este intervalo representa un ciclo eustático de cuarto orden (miles de años) basándose en Vail et al. (1991). Esta secuencia, como puede observarse en la Figura 19, contiene todos los elementos que define la estratigrafía de secuencias: límite basal de la secuencia (SB), cortejo sedimentario de nivel del mar bajo (LST), superficie de transgresión (TS), cortejo sedimentario transgresivo (TST), superficie de ravinement mareal (TRS) o superficie erosiva transgresiva, la cual es sólo apreciable en el sondeo más próximo a la desembocadura (P9), superficie de máxima inundación (MFS) y cortejo sedimentario de nivel del mar alto (HST). Todos estos elementos han sido identificados sobre los sondeos estudiados en base a sus asociaciones de foraminíferos.

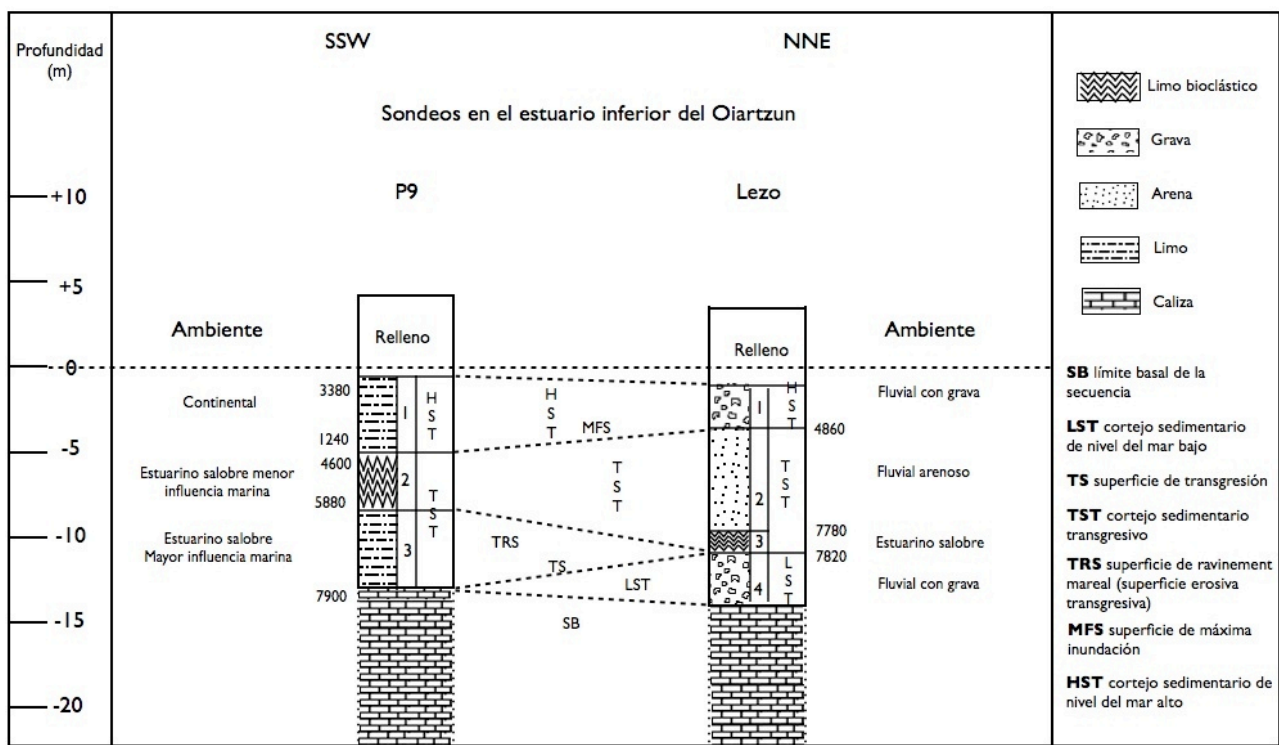


Figura 19. Modelo de evolución paleoambiental de Pasajes.

El límite de la secuencia (SB) está definido por el contacto entre el basamento cretácico y el comienzo del relleno cuaternario. Sobre este límite se sitúa un depósito de gravas en la parte superior del estuario (Lezo), interpretado como de origen fluvial, que debido a su carencia de material biogénico no ha podido ser datado, pero que al estar bajo el cortejo sedimentario transgresivo, cuya datación más antigua es de 7900 años cal BP, ha sido considerado previo al comienzo del Holoceno. Este depósito no aparece en P9. Esto puede deberse a que este último sondeo ha sido perforado más alejado respecto al eje

central del estuario, por lo tanto no ha atravesado los depósitos fluviales que pudieran tener una extensión lateral limitada en la bahía cercana a la desembocadura de la ría.

La acumulación de sedimento más fino y con gran cantidad de foraminíferos sobre los depósitos fluviales en Lezo indica claramente un ascenso del nivel marino y una entrada del mar a través de lo que hasta entonces era un valle fluvial y pasaría a ser un estuario. Este tránsito está determinado por la superficie de transgresión (TS) y los sedimentos inmediatamente suprayacentes constituyen el cortejo sedimentario transgresivo (TST). Este TST está dividido en diferentes AFs que siguen un claro patrón con un aumento inicial de caparzones alóctonos hacia techo en el sondeo P9 que nos indica un fuerte incremento de la influencia marina al comienzo del TST en la zona de desembocadura. Este sedimento de origen marino está separado de las AFs suprayacentes por una superficie erosiva denominada de ravinement mareal (TRS) (Allen y Posamentier, 1993). Esta misma superficie fue denominada posteriormente como “transgressive overlap boundary” (TOB) o “superficie de solapamiento transgresivo” por Cearreta (1998) y Cearreta y Murray (1996, 2000) en otros estuarios de la costa cantábrica. Esta superficie de ravinement no fue detectada en la parte superior del estuario (Lezo) debido a que la influencia marina no fue tan elevada en esa zona geográfica. Las dataciones del TST centran este evento entre los 7900 años cal BP y los 4600 años cal BP.

Las dataciones de la parte superior de la secuencia P9 han arrojado resultados inversos, es decir, materiales más antiguos aparecen sobre otros más modernos. Este hecho ya fue observado en otros estuarios de la costa cantábrica por Cearreta y Murray (2000), y explicado como un intenso trabajo de resedimentación de materiales ya depositados previamente durante la fase transgresiva, debido a las condiciones de alta energía que caracterizan esta fase. Estos mismos autores concluyeron que las dataciones en estuarios bajo condiciones de alta energía deben ser tomadas con cierta cautela. Esto es cierto sobre todo en las zonas más próximas a la bocana del estuario, por lo que en este estudio, en la zona superior del estuario (Lezo) es de esperar que los posibles errores en las dataciones no sean tan particulares a la secuencia. Es por ello que en Lezo, la zona más alejada del mar abierto, el TST está menos desarrollado debido a la menor excavación previa de la cuenca fluvial y a la menor influencia marina posterior, así como posiblemente al menor aporte de sedimentos provenientes de otros afluentes en comparación con P9.

Los datos más recientes para el Holoceno de la región del Golfo de Vizcaya (Leorri et. al., 2012) han permitido establecer los cambios relativos del nivel del mar de alta resolución (RSL) y muestran que el nivel del mar alcanzó aproximadamente su posición actual hace 5000 o 6000 años cal BP durante el Holoceno medio. La respuesta sedimentaria a esta estabilización del nivel de mar fue el cambio de una transgresión eustática a una regresión relativa con el depósito de materiales similares a los de la capa inferior del TST, pero en esta ocasión el contenido de foraminíferos es bajo, indicativo de ambientes fluvial a continental. Las asociaciones de foraminíferos más altas en los sondeos constituyen el cortejo sedimentario de nivel del mar alto (HST) (Figura 19). La superficie presente entre el HST y el TST representa la superficie de máxima inundación (MFS). Las dataciones radiométricas obtenidas para los materiales del HST son todas posteriores a 4600 años cal BP oscilando desde 3380 a algo menos de los 600 años cal BP. Los cambios ambientales registrados en Pasajes son contemporáneos a los de otras localidades de la región.

En ambos sondeos, sobre estos depósitos se han encontrado otros de origen antrópico depositados durante la reclamación de las marismas y estuarios de la costa vasca que tuvo lugar a partir de los siglos XVIII y XIX (Gogeaskoetxea y Juaristi, 1997).

5.3 Cambios de nivel marino en el Golfo de Vizcaya durante el Holoceno

La costa actual del Golfo de Vizcaya es un típico litoral de inundación formado por el ascenso eustático marino tras la deglaciación del final del Pleistoceno, que penetró en los valles fluviales previos dando lugar a estuarios. Los procesos erosivos son mayoritarios en esta costa debido al oleaje que impacta contra los acantilados rocosos que caracterizan este litoral cantábrico. Sin embargo, es posible obtener información sobre las variaciones recientes en el nivel marino a partir del estudio geológico del registro sedimentario estuarino. Así, durante los últimos años han sido analizados gran cantidad de sondeos perforados en los estuarios de la zona cantábrica.

En el presente trabajo se analizaron dos sondeos hasta sustrato y se observaron dos secuencias de somerización separadas entre sí por una superficie de ravinement mareal (TRS), que indica un pulso transgresivo, el cual sólo fue detectado en el sondeo más próximo al mar (P9), debido a la mayor influencia marina y su proximidad a la desembocadura. La conformación del estuario de Pasajes por invasión del agua marina

se dio alrededor de los 7900 años cal BP y el TRS ocurrió a los 5880 años cal BP. Los sedimentos acumulados durante este intervalo de tiempo constituyen una secuencia transgresiva de cuarto orden en el sentido de Vail et al. (1991).

En diversos estuarios de la costa cantábrica se han realizado estudios similares por Cearreta (1994) en el estuario del Bidasoa, Cearreta y Murray (1996) en Santoña, Cearreta (1998) y Leorri y Cearreta (2004) en Bilbao. Estos autores, basándose en datos micropaleontológicos a partir de diversos sondeos hasta llegar a sustrato identificaron las asociaciones principales de foraminíferos bentónicos, dedujeron los paleoambientes y crearon un modelo de evolución paleoambiental similar al propuesto en Pasajes: dos secuencias de somerización separadas entre sí por una superficie de ravinement mareal (TRS) datada alrededor de los 3000 años cal BP y la formación del estuario similar al de Pasajes (hace 8000 años cal BP).

A diferencia de Pasajes, el TRS en los demás estuarios de la costa cantábrica muestra una edad más reciente, pero como explican Cearreta y Murray (2000), el intenso retrabajamiento producido en ese límite transgresivo ha provocado que los materiales del TRS y los dispuestos por encima de éste presenten aparentemente una edad superior a los recogidos por debajo del TRS.

En contraposición con el carácter erosivo y acantilado de la costa española del Golfo de Vizcaya, el litoral francés se compone mayoritariamente de una sucesión continua de playas arenosas con sistemas extensivos de dunas formados durante las pulsaciones transgresivas y estabilizaciones relativas del nivel marino durante el Holoceno (Tastet et al., 1998). En esta zona también se han llevado a cabo gran cantidad de estudios, principalmente sedimentológicos, sobre el relleno estuarino y su evolución a lo largo del Cuaternario terminal.

Basándose en el estudio de varios testigos sin alcanzar el sustrato recogidos en la zona norte de la laguna costera de Arcachon, Klingebiel y Gayet (1995) reconocieron tres estadios diferentes en el relleno sedimentario más reciente de esta zona costera. La sedimentación comienza con arena marina y fango intermareal (de 5000 a 2500 años cal BP), continúa con la sedimentación de canales mareales transgresivos rellenos de arena bioclástica (de 2600 a 1500 años cal BP) y finalmente con el depósito de fangos orgánicos intermareales bajo condiciones más restringidas cuando se desarrollan los

canales mareales actuales. Con estos datos concluyeron que el ascenso del nivel marino durante los últimos 2000 años ha sido lento y gradual, y que no existe ninguna evidencia de que se alcanzara un nivel marino más elevado que el actual durante este intervalo de tiempo.

Allen y Posamentier (1993) utilizaron datos hidrológicos y sondeos para describir las litofacies y la estructura del relleno sedimentario del estuario de la Gironde durante el Holoceno. Los autores propusieron la construcción de un modelo basado en la estratigrafía de secuencias, dividido en tres cortejos sedimentarios separados entre sí por superficies estratigráficas continuas. Aunque no presentan dataciones radiométricas de estas secuencias, siguiendo a Fairbanks (1989) propusieron que la máxima inundación del estuario debió producirse entorno a los 4000 años cal BP. Lesueur et al. (1996 y 2002) observaron que en la plataforma interna (alrededor de los 50 m de profundidad) adyacente a la boca estuarina de la Gironde se deposita fango desde los 2000 años cal BP, demostrando que el sedimento fluvio-estuarino del Garona comenzó a depositarse en la plataforma a partir de ese momento.

Clavé et al. (2001) estudiaron el sedimento y los microfósiles (ostrácodos) de 8 sondeos hasta sustrato tomados en las marismas de La Perroche. Observaron una transgresión marina progresiva con un último evento transgresivo datado entre 3600 y 2100 años convencionales BP que interpretaron como un ascenso en el nivel del mar o un aumento en la intensidad de las tormentas. Posteriormente se produjo el aislamiento definitivo de esas marismas asociado a un periodo de nivel de mar estable.

Los datos obtenidos del litoral francés del Golfo de Vizcaya en comparación con los de la parte española, demuestran cierta correspondencia, principalmente en el evento transgresivo datado entre los 4000 y 3000 años cal BP, aunque esta superficie transgresiva es mucho más evidente en el litoral español, debido en parte a la extensión limitada de la plataforma continental y por lo tanto, más susceptible al registro de las pulsaciones transgresivas.

Los posibles orígenes de una transgresión marina son dos: por una parte, el ascenso eustático del nivel del mar y, por otra, la isostasia. Aunque la isostasia ha sido invocada para explicar algunos aspectos que caracterizan a los escasos materiales del Neógeno y Pleistoceno en la zona sur del Golfo de Vizcaya (Mary, 1983), las investigaciones más

recientes llevadas a cabo por Leorri et. al. (2012) en diferentes puntos del Golfo de Vizcaya, SW de la costa atlántica francesa y Portugal han podido establecer los cambios del nivel relativo del mar (RSL) y a su vez realizar modelos de predicción considerando la actividad isostática de la región. A este respecto, han observado una tasa de subsidencia de 0.3 y 0.7 mm al año, con un ascenso del nivel marino desde los 9000 años cal BP. Los modelos de predicción en Leorri et. al. (2012) muestran que las regiones más al sur presentan un claro desplazamiento vertical que podría estar relacionado con la actividad tectónica en la región. Considerando la tendencia del modelo, durante el siglo XX (incluyendo información histórica) la tasa de ascenso de la superficie marina es de 0.63 mm anuales en Brest (Francia), 1.42 mm en el Golfo de Vizcaya (España) y 0.63 mm para Cascais (Portugal). Leorri et. al. (2012) indican diferencias significativas entre el Golfo de Vizcaya y los otros dos sitios y sugieren más investigación para determinar las causas de esta variabilidad.

5.4 Cambios de la vegetación en el estuario del río Oiartzun durante el Holoceno

Algunos estudios sobre la procedencia del polen en los sedimentos de estuarios indican que la entrada mayoritaria de polen es a través de la atmósfera (Brush y Brush, 1994). Otros estudios (Brush, 1989; Reille, 1990; Suc y Drivaliari, 1991), sin embargo, sugieren que una parte importante del polen es de origen fluvial. Probablemente, las dos aceptaciones son válidas y hay una componente aérea y otra fluvial. Por lo tanto, el aporte polínico proveniente de los vientos dominantes del noroeste atlántico en los estuarios del Golfo de Vizcaya (Turón, 1984), y el polen transportado por el río Oiartzun son reflejo de estos dos procesos. Los diagramas aquí presentes evidencian la historia de la vegetación del valle del río Oiartzun, así como los cambios de la vegetación a nivel litoral.

La determinación de los ambientes sedimentarios fue inferida a través de las asociaciones de foraminíferos y los cambios sedimentológicos (ver apartados 5.1 y 5.2). Por otro lado, la sucesión de la vegetación se realizó sobre la base de los conjuntos polínicos contenidos en los sedimentos, agrupados en zonas polínicas (ZP), las cuales son explicadas de la siguiente manera:

En el núcleo de sedimentos Lezo, el más alejado del mar abierto, se han descrito cuatro zonas polínicas (apartado 4.1.5). La zona polínica A (ZPA), asociada a gravas y arenas en menor proporción, es interpretada como de ambiente fluvial, teniendo un registro polínico prácticamente nulo, con la presencia aislada de *Quercus* y *Corylus* (las gravas son poco favorables a la conservación del polen). Seguido, la ZPB, constituida por fango arenoso, fue interpretada como de un ambiente estuarino salobre desarrollado entre los 7820-7780 años cal BP, en donde los porcentajes elevados superiores al 30% de *Quercus* y *Corylus* indican la existencia de un bosque caducifolio, con un menor desarrollo de *Fraxinus* y aportes lejanos de *Pinus* (3%), así como la aparición esporádica de *Fagus* en la parte inferior de esta zona. Posteriormente, la ZPC, compuesta de arena principalmente, se interpretó como un ambiente fluvial posterior a 7780 y previo a 4860 años cal BP, momento durante el cual un robledal mixto (*Quercetum mixtum*) tiende a desarrollarse. Los porcentajes de *Quercus* y *Corylus* son más elevados, lo que sugiere un bosque más denso o más próximo al sitio de sondeo; así mismo, se desarrollan localmente poblaciones de *Alnus* en las zonas ribereñas (aliseda cantábrica). Por último, la ZPD, compuesta por gravas de varios centímetros de diámetro es interpretada como un

ambiente fluvial con una mayor influencia continental y un desarrollo incipiente de marisma baja, lo cual se confirma a través del polen, ya que esta zona contiene una mayor diversidad de polen y esporas (el depósito de marisma es favorable a la conservación del polen). Conforme al análisis estadístico, esta zona se caracteriza por ser heterogénea, al agrupar elementos estadísticamente distantes. A pesar de ello y descartando el nivel anómalo con alto porcentaje de *Corylus* (posiblemente estambres de flores caídas sobre el sedimento que, a su vez, denotan la proximidad de estos árboles), se observa la existencia de un bosque de tipo robledal mixto posterior a 4860 años cal BP, con una permanencia de *Alnus* en los bordes de río y el establecimiento de *Fagus* hacia lo más reciente. La fuerte presencia de esporas monoletas se relaciona con el transporte de estas esporas de helechos de ambientes húmedos, a través del río.

En el núcleo P9, el registro de la zona estuarina más próxima a la desembocadura, se han determinado tres zonas polínicas en sus sedimentos. Inicialmente, la ZPA está compuesta por una matriz arcillo-arenosa, la cual fue interpretada como de ambiente estuarino salobre con un mayor grado de influencia marina, con edad entre los 7900 y 5880 años cal BP, momento durante el cual los porcentajes dominantes de *Quercus* y *Corylus* (28, 21% respectivamente) indican la presencia de un bosque caducifolio. Por otro lado, hay aportes lejanos de *Pinus* (15%), mientras que *Alnus* tiene una presencia esporádica en esta zona. La menor proporción de polen de *Quercus* y *Corylus* en este sitio, en comparación con Lezo para ese mismo período, y en cambio mayor frecuencia del polen de pino, pueden asociarse a que el paisaje era más abierto en P9, y llegaron más aportes lejanos al tener un menor filtro de vegetación boscosa. La ZPB está constituida por fango bioclástico representando un ambiente estuarino salobre con un menor grado de influencia marina a partir del 5880 hasta el 4600 años cal BP y un desarrollo incipiente de ambiente continental al final de esta zona polínica. El bosque mixto se mantiene con porcentajes similares de *Quercus* y *Corylus* como en la anterior zona polínica, se aprecia una disminución de *Pinus*, un aumento en la concentración de *Alnus* (hasta un 5%) ligado al establecimiento de una aliseda de tipo cantábrico, y la aparición de *Fagus* alrededor de 5120 años cal BP, al final de esta zona polínica y aunado a la proliferación de diversos taxones herbáceos. Finalmente, la ZPC está compuesta por gravas finas con una matriz arcillo arenosa, lo que se ha interpretado como un ambiente continental desarrollado entorno a los 1240 años cal BP hasta la actualidad. Las dataciones no presentan una continuidad y sugieren un posible relleno natural o antrópico, lo cual se confirma a través del aumento en los porcentajes de taxones herbáceos como Asteraceae liguliflorae,

Asteraceae tubuliflorae, *Erica* y *Rumex* entorno a los 600 años cal BP. A pesar de que los máximos de estos taxones están asociados a disminuciones en los porcentajes de taxa arbóreos, en general las condiciones de un bosque mixto siguen siendo prevalentes, con frecuencias considerables de *Quercus* y *Corylus* como en las anteriores zonas polínicas. *Fagus* se establece en esta zona, aunque la discontinuidad en las dataciones dificulta situar en el tiempo su aparición; sin embargo, su desarrollo parece ser posterior a 3250 años cal BP. La Tabla 7 muestra de manera resumida los cambios ocurridos en el valle del río Oiartzun durante el Cuaternario tardío.

Tabla 7. Cambios de la vegetación en el estuario de Pasajes durante el Holoceno.

Fecha (años cal BP)	Zona Polínica		Litología		Paleoambiente			
	Lezo	P9	Lezo	P9	Ambiente sedimentario		Vegetación característica	
					Lezo	P9	Lezo	P9
3250	ZPD	ZPC	Sedimento continental (gravas)	Sedimento continental (Limo arenosa + gravas finas)	Continental		Bosque Mixto (<i>Quercus-Corylus</i> + <i>Ulmus, Tilia Fraxinus</i>) + <i>Alnus</i> + <i>Fagus</i> (se establece)	
600							Bosque Mixto antropizado (<i>Quercus-Corylus</i> + <i>Ulmus, Tilia Fraxinus</i>) + <i>Alnus</i> + <i>Fagus</i> + Hierbas	
5120	ZPC	ZPB	Arenas	Limo arenoso	Fluvial con arena (curso bajo)	Estuarino Salobre	Bosque Mixto (<i>Quercus-Corylus</i> + <i>Ulmus, Tilia Fraxinus</i>) + <i>Alnus</i> + <i>Fagus</i>	
5880							Bosque Mixto (<i>Quercus-Corylus</i> + <i>Ulmus, Tilia Fraxinus</i>) + <i>Alnus</i>	
6700		ZPA					Bosque Mixto (<i>Quercus-Corylus</i> + <i>Ulmus, Tilia Fraxinus</i>) + <i>Alnus</i>	Bosque Caducifolio (<i>Quercus-Corylus</i> + <i>Pinus</i>) + <i>Alnus</i>
7780							Bosque Mixto (<i>Quercus-Corylus</i> + <i>Ulmus, Tilia Fraxinus</i>)	Bosque Caducifolio (<i>Quercus-Corylus</i> + <i>Pinus</i>)
7900	ZPB		Limo arenoso		Estuarino Salobre		Bosque Caducifolio (<i>Quercus-Corylus</i> + <i>Pinus</i>)	
Tardiglacial- Holoceno inicial	ZPA	-	Gravas	-	Fluvial con grava (curso medio)	-	Bosque Caducifolio ? (<i>Quercus- Corylus</i>)	¿?

5.5 Reconstrucción de las comunidades vegetales durante el Cuaternario tardío en el estuario del río Oiartzun

El registro de la vegetación del estuario del río Oiartzun comprende niveles basales atribuidos al Tardiglaciario, al Holoceno medio (8000-4200 años cal BP) y al Holoceno tardío (últimos 4200 años cal BP), periodos durante los cuales, el polen depositado en el registro sedimentario indica una evolución de las comunidades vegetales regionales alrededor de la parte baja del estuario de Pasajes (Figura 20).

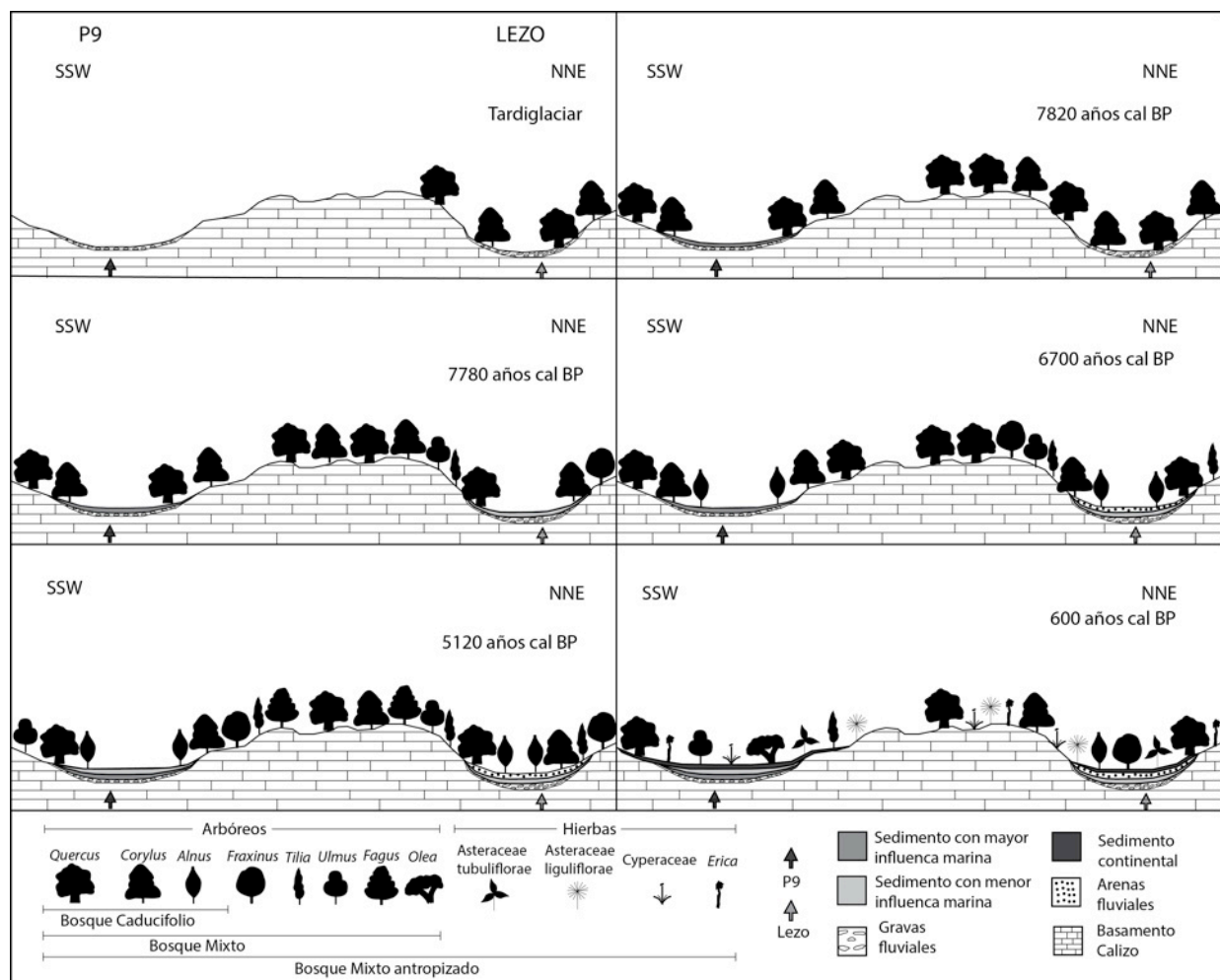


Figura 20. Cambios de la vegetación en la parte baja del estuario de Pasajes durante el Cuaternario tardío.

La carencia de material biogénico ha impedido datar los materiales más antiguos del inicio de la sedimentación en el valle, pero al estar por debajo de limos arenosos fechados en 7900 años cal BP, los depósitos basales indican una edad anterior a los 8000 años cal BP y corresponden a un cortejo sedimentario de bajo nivel del mar previo al Holoceno temprano. Estos sedimentos de origen fluvial solo se registran en el estuario superior (Lezo). Las características de un marcado valle fluvial y sedimentos de grano grueso

(Lowe y Walker, 1997), determinan una mala preservación de polen en este paquete y hacen prácticamente nulo el registro polínico; sin embargo, la presencia aislada de algunos taxones como *Quercus* y *Corylus* denota la existencia de elementos de un bosque caducifolio durante la última fase del descenso glacioeustático del nivel marino durante el Pleistoceno final en la zona más alejada del mar abierto (Lezo).

La acumulación de sedimentos finos sobre los depósitos fluviales indica un ascenso del nivel marino, pasando de un ambiente fluvial a uno estuarino durante el Holoceno medio. A comienzos de la deposición de los sedimentos estuarinos, la fuerte influencia marina no queda registrada en la parte superior del estuario (Lezo) debido a su menor proximidad al mar abierto y a la forma meandriforme de la ría. Durante esta primera fase de ascenso del nivel marino entre los 7900-6700 años cal BP en P9 y entre los 7820-7780 años cal BP en Lezo, la presencia de *Corylus* y *Quercus* denota un claro desarrollo de un bosque caducifolio, particularmente en los alrededores de Lezo.

El desarrollo de este bosque presente hace 7900 años cal BP, persistió hasta los 6700 años cal BP. Esta conclusión confirma los resultados de análisis de otras secuencias en el norte de España (Peñalba, 1989, 1994; Montserrat, 1992; Sanchez-Goñi, 1992, 1994). Por lo tanto, hace 8000 años, a comienzos del Holoceno medio, *Corylus* y *Quercus* fueron dominantes hasta los 6000 años aproximadamente. Su presencia local está confirmada por la observación de grupos de granos de polen de estos árboles, que muestran la poca dispersión de los mismos. En el estuario del Bidasoa, Edeso (1990) registra la abundancia de macrorrestos (semillas y hojas) de *Corylus*, que confirman también el desarrollo de este taxón en el área, y a su vez reiterado por la observación de acúmulos de granos de polen de dicho taxon en el análisis polínico del presente estudio.

La presencia esporádica de *Fagus* en el diagrama polínico Lezo y de *Betula* en P9 entre los 7900 y 6000 años cal BP no es del todo clara. Acorde con Reille y Andrieu (1991), *Fagus* llega desde los Pirineos orientales colonizando las montañas occidentales alrededor de hace 4000 años cal BP. *Fagus* se expande en el NE de España 1000 años más tarde (Peñalba, 1989, 1994). Este retraso temporal en la colonización de *Fagus* se interpreta como una migración E-W favorecida por el ser humano (Behre, 1988; Reille, 1990; Peñalba, 1994) y/o por factores climáticos (Huntley et al., 1989).

A pesar de ello, la presencia de *Fagus* a comienzos del Holoceno no es un caso aislado. Los diagramas de la turbera de Belate (Peñalba, 1989) situada en la parte alta del valle del Bidasoa, indican un 10% de polen de *Fagus* en la base de la secuencia datada como anterior a 6600 años cal BP. En el norte de España está documentada la aparición de *Fagus* en un núcleo de sedimentos lacustres durante el final del Pleistoceno superior (antes de 20526 años cal BP) por Ruiz Zapata et al. (2002), en la Laguna Grande, ubicada en la Sierra de Neila (Burgos), aunque las bajas frecuencias explican su presencia solo a nivel local. Sin embargo, a partir de diversos diagramas polínicos en la Península Ibérica y Europa, Giesecke et al. (2007) y Lopez-Merino (2008) sugieren que pequeñas poblaciones aisladas pudieron haber existido a comienzos del Holoceno, mucho antes de que se hicieran abundantes en estas zonas. Tomando en cuenta lo anterior, y teniendo presentes los granos aislados de polen de haya en la base de Lezo, la presencia de *Fagus* en el valle del Oiartzun parece detectarse a 7900 años cal BP (Figuras 12 y 13). Aunque la idea de un posible refugio de *Fagus* podría ser un tanto adelantada teniendo en cuenta la única presencia aislada registrada en Lezo, los resultados obtenidos por Jalut et al. (1988) en la turbera del pantano de Castet (Francia) en el oeste de los Pirineos, indican similares concentraciones de polen entorno a los 7000 años cal BP.

Sin embargo, un análisis llevado a cabo por Reille y Andrieu (1991) en la misma región no evidencia registros de este taxón durante comienzos del Holoceno y apoya más la idea de una posible migración. Sánchez-Goñi (1996) señala que los resultados obtenidos por Reille y Andrieu (1991) no son un argumento para rechazar la idea de zonas de refugio en el área a comienzos del Holoceno. Los estudios de lluvia polínica actual llevados a cabo por Bennett (1985) sugieren que una población significativa de *Fagus* es necesaria para alcanzar frecuencias detectables de polen de esta especie; además, los análisis de carbón de los yacimientos arqueológicos identifican *Fagus* a comienzos del Holoceno en el norte de España (Uzquiano, 1995). Más aún, la asociación de macrorrestos vegetales y datos polínicos en el norte y noroeste de España (Galicia, Asturias, Cantabria) sugiere la presencia de *Fagus* desde el último periodo glacial (García-Amorena, 2008), apoyando aún más la idea de un posible refugio de este taxón en el estuario del río Oiartzun.

A finales del Holoceno medio, sobre los depósitos finos de mayor influencia marina, descansan otros de menor carácter marino en P9 entre los 5880-4600 años cal BP, característicos de un ambiente estuarino salobre, mientras que en Lezo, en

contraposición, se depositan arenas correspondientes a un ambiente de tipo fluvial entre los 7780-4860 años cal BP. Durante la continuación de esta pulsación transgresiva, en la parte superior del estuario (Lezo), el temprano desarrollo de un bosque mixto parece comenzar a partir de 7780 años cal BP, mientras que en P9 parece desarrollarse a partir de los 5880 años cal BP, momento poco después del cual *Fagus* parece establecerse en torno a los 5120 años cal BP. En ambas zonas del estuario se observa un incremento de *Alnus* posterior a 6700 años cal BP, ocupando principalmente las zonas ribereñas (P9).

El diagrama de polen de la turbera de Belate (en la misma región, a 825 metros sobre el nivel del mar) muestra datos de la propagación de *Alnus* alrededor de los 5900 ± 80 años BP (Peñalba, 1994), mientras que los diagramas polínicos en sedimentos marinos próximos como en el estuario del Bidasoa (± 1 metro sobre el nivel del mar) muestran la proliferación este taxón en torno a los 6590 años BP (Sánchez-Goñi, 1996); a una similar altitud que en el estuario del Bidasoa, en la bahía de Zarautz (Iriarte-Chiapusso y Arrizabalaga-Valbuena, 2003), y a 90 metros sobre el nivel del mar en el sitio vasco-francés de Le Moura (Oldfield, 1964) se observa el desarrollo de *Alnus* en torno a los 6800 años cal BP. Por lo tanto, los diagramas de Belate, Bidasoa, Zarautz, Le Moura y los mostrados en este trabajo para el valle de Oiartzun, reflejan el aumento de *Alnus* desde el nivel del mar hasta mayores altitudes alrededor de 6800 años cal BP. Esta fecha marca el inicio del desarrollo de las alisedas cantábricas. Los resultados aquí presentes, junto con otros estudios polínicos en zonas de baja y mediana altitud en el norte de España y oeste de los Pirineos, confirman el desarrollo de *Alnus* entre los 6000-4500 años cal BP durante el Holoceno temprano/medio, mientras que en zonas de mayor altitud (Sierra de Neila, Burgos) está presente el Tardiglaciario (Ruiz-Zapata et al., 2002). La expansión de *Alnus* está generalmente asociada en altitudes medias con el aumento de *Tilia*, *Fraxinus* y *Taxus* (Peñalba, 1994); sin embargo, en el diagrama polínico de la ría del Bidasoa (Sánchez-Goñi, 1996) no se refleja el incremento de estos taxones, al igual que en el presente estudio, aunque en Lezo, la presencia puntual de *Taxus* se registra en el periodo de desarrollo de *Alnus*. Durante este periodo, en el estuario de Pasajes, el bosque mixto compuesto por *Quercus*, *Corylus*, *Tilia*, *Fraxinus*, *Ulmus*, *Hedera* e *Ilex* parece tener una presencia conspicua en la zona estuarina más próxima al mar y en el valle fluvial (Lezo). Es importante destacar que en los dos sitios de estudio se registró una presencia constante de *Quercus* tipo *ilex* (encina), de afinidad mediterránea, junto al roble dominante *Quercus* tipo *robur*.

El desarrollo de *Tilia* es reconocido en el área como anterior a 5500 años cal BP (Sánchez-Goñi, 1996). Alrededor de 5750 años cal BP, Jalut et al. (1988) reconocen este evento. En el diagrama de Belate (Peñalba, 1989), la presencia regular de *Tilia* se detecta desde 5900 años cal BP en adelante. Sin embargo, Reille y Andrieu (1991) datan la aparición de *Tilia* en los Pirineos Occidentales hace 7000 años cal BP, contemporánea con la aparición regular de *Alnus*. En el diagrama del sondeo P9, los bajos porcentajes de *Tilia* no parecen reflejar dicha expansión sino una presencia discreta e, incluso en Lezo no es detectado durante el Holoceno tardío; sin embargo, su aparición esporádica en ambos diagramas en torno a los 7230 años cal BP parece coincidir con otras zonas del Cantábrico, donde *Tilia* mostró un máximo de su desarrollo entre los 6890 y 7179 años cal BP (García-Antón et al., 2006).

Por último, la deposición de sedimentos del Holoceno tardío oscila desde los 3380 años cal BP en P9 y posterior a los 4860 años cal BP en Lezo, donde un ambiente con mayor tendencia a la continentalidad se desarrolla hasta la actualidad. El bosque mixto se mantiene en el valle del Oiartzun aunque una disminución en los valores de *Corylus* sugiere una reducción en el paisaje y *Alnus* continúa ocupando las zonas de inundación. El desarrollo de *Fagus* aquí observado indica un incremento de estas poblaciones aisladas, teniendo una fecha de difusión de este taxón en la región anterior a los 3000 años cal BP, mientras que otros diagramas como los de Belate, Atxuri y Saldropo (Peñalba, 1994) atestiguan el desarrollo de estas poblaciones alrededor de los 3000 años cal BP o en fecha posterior.

La presencia de actividad humana es sincrónica con el registro de Juglandaceae cf. y *Olea* en el diagrama P9. A este respecto, el nogal *Juglans regia* ha sido registrado para la época romana en el estuario del Bidasoa a través de macrorrestos (Peña-Chacarro y Zapata, 1996; Carrión-García (coord.), 2012). El incremento de Asteraceae, Cyperaceae, *Erica*, *Rumex*, sobre todo en P9, ya ha sido también observado en el vecino estuario del Bidasoa (Sánchez-Goñi, 1996) y ha sido considerado (Behre, 1981) como otro importante factor de la actividad humana sobre el ambiente, posiblemente con fines agrícolas a nivel regional.

5.6 Evolución geoquímica en el estuario del Oiartzun durante el Holoceno e impacto ambiental reciente.

La evolución temporal en las concentraciones de los elementos metálicos muestra una diferencia contrastante, teniendo de manera general una menor concentración en los niveles estratigráficos más bajos y una mayor concentración en los niveles superiores.

En la parte superior del estuario (Lezo) los sedimentos basales conforme a los resultados de las asociaciones de foraminíferos corresponden a sedimentos de origen fluvial, mientras que en las proximidades a la desembocadura encontramos sedimentos estuarinos salobres (P9) con concentraciones de Ag, Cd, Cu, Mn, Pb, Zn y Sb muy bajas y constantes depositados con anterioridad a 4600 años cal BP en P9 y 4860 años cal BP en Lezo.

Los valores aquí detectados muestran cierta correspondencia con los de Irabien et al. (2012) en el vecino estuario estuario del Bidasoa, donde al igual que en Pasajes, los sedimentos basales son de carácter fluvial y estuarino siendo contemporáneos con los sedimentos preindustriales de Europa Occidental (Grousset et al., 1994) y de varias rías y estuarios franceses (Elbaz-Poulichet et al., 1986; Alfonso et al., 2001).

El brusco aumento en las concentraciones de Cd, Pb y Zn principalmente, es solo apreciable en la parte media-superior (P9) y superior (Lezo) del registro sedimentario y parece ser completamente independiente de la evolución ambiental representada por las asociaciones de foraminíferos y zonas polínicas, apoyando un origen antropogénico a lo observado en este punto.

Las concentraciones de Cd, Pb y Zn entre los niveles -610 a -410 cm en el núcleo de sedimentos P9 son coincidentes con la inversión de materiales previamente depositados durante la última fase transgresiva bajo condiciones de alta energía. Debido a ello las dataciones y, por lo tanto, los eventos ligados al aumento en la concentración de estos elementos metálicos deben ser atribuidos con cautela sin embargo, tomando en cuenta los resultados por ^{14}C aquí obtenidos y considerando el posible margen de error que implica, el aumento de Cd, Pb y Zn se inicia después de 1050 años cal BP, es decir que no es de época romana sino posterior. Contrariamente a lo esperado, el máximo en las concentraciones aparece alrededor de 600 años cal BP (1400 AD), varios siglos después

del abandono del asentamiento romano de Oiasso (actual Irún), y corresponde a a época medieval. Similares resultados se han obtenido por Irabien et al. (2012). Es precisamente a finales de la Edad Media cuando se desarrolla la industria del hierro en el País Vasco, con las ferrerías que transforman el mineral extraído de las minas.

Mayores concentraciones de Ag, Cd, Cu, Mn y Sb son detectadas en el estuario superior (Lezo) en especial Pb y Zn, en el nivel estratigráfico más reciente, donde los valores superan por mucho a los registrados en P9. La carencia de material biogénico ha imposibilitado la datación de este nivel, sin embargo tomando en cuenta la fecha próxima inferior que data del 4860 años cal BP (2860 años cal BC) es probable que el incremento sea, al igual que en lo registrado en P9, ligado a la actividad minera. En el valle de Oiartzun la existencia de ferrerías está documentada desde el año 1328 con el Fuero de Ferrerías firmado por el rey Alfonso XI, que prueba su existencia y posible pre-existencia (Ibañez et al., 2001). Por otra parte, una estructura de mineral de plomo ubicada en el distrito minero de Arditurri ha sido datada posterior a 1340 años cal AD (Irabien et al., 2012). Estas evidencias, junto con el máximo de contaminación por plomo en la Edad Media encontrada en los núcleos de sedimentos parecen indicar que los episodios de obras mineras registrados son medievales. A pesar de ello, estudios actuales consideran sólo las actividades mineras en pequeña escala a nivel local para este periodo histórico (Braz, 2011).

Capítulo 6: Conclusiones

Este trabajo representa una contribución al estudio de la reconstrucción de los cambios del nivel marino holoceno, la evolución de las comunidades vegetales y la contaminación histórica reciente en el Golfo de Vizcaya. Comparando los resultados aquí obtenidos con otros trabajos realizados en esta zona geográfica, se ha establecido el primer modelo de reconstrucción paleoambiental para Pasajes, contribuyendo así al modelo general de evolución paleoambiental para el Golfo de Vizcaya durante el Cuaternario tardío.

Se ha efectuado el análisis de microfósiles, sedimentología, dataciones y geoquímica de dos núcleos de sedimentos (Lezo y P9) extraídos en la bahía del estuario de Pasajes. Se ha interpretado la secuencia deposicional caracterizada por el ascenso eustático del nivel marino, en donde se han evidenciado dos secuencias de somerización separadas entre sí por una superficie de ravinement mareal (TRS), constituyendo una secuencia transgresiva de cuarto orden (miles de años).

Inicialmente, un ambiente de tipo fluvial probablemente tardiglaciario se registra únicamente en Lezo. Posteriormente, como resultado de una primera pulsación transgresiva, se dio paso a un ambiente estuarino salobre enmarcado temporalmente entre los 7900 y 4600 años cal BP en P9, y en Lezo mucho menos evidente, registrado únicamente entre los 7820 y 7780 años cal BP. Durante la formación inicial del estuario, los porcentajes continuos de *Quercus* y *Corylus* denotan el desarrollo de un bosque caducifolio. El bajo porcentaje de *Pinus* mayormente registrado en Lezo puede reflejar su presencia fuera del valle de Oiartzun; hay presencia de *Fagus* previa a los 7900 años cal BP en el estuario superior (Lezo) y entorno a los 5120 años cal BP en la zona más próxima al mar (P9). Al inicio de la deposición de estos sedimentos estuarinos no se reconocen en los sedimentos valores elevados de metales pesados.

Posterior a los 7780 años cal BP en Lezo, se presentan nuevamente las condiciones de un ambiente de tipo fluvial y un desarrollo incipiente de marisma baja hacia lo más reciente, mientras que en P9 a partir de los 4600 años cal BP se registra un cambio hacia un ambiente de tipo continental. En P9 una inversión en la edad de los sedimentos producto de una posible segunda pulsación transgresiva se registra entorno a los 3380 años cal BP. Las condiciones de un bosque caducifolio siguen siendo predominantes en Lezo y P9, sin embargo las bajas frecuencias de *Ulmus*, *Tilia*, *Fraxinus*, *Hedera* e *Ilex*,

taxones marcados por su baja producción y dispersión de polen, indican su existencia en el valle principalmente en P9, donde se desarrolla un bosque mixto integrado por estos taxones. A partir de alrededor de 1000 años cal BP se registra un aumento de metales pesados (Cd, Pb y Zn principalmente) como parte posiblemente de las actividades mineras medievales, teniendo las mayores concentraciones a 600 años cal BP en P9, junto con la presencia de cf. Juglandaceae y Olea, taxones que indican presencia de actividad antrópica, y en Lezo eventualmente en época industrial.

Bibliografía

- AIZPURU-OIARBIDE, I. (1987). Paisaje Vegetal Actual, 55-68. en: Areso, P.D. El Medio Físico y Humano en la Historia de Euskal-Herria. Universidad del País Vasco, Bilbao 202 pp.
- ALLEN, G.P. y POSAMENTIER, H.W. (1993). Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde Estuary France. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 378-391 pp.
- ALLEN, J.R.M., HUNTLEY, B. y WATTS, W.A. (1996). The vegetation and climate of northwest Iberia over the last 14,000 yr. *Journal of Quaternary Science*, 11: 125-147 pp.
- ALFONSO, S., GROUSSET, F., MASSÉ, L. y TASTET, J.P. (2001). A European lead isotope signal recorded from 6000 to 300 years BP in coastal marshes (SW France). *Atmos. Environ*, 35: 3595-3605 pp.
- ALTUNA, J., CEARRETA, A., EDESO, J.M., ELORZA, M., ISTURIZ, M.J., MARIEZKURRENA, K., MUJICA, J.A. y UGARTE F.M. (1993). El yacimiento de Herriko-Barra (Zarautz, País Vasco) y su relación con las transgresiones marinas holocenas. en I.T.G.M.E : El Cuaternario en España y Portugal, 2: 923-942 pp.
- ALVE, E. (1990). Variations in estuarine foraminiferal with diminishing oxygen conditions in Drammensfjord, SE Norway, En: Hemleben et al. (Eds), *Paleoecology, Biostratigraphy, Paleoceanography and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 661-694 pp.
- ALVE, E. (1991). Benthic foraminifera in sediment cores reflecting heavy metal pollution in Sør fjord, western Norway. *Journal of Foraminiferal Research*, 21: 1-19 pp.
- ALVE, E. (1995). Benthic foraminiferal responses to estuarine pollution: a review. *Journal of Foraminiferal Research*, 25: 190-203 pp.
- ANDERSON, O.R. y LEE, J.J. (1991). Cytology and fine structure., en: Anderson, O.R. y Lee, J.J. (Eds), *Biology of Foraminifera*. Academic Press Limited, London, 7-40 pp.
- ANDRIEU, V. (1991). Dynamique du paléoenvironnement de la vallée montagnarde de la Garonne (Pyrénées Centrales, France) de la fin des temps glaciaires à l'actuel. Thèse de doctorat, Université de Toulouse 2, 330 pp.
- BEHRE, K.E. (1981). The interpretation of anthropogenic indicators in pollen diagrams. *Pollen et Spores*, 23 (2): 225-245 pp.
- BEHRE, K.E. (1988). The role of man in European vegetation history., en: Huntley, B. and Webb, T. III (eds), *Vegetation History*, 633-672 pp.
- BENNETT, K.D. (1985). The spread of *Fagus grandifolia* across eastern America during the last 18000 years. *Journal of Biogeography*, 12: 147-164 pp.
- BETANCOURT, J.L., VAN DEVENDER, T.R. y MARTIN, P.S. (1990). *Packrat middens: the last 40,000 years of biotic change*. Universidad de Arizona Press, Tucson. 499 pp.

- BERTOLANI-MARCHETTI, D. (1985). Pollen paleoclimatology in the Mediterranean since Messinian time. Geological evolution of the Mediterranean Basin (D.J. Stanley y F.-C. Wezel, eds.), Springer-Verlag, New York, 525-543 pp.
- BILBAO, G. y LAMOLDA, M.A. (1979). Resultados preliminares del estudio de los foraminíferos del litoral vizcaíno. Actas del 1º Simposio Ibérico de Bentos Marino, 1-16 pp.
- BINTLIFF, J.L. (1982). Paleoclimatic modelling of environment changes in the East Mediterranean Region since the last glaciation., en: Bintliff, J.L. y Zeist, W. van (éd.), Paleoclimates, Paleoenvironments and Human Communities in the Eastern Mediterranean Region in Later Prehistory. 485-527 pp. B.A.R. Int Séñes, 133 pp.
- BIRKS, H.J.B. y BIRKS, H.H. (1980). Quaternary Paleoecology. Edward Arnold, London.
- BRAZ, C.M. (2011). Two examples of auriferous mining in the Bracaraense Convents: Monte Furado, Vila Nova de Cerveira (Minho) and mining area of Montalegre and Boticas. In: Mata-Perelló, J.M., Torró i Abat, L., Fuentes Prieto, M.N. (Eds.), Actas del V Congreso Internacional sobre Minería y Metalurgia históricas en el Suroeste europeo, Madrid, 493-502 pp.
- BRIAN, M. C., LOUIS, S., MEADOWS, M.E., GIL-ROMERA, G., ARNOUD, B., ANDREW, S. C., REIMER, P.J. TRUCA. L., VALSECCHI, V. y QUICK, L.J. (2012). Rock hyrax middens: A palaeoenvironmental archive for southern African drylands. Quaternary Science Reviews, 56: 107-125 pp.
- BRUSH, G. SL. (1989). Rates and patterns of estuarine sedimentation. Limnology and Oceanography, 34 (7): 1233-1246 pp.
- BRUSH, G. S. y BRUSH, L. NL. (1994). Transport and deposition of pollen in an estuary: signature of the landscape. Sedimentation of organic particles Ed. A. Traverse. Cambridge, Cambridge University Press, 33-46 pp.
- BUCK, K.F., OLSON, H.C. y AUSTIN, J.A. (1999). Palaeoenvironmental evidence for latest pleistocene sea level fluctuations on the New Jersey outer continental Shelf: combining high-resolution sequence stratigraphy and foraminiferal analysis. Marine Geology, 154: 287-304 pp.
- CAMPOS, J. (1979). Estudio geológico del Pirineo al W del río Bidasoa. Revista Munibe. Sociedad de ciencias de Aranzadi, San Sebastian, 31: 3-139 pp.
- CAO, Y., WILLIAMS, D. y WILLIAMS, N.E. (1998). How important are rare species in aquatic community ecology and bioassessment?. Limnology and Oceanography, 43: 1403-1409 pp.
- CARRIÓN, J.S. (1992). Late Quaternary pollen sequence from Carihuela Cave, southeastern Spain. Review of Palaeobotany and Palynology, 71: 37-77 pp.
- CARRIÓN, J.S., MUNUERA, M. y NAVARRO, C. (1998). Paleoenvironmental reconstructions of cave sediments on the basis of palynology: an example from Carihuela Cave (Granada, Spain). Review of Palaeobotany and Palynology, 99: 317-340 pp.

- CARRIÓN, J.S., MUNUERA, M., NAVARRO, C., SÁEZ, S.F. (2000). Paleoclimas e Historia de la Vegetación Cuaternaria en España a través del Análisis polínico (Viejas Falacias y Nuevos Paradigmas. Complutu, 11: 115-142 pp.
- CARRION-GARCÍA, J.S., coord. (2012). Paleoflora y paleovegetación de la Península Ibérica e Islas Baleares: Plioceno-Cuaternario. Murcia. 972 pp.
- CEARRETA, A. (1983). Los foraminíferos bentónicos actuales en la ría de Santoña. Memoria de Tesis de Licenciatura, Universidad del País Vasco UPV/EHU, 59 pp.
- CEARRETA, A. (1986). Distribution and ecology of benthic foraminifera in the Rias of Santoña and San Vicente de la Barquera. Memoria de Tesis Doctoral, University of Exeter (UK), 307 pp.
- CEARRETA, A. (1988). Distribution and ecology of benthic foraminifera in the Santoña estuary, Spain. *Revista Española de Paleontología*, 21: 23-38 pp.
- CEARRETA, A. (1989). Foraminiferal assemblages in the Ria of San Vicente de la Barquera (Cantabria, Spain). *Revista Española de Micropaleontología*, 3: 67-80 pp.
- CEARRETA, A. (1994). Análisis micropaleontológico e interpretación paleoecológica del relleno sedimentario holoceno en el estuario del Bidasoa (Golfo de Vizcaya). *Geobios*, 27: 271-283 pp.
- CEARRETA, A. (1998). Holocene sea-level changes in the Bilbao estuary (north Spain): foraminiferal evidence. *Micropaleontology*, 44: 265-276 pp.
- CEARRETA, A. y MURRAY, J.W. (1996). Holocene paleoenvironmental and relative sealevel changes in the Santoña estuary, Spain. *Journal of Foraminiferal Research*, 26: 289-299 pp.
- CEARRETA, A. y MURRAY, J.W. (2000). AMS 14C dating of Holocene estuarine deposits: consequences of high-energy and reworked foraminifera. *The Holocene*, 10: 155-159 pp.
- CEARRETA, A., IRABIEN, M.J., LEORRI, E., YUSTA, I., CROUDACE, I.W. y CUNDY, A.B. (2000). Recent anthropogenic impacts on the Bilbao estuary, northern Spain: Geochemical and microfaunal evidence. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 50: 571-592 pp.
- CEARRETA, A., IRABIEN, M.J., LEORRI, E., YUSTA, I., QUINTANILLA, A. y ZABALETA, A. (2002a). Environmental transformation of the Bilbao estuary, N. Spain: microfaunal and geochemical proxies in the recent sedimentary record. *Marine Pollution Bulletin*, 44: 487-503 pp.
- CEARRETA, A., IRABIEN, M.J., ULIBARRI, I., YUSTA, I., CROUDACE, I.W. y CUNDY, A.B. (2002b). Recent salt marsh development and natural regeneration of reclaimed areas in the Plentzia estuary, N. Spain. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54: 863-886 pp.
- CEARRETA, A., ALDAY, M., FREITAS, M.C. y ANDRADE, C., (2007). Postglacial foraminifera and paleoenvironments of the Melides lagoon (SW Portugal): towards a regional model of coastal evolution. *Journal of Foraminiferal Research*, 37: 125-135 pp.

- CHORLEY, R.J., DUNN, A.J. y BECKINSALE, R.P. (1964). A History of the Study of Landforms, Vol. 1. Methuen, London. 698 pp.
- CLAVÉ, B., MASSÉ, L., CARBONEL, P. y TASTET, J.P. (2001). Holocene coastal changes and infilling of the La Perroche marsh (French Atlantic coast). *Oceanologica Acta*, 24, 377-389 pp.
- COLOM, G. (1941). Foraminíferos de las costas vascas y de la ría de Marín. Notas y Resúmenes del Boletín del Instituto Español de Oceanografía, 96: 1-36pp .
- COLOM, G. (1952). Foraminíferos de las costas de Galicia (Campañas del Xauen en 1949 y 1950). *Boletín del Instituto Español de Oceanografía*, 51: 1-58 pp.
- COLOM, G. (1963). Los foraminíferos de la ría de Vigo. *Investigación Pesquera*, Barcelona, 23: 71-89 pp.
- COLOM, G. (1974). Foraminíferos Ibéricos. *Investigación Pesquera*, Barcelona, 245 pp.
- CULVER, S.J. y BANNER, F.T. (1978). Foraminiferal assemblages as Flandrian palaeoenvironmental indicators. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 24: 53-72 pp.
- COMUNIDAD AUTÓNOMA DEL PAÍS VASCO (CAPV), DEPARTAMENTO DE MEDIO AMBIENTE, PLANIFICACIÓN TERRITORIAL, AGRICULTURA Y PESCA (2001). Unidad hidrológica: Oiartzun. Red de vigilancia de la calidad del agua y del estado ambiental de los ríos de la CAPV, 7 pp.
- DAVIES, K.H. (1968). *The Earth in Decay*. MacDonald, London.
- DAVIS, B.A.S., BREWER, S., STEVENSON, A.C. y GUIOT, J. Data Contributors. (2003). The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews*, 22: 1701-1716 pp.
- DE BEAULIEU, J.-L., ANDRIEU, V., LOWE, J.J., PONEL, P. y REILLE, M. (1994). The Weichselian Late-Glacial in southwestern Europe (Iberian Peninsula, Pyrenees, Massif Central, northern Apennines). *Journal of Quaternary Science*, 9: 101-107 pp.
- DEBENAY, J-P. (1987). Les ecosystemes paraliques du Senegal. Description, repartition des peuplements de foraminifères benthiques. *Revue de Paléobiologie* , 6: 229-255 pp.
- DEBENAY, J-P., PAWLOWSKI, J. y DECROUDEZ, D. (1996). *Les foraminifères actuels*. Masson, París, 329 pp.
- DEBENAY, J.P., GUILLON, J-J., REDOIS, F. y GESLIN, E. (2000). Distribution trends of foraminiferal assemblages in paralic environments. A base for using foraminifera as bioindicators. en : Martin, R.E. (éd.), *Environment Micropalaeontology*, Kluwer Academic, New York, 39-67 pp.
- DEL BAÑO-BREIS, F. (1990). *Atlas del Polen*. I.G. Diputación de Murcia S.A. Murcia, España.

- DEL COURT, H.R. y DEL COURT, P.A. (1991). Quaternary Ecology: a paleoecological perspective. Chapman y Hall, London. 256.
- DIPUTACIÓN FORAL DE GUIPÚZCOA (GIPUZKOAKO FORU ALDUNDIA). (1991) Geomorfología y Edafología de Gipuzkoa, Dpto. de Urbanismo, Arquitectura y Medio Ambiente. San Sebastian, 27 pp.
- DIPUTACIÓN FORAL DE GUIPÚZCOA (GIPUZKOAKO FORU ALDUNDIA). (2006) Bases para la elaboración de la directrices sobre el uso sostenible del agua en Gipuzkoa, El medio Acuático en Gipuzkoa (Resumen). San Sebastian 8 pp.
- DURÁN, I. NIETO, O. (2012). Water characterization in three industrialized harbours (Vigo, Bilbao and Pasajes) in North Coast of Spain. Marine Pollution Bulletin, 64: 410-415 pp.
- EDESÓ, J.M. (1988). Breves consideraciones geomorfológicas sobre la evolución paleogeográfica cuaternaria del curso bajo del Oyartzun-Bahía de Pasajes. Bilduma, 2: 43-52 pp.
- EDESÓ, J.M. (1990). Geomorfología fluvial y litoral del extremo oriental de Guipúzcoa (País Vasco). Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 639 pp.
- EDESÓ, J.M. (2006). Caracterización granulométrica, morfométrica, litológica y sedimentológica de las terrazas fluviales del valle del río Oiartzun (Guipúzcoa, País Vasco). Lurralde, 29 pp.
- EDESÓ, J.M. y UGARTE, M.F. (1987). Los depósitos detríticos cuaternarios del Valle del Río Oyartzun (Guipúzcoa). Revista Munibe. Sociedad de ciencias de Aranzadi, San Sebastian, 39: 103-114 pp.
- ELBAZ-POULICHET, F., HOLLIGER, P., MARTIN, J.M. y PETIT, D. (1986). Stable lead isotopes ratios in major French rivers and estuaries. Sci. Total Environ. 54: 61-76 pp.
- ELORZA, J. (1992). Geological characterization of chert and its application to archaeological research. en: Cearreta, A. y Ugarte, RM. (éd.). The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region. Universidad del País Vasco, Bilbao, 456 pp.
- ERDTMAN, G. (1969). Handbook of palynology: Morphology-taxonomy-ecology: An introduction to the study of pollen grains and spores. Hafner Publishing Co, New York, 486 pp.
- FAIRBANKS, R.G. (1989). A 17000-year glacio-eustatic sea-level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature, 342: 637-642 pp.
- FAUQUETTE, S., GUIOT, J., y SUC, J-P. (1998). A method for climatic reconstruction of the Mediterranean Pliocene using pollen data. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 144: 183-201 pp.
- FAEGRI, K. e IVERSEN, L. (1989). Textbook of pollen analysis, 4ta ed. John Wiley & Sons. Chichester.

- FISHER. R.A., CORBETT, A.S. y WILLIAMS, C.B. (1943). The relationship between the number of species and the number of individuals in a random sample of an animal population. *Journal of Animal Ecology*, 12: 42-58 pp.
- FLORSCHÜTZ, F., MENÉNDEZ-AMOR, J. y WIJMSTRA, T. (1971). Palynology of a thick Quaternary succession in S. Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 10: 233-264.
- FOUCAULT, A. y RAOULT, J.F. (1985). *Diccionario de Geología*. Masson, Barcelona, 316 pp.
- FOLLIERI, M., MAGRI, D. y SADORI, L. (1988). 250,000-year pollen record from Valle di Castiglione (Roma). *Pollen et Spores*, 30: 329-356 pp.
- FOLLIERI, M., GIARDINI, M., MAGRI, D. y SADORI, L. (1998). Palynostratigraphy of the last glacial period in the volcanic region of Central Italy. *Quaternary International*, 47/48: 3-20 pp.
- GANESAN, M., KANNAN, R., RAJENDRAN, K., GOVINDASAMY, C. y SAMPATHKUMAR, L. (1991). Heavy Metal Concentration in sediments from Pasajes Harbour, Spain. *Marine Pollution Bulletin*, 22 (4): 207-209 pp.
- GARCÍA-ANTÓN, M., GIL-ROMERA, G., PAGÉS, J.L. y ALONSO-MILLÁN, A. (2006). The Holocene pollen record in the Villaviciosa Estuary (Asturias, North Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 237: 280-292 pp.
- GARCÍA-AMORENA, M. C., RUBIALES, J.M. y GÓMEZ-MANZANEQUE, F. (2008). Taxonomic composition of the Holocene forests of the northern coast of Spain, as determined from their macroremains. *The Holocene*, 18 (5): 819-829 pp.
- GARGOLLO, A. (1989). *El consejo de Teruel en la Edad Media (1177-1327)*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 873 pp.
- GENTY, D., BLAMART, D., OUAHDI, R., GILMOUR, M., BAKER, A., JOUZEL, J. y VAN-EXTER, S. (2003). Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. *Nature*, 421: 833-837 pp.
- GIESECKE, T., HICKLER, T., KUNKEL, T., SYKES, M.T. y BRADSHAW, R.H.W. (2007). Towards an understanding of the Holocene distribution of *Fagus sylvatica* L. *Journal of Biogeography*, 34: 118-131 pp.
- GOGEASKOETXEA, A. y JUARISTI, J. (1997). Aprovechamiento histórico y privatización de las marismas de Urdaibai. *Lurralde*, 20: 169-189 pp.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1950). Datos para la Historia Geológica de la ría de Pasajes. *Estudios Geográficos*, Madrid, 501-513 pp.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1955). Terrazas fluviales. *Revista Munibe. Sociedad de ciencias de Aranzadi*, San Sebastian, 7: 27-33 pp.

- GÓMEZ-PIÑEIRO, J. (2000). Medio Físico y Entorno Ambiental. en: Estructura Económica de Gipuzkoa. Camara de Comercio, Industria y Navegación, San sebastian, 27 pp.
- GONDAT, L., MILLAN, E. y CANTON. (1986). Metales Pesados en Plantas Angiospermas del Entorno de la Bahía de Pasajes. Lurralde, 9: 113-131 pp.
- GREINER, G.O.G. (1969). Recent benthic foraminifera; environmental factors controlling their distribution. Nature, 223: 168-170 pp.
- GREINER, G.O.G. (1974). Environmental factors controlling the distribution of recent benthonic foraminifera. Breviora, 420: 1-35 pp.
- GRIBBIN, J. Y LAMB, H.H. (1978). Climatic change in historical times. en: Gribbin, J. (Ed.). Climatic Change. Cambridge University Press, 68-82 pp.
- GRIMM, E.C. (2002). Software Tilia, versión 2. Springfield. IL 62703. USA Illinois State Museum. Research and Collection Center.
- GROUSSET, F.E., QUETEL, C.R., THOMAS, B., BUAT-MENARD, P., DONARD, O.F.X. y BUCHER, A. (1994). Transient Pb isotopic signatures in the western European Atmosphere. Environ. Sci. Technol. 28: 1605-2608 pp.
- GROVE, J.M. (1979). The glacial history of the Holocene. Progress in Physical Geography, 3: 1-54 pp.
- GUTIERREZ-ELORZA, M. y PEÑA-MONNE, J. (1992).Evolución climática y geomorfológica del holoceno superior (Coordillera Iberica, depresión del Ebro y Pre-pirineo), 109-124. en: Cearreta, A. y Ugarte, R.M. (éd.). The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region. Universidad del País Vasco, Bilbao, 456 pp.
- HAYEK, L.C. y BUZAS, M.A. (1997). Surveying natural populations. Columbia University Press, New York, 563 pp.
- HEDBERG, H. (1976). International Stratigraphic Guide. John Wiley. London y New York, 200 pp
- HUNTLEY, B., BARTLEIN, P.J. y PRENTICE, I.C. (1989). Climatic control of the distribution and abundance of beech (Fagus L.) in Europe and North America. Journal of Biogeography, 16: 331-360 pp.
- IBÁÑEZ, M., TORRECILLA, M.J. y ZABALA, M. (2001). La industria del hierro. Diputación Foral de Guipúzcoa, San Sebastián, 120 pp.
- IRABIEN, M.J., CEARRETA, A. y URTEAGA, M. (2012). Historical signature of Roman mining activities in the Bidasoa estuary (Basque Country, northern Spain): an integrated micropalaeontological, geochemical and archaeological approach. Journal of Archaeological Science, 39: 2361-2370 pp.
- IRIARTE-CHIAPUSSO, M.J. (2009). Vegetation landscape and the anthropization of the environment in the central sector of the Northern Iberian Peninsula: Current status. Quaternary International, 200: 66-76 pp.

- IRIARTE-CHIAPUSSO, M.J. y ARRIZABALAGA-VALBUENA, A. (2003). El bosque en el País Vasco prehistórico. Cuad. Soc. Esp. Cien. For. 16: 85-90 pp.
- IVERSEN, J., TROELS-SMITH, J. (1950). Pollenmorphologische Definitionen und Typen. Dan. Geol. Unders Ser, 43 (8): 1-54 pp.
- JALUT, G. (1988). Les principales étapes de l'histoire de la forêt pyrénéenne française depuis 15000 ans. Monografías del Instituto Pirenaico de Ecología, 4: 609-615 pp.
- JALUT, C., ANDRIEU, V., DELIBRIAS, G., FONTUGNÉ, M. y PAGES, P. (1988). Palaeoenvironment of the valley of Ossau (Western French Pyrénées) during the last 27000 years. Pollen et Spores, 30 (3/4): 357-394 pp.
- KLINGEBIEL, A. GAYET, J. (1995). Fluvio-lagoonal sedimentary sequences in Leyre delta and Arcachon bay, and Holocene sea-level variations along the Aquitaine coast (France). Quaternary International, 29/30: 111-117 pp.
- LAMB, H.H. (1969). Climatic fluctuations. en: Flohn, H. (éd.). World Survey of Climatology, II, General Climatology, Elsevier 173-249 pp.
- LAMB, H.H. (1977). Climate: Present, Past and Future. Vol. 2: Climatic History and the Future. Mathuen, 835 pp.
- LEA, D.W. (1999). Trace elements in foraminiferal calcite. en: Sen Gupta, B.K. (éd.), Modern foraminifera. Kluwer, Dordrecht 250-277 pp.
- LE CAMPION, J. (1968). Foraminifères des principaux biotopes du Bassin d'Arcachon et du proche océan (inventaire faunistique). Bulletin du Centre d'Etude et de Recherches Scientifiques du Biarritz, 7: 207-391 pp.
- LE CAMPION, J. (1970). Contribution a l'étude des foraminifères du bassin d'Arcachon et du proche océan. Bulletin de l'Institut Géologique de Bassin Aquitaine, 8: 3-98 pp.
- LEORRI, E. y CEARRETA, A. (2004). Holocene environmental development of the Bilbao estuary, northern Spain: sequence stratigraphy and foraminiferal interpretation. Marine Micropaleontology, 51: 75-94 pp.
- LEORRI, E., CEARRETA, A. y MILNE, G. (2012). Field observations and modelling of Holocene sea-level changes in the southern Bay of Biscay: implication for understanding current rates of relative sea-level change and vertical land motion along the Atlantic coast of SW Europe. Quaternary Science Reviews, 42: 59-73 pp.
- LE ROY LADURIE, E. (1971). Histoire du climat depuis l'an mil. Flammarion, Paris, 381 pp.
- LESUEUR, P., TASTET, J.P. y MARAMBAT, L. (1996). Shelf mud fields formation within historical times: examples from offshore the Gironde estuary, France. Continental Shelf Research, 16: 1849-1870 pp.
- LESUEUR, P., TASTET, J.P. y WEBER, O. (2002). Origin and morphosedimentary evolution of fine-grained modern continental shelf deposits: the Gironde mud fields (Bay of Biscay, France). Sedimentology, 49: 1299-1320 pp.

- LOEBLICH, A. R. y TAPPAN, H. (1998). Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 970 pp.
- LOIDI, J., BIURRUN, I., CAMPOS, J.A., GARCÍA-MIJANGOS, I. y HERRERA, M. (2004). La vegetación de la Comunidad Autónoma del País Vasco. Gobierno Vasco, Departamento de medio ambiente planificación territorial, agricultura y pesca. 197 pp.
- LÓPEZ-MERINO, L., LÓPEZ-SÁEZ, J.A., RUIZ-ZAPATA, M.B. y GIL-GARCÍA, M.J. (2008). Reconstructing the history of beech (*Fagus sylvatica* L.) in the north-western Iberian Range (Spain): From Late-Glacial refugia to the Holocene anthropic-induced forests. Review of Palaeobotany and Palynology, 152: 58-65 pp.
- LOWE, J.J. y WALKER, M.J.C. (1997). Reconstructing Quaternary Environments. Longman, London, 472 pp.
- LUMLEY, H., RENAULT-MISKOVSKY, J.C. y GUILAINE, J. (1976). Le cadre cronologique et séquences culturelles. en: La Préhistoire Française, II, C.N.R.S. 3-16 pp.
- MAGRI, D. (1989). Interpreting long-term exponential growth of plant populations in a 250,000-year pollen record from Valle di Castiglione (Roma). New Phytologist, 112: 123-128 pp.
- MAGRI, D. (1999). Late Quaternary vegetation history at Lagaccione near Lago di Bolsena (central Italy). Review of Palaeobotany and Palynology, 106: 171-208 pp.
- MANGERUD, J., BIRKS. HJB. y JA"GER. KD. (1982). Chronostratigraphical Subdivisions of the Holocene: a review. Striae 16: 1-6 pp. Buscar si es de este año la publicacion parece que es de 1974
- MARKGRAF, V. y D'ANTONI, H. (1978). Pollen Flora of Argentina. The University of Arizona Press. Tucson, 208 pp.
- MARTIN, P.S. (1963). The Last 10000 Years A Fossil Pollen Record of the American Southwest. The University of Arizona Press. Tucson, 87 pp
- MARY, G. (1983). Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. Trabajos de Geología, 13: 3-35 pp.
- MENÉNDEZ-AMOR, J. y FLORSCHÜTZ, F. (1961). Contribución al conocimiento de la historia de la vegetación en España durante el Cuaternario. Estudios Geológicos, 17: 83-99 pp.
- MONTSERRAT, J.M. (1992). Evolución glacial y postglacial del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: estudio palinológico. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 147 pp.
- MOORE, P.D., WEBB, J.A. Y COLLISON, M.E. (1991). Pollen analysis, 2^{da} ed. Blackwell Scientific Publication. Boston, 216 pp.
- MURRAY, J.W. (1963). Ecological experiments on foraminifera. Journal of Marine Biology Association UK, 43: 621-642 pp.

- MURRAY, J.W. (1971). Living foraminiferids of tidal marshes: a review. *Journal of Foraminiferal Research*, 1: 153-161 pp.
- MURRAY, J.W. (1973). *Distribution and ecology of living benthic foraminifers*. Heinemann Educational Books, London, 274 pp.
- MURRAY, J.W. (1979). *British Nearshore Foraminiferids. Synopsis of the British Fauna. (New Series)*. Academic Press, London, 16: 1-68 pp.
- MURRAY, J.W. (1991). *Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera*. Longman, Harlow. 397 pp.
- MURRAY, J.W. (2001). The niche of benthic foraminifera, critical thresholds and proxies. *Marine Micropaleontology*, 41: 1-7 pp.
- MURRAY, J.W. (2003). Patterns in the cumulative increase in species from foraminiferal time-series. *Marine Micropaleontology*, 48: 1-21 pp.
- MURRAY, J.W. y HAWKINS, A.B. (1976). Sediment transport in the Severn estuary during the past 8000-9000 years. *Journal of Geological Society of London*, 132: 385-398 pp.
- OGG, G. (2009). *International Stratigraphic Chart*. International Commission on Stratigraphy.
- OLDFIELD, F. (1964). Late Quaternary deposits at Le Moura, Biarritz, South-West France. *New Phytologist*, 63: 374-409 pp.
- PASCUAL, A. (1981). *Los foraminíferos actuales del litoral vizcaíno*. Memoria de Tesis de Licenciatura, Universidad del País Vasco/EHU, 101 pp.
- PASCUAL, A. (1984). *Los foraminíferos actuales del litoral vizcaíno*. *Kobie*, 14: 341-350 pp.
- PASCUAL, A. (1990). *Utilización de los foraminíferos bentónicos y ostrácodos para un mejor conocimiento del medio ambiente en los estuarios vizcaínos: aplicación a las rías de Guernica y de Bilbao*. Memoria de Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco UPV/EHU, 354 pp.
- PASCUAL, A. (1992). *Utilización de los foraminíferos bentónicos para un mejor conocimiento del medio ambiente en los estuarios vizcaínos (Gernika y Bilbao)*. *Revista Española de Micropaleontología*, 24: 33-57 pp.
- PASCUAL, A. y ORUE-ETXEBARRIA, J. (1985). Primeros datos acerca de los foraminíferos encontrados en el estuario de la ría de Bilbao. *Actas de la I Reunión del Cuaternario Ibérico*, Lisboa, 241-252 pp.
- PASCUAL, A. y RODRÍGUEZ-LÁZARO, J. (1996). Micropaleontología en materiales holocenos de la ría de Gernika (Golfo de Vizcaya). *Geogaceta*, 20: 209-212 pp.
- PASCUAL, A. y RODRÍGUEZ-LÁZARO, J. (2006). Marsh development and sea-level changes in the Gernika Estuary (southern Bay of Biscay): foraminifers as tidal indicators. *Scientia Marina*, 70 (1): 101-117 pp.

- PASCUAL, A., WEBER, O., RODRÍGUEZ-LÁZARO, J., JOUANNEAU, J-M. y PUJOS, M., (1998). Le comblement de la ria de Gernika (golfe de Gascogne) à l'Holocène terminal. *Oceanologica Acta*, 21: 263-269 pp.
- PASCUAL, A., WEBER, O., CABALLERO, F., RODRÍGUEZ-LÁZARO, J. y JOUANNEAU, J-M. (1999). Análisis integral (micropaleontología y sedimentología) de un sondeo supramareal holoceno en la ría de Gernika (Golfo de Vizcaya). *Geogaceta*, 26: 75-78 pp.
- PASCUAL, A., WEBER, O., RODRÍGUEZ-LÁZARO, J. y JOUANNEAU, J-M. (2000a). Evolución sedimentaria del Polder Anbeko (Reserva de Urdaibai, Golfo de Vizcaya) durante el Holoceno. *Geogaceta*, 28: 113-116 pp.
- PASCUAL, A., WEBER, O., RODRÍGUEZ-LÁZARO, J. y JOUANNEAU, J-M. (2000b). Reconstrucción paleogeográfica de la ría de Gernika durante el Holoceno: evidencias geológicas. en: Gobierno Vasco y UNESCO (éd.), *Investigación aplicada a la Reserva de la Biosfera de Urdaibai*. Servicio Central de Publicación del Gobierno Vasco, Vitoria, 209-214 pp.
- PASCUAL, A., RODRÍGUEZ-LÁZARO, J., WEBER, O. y JOUANNEAU, J-M. (2001). Cambios paleogeográficos durante el Holoceno en las marismas de Forua, Reserva de la Biosfera de Urdaibai. *Geogaceta*, 30: 191-194 pp.
- PASCUAL, A., RODRÍGUEZ-LÁZARO, J., WEBER, O. y JOUANNEAU, J-M. (2002). Late Holocene pollution in the Gernika estuary (southern Bay of Biscay) evidenced by the study of Foraminifera and Ostracoda. en: Orive, E., Elliot, M. y Jonge, V.N. (éd.), *Developments in Hydrobiology: Nutrients and Eutrophication in Estuaries and Coastal Waters*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 477-491 pp.
- PEÑA-CHACARRO, L. y ZAPATA, L. (1996). Los recursos vegetales en el mundo romano: estudio de los macrorrestos botánicos del yacimiento Calle Santiago de Irún (Guipúzcoa). *Archivo Español de Arqueología*, 69: 119-134 pp.
- PEÑALBA, M.C. (1989). *Dynamique de végétation tardiglaciaire et holocène du Centre-Nord de l'Espagne d'après l'analyse pollinique*. Tesis doctoral, Universidad Aix-Marseille III, 169 pp.
- PEÑALBA, M.C. (1992). La vegetación y el clima en los montes vascos durante el Pleistoceno superior y el Holoceno según los análisis palinológicos, 171-182. en: Cearreta, A. y Ugarte, RM. (éd.). *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*. Universidad del País Vasco, Bilbao, 456 pp.
- PEÑALBA, M.C. (1994). The history of the Holocene vegetation in northern Spain from pollen analysis. *Journal of Ecology*, 82: 815-832 pp.
- PEÑALBA, M.C., ARNOLD, M., GUIOT, J., DUPLESSY, J.-C. y DE BEAULIEU, J.-L. (1997). Termination of the last glaciation in the Iberian Peninsula inferred from the pollen sequence of Quintanar de la Sierra. *Quaternary Research*, 48: 205-214 pp.
- PHLEGER, F.B. (1976). Benthic foraminiferids as indicators of organic production in marginal marine areas. En: *First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins. Part A. Ecology and Biology. Maritime Sediments, Special Publication 1*: 107-117 pp.

- PONS, A. y REILLE, M. (1988). The Holocene and upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain). A new study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 35: 145-214 pp.
- PUJOS, M. (1976). Ecologie du Foraminifères benthiques et des thecamebiens de la Gironde et du plateau continental sud-gascogne. Application a la connaissance du Quaternaire terminal de la region ouest-gironde. Mémoire de l'Institut de Geologie du Bassin d'Aquitaine, 8: 438 pp.
- PUNT, W., HOEN, P.P., BLACKMORE, S., NILSSON, S. y LE THOMAS, A. (2007). Glossary of pollen and spore terminology. *Review of Palaeobotany & Palynology*, 143: 1-81 pp.
- RAMIL-REGO, P. y AIRA-RODRÍGUEZ, M.J. (1993). Síntesis de las secuencias paleoambientales y cronológicas del suroeste de Europa: una propuesta para las Sierras septentrionales de Galicia. *Giornale Botanico italiano*, 127: 737-754.
- RAMIL-REGO, P., GÓMEZ-ORELLANA, L., MUÑOZ-SOBRINO, C. y RODRÍGUEZ-GUITIÁN, M. (1996). Valoración de las secuencias polínicas del norte de la Península Ibérica para el último ciclo glacial-interglacial. *Paleoecología y arqueometría del norte de la Península Ibérica. Fervedes*, 3: 20-123 pp.
- RAMIL-REGO, P., MUÑOZ-SOBRINO, C., RODRÍGUEZ-GUITIÁN, M. y GÓMEZ-ORELLANA, L. (1998a). Differences in the vegetation of the North Iberian Peninsula during the last 16000 years. *Plant Ecology*, 138: 41-62 pp.
- RAMIL-REGO, P., RODRÍGUEZ-GUITIÁN, M. y MUÑOZ-SOBRINO, C. (1998b). Sclerophyllous vegetation dynamics in the north of the Iberian Peninsula during the last 16000 years. *Global Ecology and Biogeography Letters*, 7: 335-351 pp.
- RAT, P. y FLOQUET, M. (1975). Un exemple d'interrelation entre socle, paléogéographie et structure dans l'arc pyrénéen basque: la Sierra d'Aralar. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 17: 509 pp.
- REILLE, M. (1990). Leçons de Palynologie et d'analyse palynologique. C.N.R.S, Paris, 206 pp.
- REILLE, M. (1992). Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille, 520 pp.
- REILLE, M. (1995). Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord, supplément 1. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille, 520 pp.
- REILLE, M. (1998). Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord, supplément 2. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille, 520 pp.
- REILLE, M. y ANDRIEU, V. (1991). Données nouvelles sur l'histoire postglaciaire de la végétation des Pyrénées occidentales (France). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 312 (2): 97-103 pp.
- REILLE, M. y DE BEAULIEU, J.-L. (1990). Pollen analysis of a long upper Pleistocene sequence in a Velay maar (Massif Central, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 80: 35-48 pp.

- REILLE, M. y DE BEAULIEU, J.-L. (1995). Long Pleistocene pollen records from the Praclaux Crater, south-central France. *Quaternary Research*, 44: 205-215 pp.
- REILLE, M. y LOWE, J.J. (1993). A re-evaluation of the vegetation history of the eastern Pyrenees (France) from the end of the last glacial to the present. *Quaternary Science Reviews*, 12: 47-77 pp.
- RIDING, J.B. y KYFFIN-HUGHES, J.E. (2010). The use of pre-treatments in palynological processing. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 158: 281-290 pp.
- RUIZ, F.J.M. (1994). Evolución tardiglacial y holocena de la vegetación en los macizos del noroeste peninsular. Tesis doctoral, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Montes, 171pp.
- RUIZ-ZAPATA, M.B., GIL-GARCÍA, M.J., DORADO-VALIÑO, M., VALDEMOLMILLOS-RODRÍGUEZ, A. y PÉREZ-GONZÁLES, A. (2002). Clima y vegetación durante el Pleistoceno superior y el Holoceno en la Sierra de Neila (Sistema Ibérico Noroccidental). *Rev. C. & G.*, 16 (1-4): 9-20 pp.
- SÁNCHEZ-GOÑI, M.F. (1992). Analyse palynologique de sites préhistoriques du Pays Basque: premiers résultats pour les grottes de Lezetxiki et Urtiaga, p. 207- 231. en: Cearreta, A. and Ugarte, RM. (eds). *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*. Universidad del País Vasco, Bilbao, 456 pp.
- SAA OTERO, M.P., SUÁREZ CERVERA, M. y GRACIA, V. (1996). Atlas del polen de Galicia I. Diputación de Ourense, España, 350 pp.
- SÁNCHEZ-GOÑI, M.R. (1994). The identification of European Upper Paleolithic Interstadials from cave sequences. *AASP Contribution Series*, 29: 161-181 pp.
- SÁNCHEZ-GOÑI, M.F. (1996). Vegetation and sea level changes during the Holocene in the estuary of the Bidasoa (southern part of the Bay of Biscay). *Quaternaire* 7: 207-219 pp.
- SANTANA, R. (1966). Evolución geomorfológica del litoral guipuzcoano. País Vasco Español. Estudios geográficos. Homenaje a D. Humberto Fuensalida. Editorial Universitaria. Santiago de Chile, 20 pp.
- SCHNITKER, D. (1969). Distribution of foraminifera on a portion of the continental shelf of the Golfe de Gascogne (Gulf of Biscay). *Bulletin Centre Recherches de Pau SNPA*, 3: 33-64.
- SCOTT, D.B., SCHAFER, C.T., HINING, C. y YOUNGER, D.C. (1995). Temporal variations in benthic foraminiferal assemblages under or near aquaculture operations: documentation of impact history. *Journal of Foraminiferal Research*, 25: 224-235.
- SCOTT, D.B., SCHAFER, C.T. y MEDIOLI, F.S. (1980). Eastern Canadian estuarine foraminifera: a framework for comparison. *Journal of Foraminiferal Research*, 10: 205-234.
- SEN GUPTA, B.K. (1999). Introduction to modern foraminifera. en: Sen Gupta, B.K. (éd.), *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, 3-7 pp.

- SEN GUPTA, B.K. y MACHAIN-CASTILLO, M.L. (1993). Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats. *Marine Micropaleontology*, 20: 183-201.
- SHACKLETON, N.J., BERGER, A. y PELTIER, W.R. (1990). An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale on ODP site 677. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 81: 251-161 pp.
- SHARIFI, A.R., CROUDACE, I.W. y AUSTIN, R.L. (1991). Benthic foraminiferids as pollution indicators in Southampton Water, southern England, U.K. *Journal of Micropalaeontology*, 10: 109-113 pp.
- SOLAR MARTINEZ, M. (2007). Evolución ambiental del estuario superior del Oka (Reserva de la Biosfera de Urdaibai) durante el Holoceno como consecuencia del ascenso en el nivel marino. Tesis de licenciatura. Universidad del País Vasco. 79 pp.
- STUIVER, M. y BRAZUINAS, T.F. (1993). Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples back to 10000 B.C. *Radiocarbon*, 35: 137-189 pp.
- STUIVER, M., RAIMER, P.J., BARD, E., BECK, J.W., BURR, G.S., HUGHEN, K.A., KROMER, B., McCORMAC, F.G., VAN DE PLICHT, J. y SPURK, M. (1998). INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40: 1041-1083 pp.
- SUC, J.-P. (1984). Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature*, 307: 429-32 pp.
- SUC, J.-P. y CRAVATTE, J. (1982). Etude palynologique du Pliocène de la Catalogne (Nord-Est de l'Espagne). Apports à la connaissance de l'histoire climatique de la Méditerranée occidentale et implications chronostratigraphiques. *Paléobiologie Continentale*, 13 (1): 1-31 pp.
- SUC, J.-P. y DRIVALIARI, A. (1991). Transport of bisaccate coniferous fossil pollen grains to coastal sediments: An example from the earliest Pliocene Orb ría (Languedoc, southern France). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 70: 247-253.
- SUNSUNDEGI, Z. L. (2002). Lezo Airetik. Lezoko Unibertsitateko Udala. 100, 132, 146: 161 pp.
- TASTET, J.P. y PONTEE, N.I. (1998). Morpho-chronology of coastal dunes in Médoc. A new interpretation of Holocene dunes in Southwestern France. *Geomorphology*, 25: 93-109 pp.
- THOMPSON, R.S. (1985). Palynology and Neotoma Middens. AASP Contributions series. 16: 89-112 pp.
- TRAVERSE, A. (1982). Response of world vegetation to Neogene tectonic and climatic events. *Alcheringa*, 6: 197-209 pp.
- TURON, J.L. (1984). Le palynoplancton dans l'environnement actuel de l'Atlantique nord-oriental. Evolution climatique et hydrologique depuis le dernier maximum glaciaire. *Mém. Inst Géol. Bassin d'Aquitaine*, 17, Bordeaux, 313 pp.

- TZEDAKIS, P.C. (1994). Vegetation change through glacialinterglacial cycles: a long pollen sequence perspective. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 345: 403-432.
- TZEDAKIS, P.C., ANDRIEU, V., DE BEAULIEU, J.-L.; CROWHURST, S., FOLLIERI, M., HOOGHIEMSTRA, H., MAGRI, D., REILLE, M., SADORI, L., SHACKLETON, N.J. y WIJMSTRA, T.A. (1997). Comparison of terrestrial and marine records of changing climate of the last 500000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 150: 171-176 pp.
- URIARTE-CANTOLLA, A. (2003). *Historia del clima de la tierra*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco. 283 pp.
- UZQUIANO, P. (1995). L'évolution de la végétation à l'Holocène initial dans le nord de l'Espagne à partir de l'étude anthracologique de trois sites archéologiques. *Quaternaire*, 6 (2): 77-83 pp.
- VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N. y PEREZ CRUZ, C. (1991). The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology –an overview-. en: Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A. (éd.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer, Berlin, 617-659 pp.
- VAN DER HAMMEN, T., WIJMSTRA, T.A. y ZAGWIJN, W.H. (1971): The floral record of the late Cenozoic of Europe. *The Late Cenozoic glacial ages* (K.K. Turekian, ed.), Yale University Press, New Haven, 391-423 pp.
- VAN DER ZWAAN, G.J., DUIJNSTEE, I.A.P., DULK, M., DEN ERNTS, S.R., JANNINK, N.T. y KOUWENHOVEN, T.J. (1999). Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleoecological concepts. *Earth-Science Reviews*, 46: 213-236 pp.
- VON POST, L. (1916). Om skogstradspollen i sydsvenska torfmosselagerföljder (foredragsreferat). *Geol. For. Stock. Forh.* 38: 384-394 pp.
- WATTS, W.A. (1986). Stages of climatic change from Full Glacial to Holocene in northwest Spain, southern France and Italy: a comparison of the Atlantic coast and the Mediterranean basin. *Current issues in climate research* (A. Ghazi y R. Francheti, eds.), Proc. EC Climatology Programme Symposium, Sophia Antipolis: 101-112 pp.
- WALKER, M.J.C., BERKELHAMMER, M., BJÖRCK, S., CWYNAR, L.C., FISHER, D.A., LONG, A.J., LOWE, J.J., NEWNHAM, R.M., RASMUSSEN, S.O. y WEISS, H. (2012). Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a discussion paper by a working group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science*, 27(7): 649-659 pp.
- WEIJERMARS, R. (1988). Neogene tectonics in the western Mediterranean may have caused the Messinian salinity crisis and an associated glacial event. *Tectonophysics*, 148: 211-219 pp.
- WEISS, D. (1976). Distribution of benthic foraminifera in the Hudson river estuary. En: *First International Symposium on Benthic Foraminifera of Continental Margins. Part A. Ecology and Biology, Maritime Sediments, Special Publication*, 1: 119-129 pp.

- WELLS, R.V. (1972). Macrofossil analysis of woodrat, *Neotoma*, middens, as a key to the Quaternary vegetation history of arid America. *Quaternary Research*. 6: 223-248 pp.
- WENDLAND, W.M. y BRYSON, R.A. (1974). Dating climate Episodes of the Holocene. *Quaternary Research*, 4: 9-24 pp.
- WIJMSTRA, T.A. (1969). Palynology of the first 30 metres of a 120 m deep section in Northern Greece. *Acta Botanica Neerlandica*, 18: 511-527 pp.
- WILLIAMS, M.A.J., DUNKERLEY, D.L., DE DECKKER, P., KERSHAW, A.P., y STOKESS, T. (1994). *Quaternary environments*. Edward Arnold, 352 pp.
- WOILLARD, G. (1979). Abrupt end of the last interglacial in north-east France. *Nature*, 281: 558-562 pp.

Anexo 1. Resultados completos del análisis sedimentológico y de foraminíferos de las muestras analizadas en este trabajo incluyendo dataciones radiométricas, abundancia relativa de cada especie y distintos parámetros micropaleontológicos. El asterisco representa la presencia de una especie en muestras con un número de foraminíferos <100.

Sondeo Lezo X= 588.915.48; Y= 4.796.965.13 Cota de superficie: +3,00 m Bilbao													
Dataciones años cal BP	Muestra		Profundidad (cm)	Altura topográfica (cm)	Peso muestra (gr)	% grava	% arena	% finos	% ESPECIES DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS				
	#	Litología							A. mexicana	C. jeffreysii	T. inflata	A. scalaris	A. tepida
	1	Suelo	LZ1 321	-194	184	49.5	22.2	28.3	*		*		
	2		LZ1 361	-234	448	50.3	33.1	16.6					
	3		Grava arenosa	LZ1 401	-274	387	61.79671	26.9	11.3				
	4			LZ1 441	-314	465	68.0	21.6	10.4				
	5			LZ1 481	-354	308	54.0	28.3	17.7				
4970-4840	6		LZ1 521	-394	214	19.1	44.5	36.4		*	*		
	7		LZ1 561	-434	336	49.0	35.4	15.7					
	8		LZ1 601	-474	354	28.9	49.3	21.8					
	9		LZ1 681	-554	268	5.4	85.9	8.7					
	10		LZ1 721	-594	301	22.9	64.8	12.3					
	11	Arenas	LZ1 761	-634	283	6.9	76.2	16.9					
	12		LZ1 801	-674	316	15.8	65.7	18.5		*			
	13		LZ1 841	-714	290	18.5	61.0	20.5					
7570-7420	14		LZ1 881	-754	272	8.9	64.6	26.5					
	15		LZ1 921	-794	443	31.4	51.7	16.9					
	16		LZ1 961	-834	318	27.3	50.0	22.7					
	17		LZ1 1001	-874	335	34.2	45.9	19.9			*		
7910-7650	18		LZ1 1021	-894	238	2.4	23.3	74.3					
7930-7680	19		Fango arenoso	LZ1 1041	-914	216	2.3	15.9	81.8			11.3	0.3
7860-7620	20			LZ1 1061	-934	348	33.9	24.7	41.7			*	
7930-7680	21	LZ1 1081		-954	225	1.0	26.9	72.1			17.2		
	22		LZ1 1101	-974	340	65.1	22.1	12.8			*		
	23		LZ1 1121	-994	409	54.1	32.4	13.5		*	*		
	24		LZ1 1161	-1034	452	56.5	31.6	11.9			*		
	25		Grava arenosa	LZ1 1201	-1074	409	81.0	12.6	6.4			*	
	26			LZ1 1241	-1114	312	48.7	31.5	19.8				
	27	LZ1 1281		-1154	390	39.3	21.2	39.5					
	28	LZ1 1321		-1194	315	35.2	21.7	43.1					
	29		LZ1 1361	-1234	469	64.7	13.6	21.7					
			Sustrato										

Tabla A1.1. Análisis sedimentológico y de foraminíferos completo del núcleo de sedimentos Lezo

Sondeo Lezo													
% ESPECIES DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS					PARÁMETROS								Otros microfósiles
	<i>C. lobatulus</i>	<i>C. williamsoni</i>	<i>H. germanica</i>	<i>R. irregularis</i>	# Foraminíferos	# Especies	% Aglutinantes	% Porcelanáceos	% Hialinos	% f.alóctonos	Indice de Fisher	F. Planctónicos	
1			*		68	4						x	
2	*	*		*	4	3							
3					0	0							
4					0	0							
5	*				1	1							
6					3	2							
7					0	0							
8	*				1	1						x	
9					0	0							
10					0	0							
11					0	0							
12			*		2	2						x	
13					0	0							
14					0	0							
15					0	0							
16			*		2	1							
17			*		5	1							
18			*		6	2							
19		19.3	69.1		311	4	0	0	100	0.3	1		
20		*	*		40	3							
21		6.9	75.9		319	3	0	0	100	0	0.5		
22			*		2	2							
23			*		12	3							
24		*	*		4	3							
25			*		10	2							
26					0	0							
27					0	0							
28					0	0							
29					0	0							
sustrato					790	10							

Tabla A1.2. Análisis sedimentológico y de foraminíferos completo del núcleo de sedimentos Lezo (continuación)

Sondeo P9 X=587839; Y=4796700 Cota de superficie: +4,047 m Bilbao																				
Dataciones 14C años cal BP	Muestra		Profundidad (cm)	Altura topográfica (cm)	Peso muestra (gr)	% grava	% arena	% finos	% ESPECIES DE FORAMINIFEROS BENTÓNICOS											
	#	Litología							C. jeffreysii	T. truncata	M. subrotunda	Q. lata	Q. seminula	A. batavus	A. tepida	A. mamilla	A. hamblensis	B. spatulata	B. pseudoplicata	B. britannica
	1	suelo	P9 310	-251	187	7.4	20.8	71.8												
3520-3250	2		P9 350	-291	200	4.2	6.4	89.4												
	3		P9 370	-311	165	2.7	31.7	65.6												
3380-3100	4		P9 390	-331	170	16.9	30.1	53						40.55						
	5		P9 410	-351	179	0.1	31.6	68.4												
930-680	6	Fango arenoso	P9 430	-371	164	1.0	27.6	71.4												
	7		P9 470	-411	221	11.0	22.5	66.5						*						
730-540	8		P9 490	-431	224	15.2	28.4	56.4							*	*				
720-530	9		P9 510	-451	233	1.9	30.6	67.5												
670-500	10		P9 550	-491	293	43.0	22.3	34.7	*						*					
1280-1050	11		P9 590	-531	200	4.2	27.4	68.4		*				*						
1310-1090	12		P9 610	-551	152	0.1	9.9	90.0												
4780-4480	13		P9 630	-571	182	18.0	15.3	66.7							44.8					
5280-4960	14		P9 670	-611	168	4.4	16.7	78.9							58.0					
5290-5010	15	Fango bioclástico	P9 710	-651	207	3.4	12.7	83.9							58.8					
5520-5280	16		P9 750	-691	168	2.1	13.8	84.1							54.0	0.3			0.3	
5940-5730	17		P9 790	-731	199	2.4	20.2	77.4							35.8					
5970-5710	18		P9 850	-791	176	2.6	12.9	84.5		0.9					54.9		1.8			
	19		P9 870	-811	257	3.8	21.3	74.9						2.5	41.4		4.7			
	20		P9 890	-831	212	3.2	11.6	85.2							39.9		1.3		4.1	
	21		P9 910	-851	164	4.0	23.7	72.3							0.5	45.3		4.0		
6840-6560	22		P9 930	-871	224	2.6	7.9	89.5								41.3	0.3	5.6		0.6
	23		P9 950	-891	150	3.3	12.1	84.5								38.8		2.58	2.6	0.6
6790-6520	24	Fango arenoso	P9 970	-911	242	2.2	11.5	86.3								23.0		1.8	0.8	1.3
7080-6760	25		P9 1010	-951	191	3	19.5	77.5					0.6			22.8		0.9	1.2	0.6
7260-7000	26		P9 1050	-991	306	1.0	18.4	80.6			0.3	0.3				32.8		1.5	0.3	0.6
7320-7120	27		P9 1090	-1031	174	2.5	22	75.5								43.5		12.6		0.3
7780-7560	28		P9 1130	-1071	255	15.3	30.2	54.5					0.7			23.3		8.3	0.3	
7980-7760	29		P9 1170	-1111	280	27.4	32.4	40.2							33.8		3.5			0.6
	30	sustrato	P9 1190	-1131	386	54	22.9	23.1							51.1		5.41			1.2

Tabla A1.3. Análisis sedimentológico y de foraminíferos completo del núcleo de sedimentos P9

Sondeo p9																	
Muestr a	% ESPECIES DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS																
#	B. variabilis	B. alazanensis	B. elongata	B. gibba	B. marginata	B. elegantissima	C. lobatulus	C. obtusa	C. excavatum	C. gerthi	C. oceanensis	C. williamsoni	E. crispum	E. margaritaceum	F. lucida	F. marginata	H. depressula
1																	
2																	
3																	
4	0.3											16.09					
5																	
6																	
7																	
8																	
9																	
10								*									
11												*					
12																	
13									0.3			3.5		1.0			
14												1.3		1.3			0.3
15				0.7								1.0		4.6			0.3
16	0.6			0.3								2.4		5.9			0.6
17			0.3	1.2	0.3							4.5		17.9			
18												2.7		4.4			
19	0.3			3.1	0.9				0.9			1.9		0.9			5.3
20								0.3	0.3			2.8			0.3		3.5
21				2.0					0.5			4.0		1.0			
22	5.6		0.3	0.9						0.3		1.3	0.3				1.3
23	2.9			0.6	3.9		0.32		6.8		0.3	1.9				1.0	2.9
24	14.8	0.3	1.0	1.0	0.3	0.5			0.3			4.6		0.3			5.1
25	4.3			1.5		0.3						6.2					7.4
26	6.5		0.6	1.5		1.2						3.5					8.2
27	2.0			1.0	0.7							2.3	0.3				6.0
28	0.7		0.7	2.0					0.3			4.7	1.0	2.3			2.3
29	2.9		0.3	0.6	0.3	0.6						5.1					6.4
30				0.95			0.31				0.31	2.8	1.27				1.5
sustrato																	

Tabla A1.4. Análisis sedimentológico y de foraminíferos completo del núcleo de sedimentos P9 (continuación)

Sondeo P9																
Muestra	% ESPECIES DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS								PARÁMETROS							Otros microfósiles
#	<i>H. germanica</i>	<i>L. perlucida</i>	<i>L. lactea</i>	<i>L. gibba</i>	<i>N. boueum</i>	<i>R. anomala</i>	<i>R. irregularis</i>	<i>T. angulosa</i>	# Foraminíferos	# Especies	% Aglutinantes	% Porcelanados	% Hialinos	% f.alóctonos	Índice de Fisher	F. Planctónicos
1									0	0						
2									0	0						
3	*								1	1						
4	43.03								323	4	0	0	100	0.3	1	
5	*								2	1						
6									0	0						x
7	*								3	2						
8	*								4	3						
9									0	0						
10	*								6	4						
11									3	3						
12									0	0						
13	48.6								315	5	0	0	100	1.0	1	
14	39.0								300	5	0	0	100	1.6	1	
15	34.6								306	6	0	0	100	5.6	1	
16	35.4								339	10	0	0	100	7.4	2	
17	39.7				0.3				330	9	0	0	100	20.0	2	
18	34.5				0.9				113	7	0.9	0	99.1	6.2	1.5	
19	37.3								319	11	0	0	100	13.2	2	x
20	47.5		0.3						318	9	0	0	100	8.5	2	
21	42.8								201	8	0	0	100	3.5	2	
22	41.9								320	13	0	0	100	9.3	3	x
23	23.3				0.6			1.9	309	19	0	0	100	16.5	4.5	x
24	40.1						0.3		392	18	0	0	100	25.7	4	x
25	53.1			0.3	0.3				324	14	0	0.6	99.4	15.4	3.5	x
26	42.2								341	14	0	0	99.4	18.9	3	
27	30.9	0.3							301	11	0	0	100	10.3	2.5	
28	53.7					0.3			300	14	0	0.3	99.7	10.3	3	
29	45.3			0.3					311	12	0	0	100	11.4	2.5	
30	35.66								314	10	0	0	100	4.14	2	
sustrato									5795	37						

Tabla A1.5. Análisis sedimentológico y de foraminíferos completo del núcleo de sedimentos P9 (continuación)

Anexo 2. Relación completa de las especies de foraminíferos encontradas en este trabajo con referencia al sondeo en el que fueron encontrados. En negrita aparecen las especies estuarinas consideradas autóctonas en base a Cearreta (1988).

CAPARAZÓN AGLUTINANTE:

***Arenoparrella mexicana* (Kornfeld)** = *Trochammina inflata* (Montagu) var. *mexicana* Kornfeld, 1931 (Lezo)

Cribrostomoides jeffreysii = *Nonionina jeffreysii* Williamson, 1858 (Lezo, P9)

Textularia truncata Höglund, 1947 (P9)

***Trochammina inflata* (Montagu)** = *Nautilus inflatus* Montagu, 1808 (Lezo)

CAPARAZÓN PORCELANÁCEO:

Miliolinella subrotunda (Montagu) = *Vermiculum subrotundum* (Montagu), 1803 (P9)

Quinqueloculina lata Terquem, 1876 (P9)

***Quinqueloculina seminula* (Linné)** = *Serpula seminulum* Linné, 1758 (P9)

CAPARAZÓN HIALINO:

Ammonia batavus (Hofker) = *Streblus batavus* Hofker, 1951 (P9)

***Ammonia tepida* (Linné)** = *Rotalia becarii* (Linné) var. *tepida* Cushman, 1926 (Lezo, P9)

Amphicoryna scalaris (Batsch) = *Nautilus* (Orthoceras) *scalaris* Batsch, 1791 (Lezo)

Asterigerinata mamilla (Williamson) = *Rotalina mamilla* Williamson, 1858 (P9)

***Aubignyna hamblensis* Murray, Whittaker y Alve, 2000** (P9)

Brizalina spathulata (Williamson) = *Textularia variabilis* Williamson var. *spathulata*, Williamson, 1858 (P9)

***Bolivina pseudoplicata* Heron-Allen y Earland, 1930** (P9)

***Brizalina britannica* (Macfadyen)** = *Bolivina britannica* Macfadyen, 1942 (P9)

Brizalina variabilis (Williamson) = *Textularia variabilis* Williamson var. *typica* Williamson, 1958 (P9)

Bulimina alazanensis Cushman, 1927 (P9)

Bulimina elongata d'Orbigny, 1846 (P9)

Bulimina gibba Fornasini, 1902 (Lezo, P9)

Bulimina marginata d'Orbigny, 1826 (P9)

Buliminella elegantissima (d'Orbigny) = *Bulimina elegantissima* d'Orbigny, 1839 (P9)

Cassidulina obtusa Williamson, 1858 (P9)

Cibicides lobatulus (Walker y Jacob) = *Nautilus lobatulus* Walker y Jacob, 1798 (Lezo, P9)

***Criboelphidium excavatum* (Terquem)** = *Polystomella excavata* Terquem, 1875 (P9)

Criboelphidium gerthi (Van Voorthuysen) = *Elphidium gerthi* Van Voorthuysen 1957 (P9)

***Criboelphidium oceanensis* (d'Orbigny)** = *Polystomella oceanensis* d'Orbigny, 1826 (P9)

***Criboelphidium williamsoni* (Haynes)** = *Elphidium williamsoni* Haynes, 1973 (Lezo, P9)

Elphidium crispum (Linné) = *Nautilus crispum* Linné, 1758 (P9)

Elphidium margaritaceum (Cushman) = *Elphidium advenum* (Cushman) var. *margaritaceum* Cushman, 1930 (P9)

***Fissurina lucida* (Williamson)** = *Entosolenia marginata* (Montagu) var. *lucida* Williamson, 1848 (P9)

Fissurina marginata (Montagu) = *Vermiculum marginatum* Montagu, 1803 (P9)

Haynesina depressula (Walker y Jacob) = *Nautilus depressulus* Walker y Jacob, 1798 (P9)

***Haynesina germanica* (Ehrenberg)** = *Nonionina germanica* Ehrenberg, 1840 (Lezo, P9)

Lagena perlucida (Montagu) = *Vermiculum perlucidum* Montagu, 1803 (P9)

Laryngosyigma lactea (Walker y Jacob) = *Serpula lactea* Walker y Jacob, 1798 (P9)

Lenticulina gibba (d'Orbigny) = *Cristallaria gibba* d'Orbigny, 1839 (P9)

Nonion boueanum (d'Orbigny) = *Nonionina boueana* d'Orbigny, 1846 (P9)

Rosalina anomala Terquem, 1875 (P9)

Rosalina irregularis (Rhumbler) = *Discorbina irregularis* Rhumbler, 1906 (Lezo, P9)

Trifarina angulosa (Williamson) = *Uvigerina angulosa* Williamson, 1958 (P9)

Anexo 3. Resultados completos del análisis geoquímico

Elemento	Ag	Cd	Cu	Mn	Mo	Ni	Pb	Zn	Al	As	B	Ba	Be	Bi	Ca	Co	Cr	Fe
Unidades	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	%
Límite de detección	0.2	0.2	1	1	2	1	2	1	0.01	3	5	1	1	2	0.01	1	2	0.01
Método de Análisis	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP
321	16.1	8.5	142	1050	2	20	> 5000	> 4690	2.92	15	56	16	2	< 2	3.5	15	42	4.01
361	< 0.2	0.2	31	432	< 2	23	200	603	1.49	8	12	43	1	< 2	0.53	18	30	3.38
401	< 0.2	< 0.2	31	328	< 2	24	32	202	1.44	3	12	101	1	< 2	0.23	11	30	3.08
441	< 0.2	< 0.2	16	302	< 2	16	29	141	1.15	< 3	9	39	1	< 2	0.21	9	26	2.78
481	< 0.2	< 0.2	51	348	< 2	25	60	397	1.54	7	11	90	1	< 2	0.47	11	33	3.2
521	< 0.2	< 0.2	21	445	4	24	36	216	1.98	14	37	13	2	< 2	0.42	17	39	4.14
561	< 0.2	< 0.2	15	343	< 2	23	21	210	1.36	13	14	30	1	< 2	0.23	11	31	3.37
601	< 0.2	< 0.2	30	299	< 2	26	28	243	1.6	7	13	49	1	< 2	0.23	12	33	3.33
681	< 0.2	< 0.2	29	289	< 2	19	26	237	1.37	7	10	36	1	< 2	0.24	10	28	2.9
721	< 0.2	< 0.2	12	304	< 2	19	24	238	1.43	7	12	38	1	< 2	0.25	11	30	3.04
761	< 0.2	< 0.2	12	291	< 2	17	27	229	1.34	5	12	37	1	< 2	0.24	10	29	2.87
801	< 0.2	< 0.2	13	321	< 2	20	30	254	1.54	5	14	36	2	< 2	0.23	12	32	3.31
841	< 0.2	< 0.2	15	275	6	18	25	226	1.34	5	11	31	1	< 2	0.2	11	28	3.04
881	< 0.2	< 0.2	12	270	16	18	27	228	1.4	14	13	28	1	< 2	0.2	12	29	3.11
921	< 0.2	< 0.2	14	287	7	22	26	226	1.49	7	13	36	1	< 2	0.19	11	28	3.17
961	< 0.2	< 0.2	15	313	5	23	26	229	1.54	7	11	37	1	< 2	0.17	12	31	3.44
1001	< 0.2	< 0.2	17	333	5	23	28	229	1.6	11	12	31	2	< 2	0.22	12	33	3.59
1021	< 0.2	< 0.2	15	296	3	22	33	234	1.48	8	19	34	1	< 2	0.35	14	31	3.08
1041	< 0.2	0.3	23	205	10	29	45	260	1.91	12	35	25	2	< 2	0.6	15	37	3.51
1061	< 0.2	0.3	17	265	8	26	34	235	1.54	17	19	24	1	< 2	0.39	15	30	3.62
1081	< 0.2	0.4	19	223	9	24	37	240	1.54	11	29	20	2	< 2	0.89	12	31	3.07
1101	< 0.2	< 0.2	13	221	< 2	20	32	189	1.3	< 3	9	114	1	< 2	0.19	10	26	2.57
1121	< 0.2	< 0.2	16	245	< 2	19	29	194	1.42	5	12	46	1	< 2	0.19	11	28	2.89
1161	< 0.2	< 0.2	17	250	< 2	15	24	183	1.34	9	8	56	2	< 2	0.19	11	25	3.31
1201	< 0.2	< 0.2	19	236	< 2	17	29	191	1.36	6	9	63	2	< 2	0.2	10	26	3.55
1241	< 0.2	< 0.2	21	462	< 2	29	50	181	2.18	11	14	152	2	< 2	0.11	22	39	4.19
1281	< 0.2	< 0.2	17	461	< 2	24	42	195	1.79	9	13	98	2	< 2	0.15	17	34	3.74
1321	< 0.2	< 0.2	19	573	< 2	29	46	181	2.05	14	14	90	2	< 2	0.28	19	37	3.88
1361	< 0.2	0.5	27	627	< 2	39	64	242	2.14	17	14	205	2	< 2	0.36	22	40	4.8

Tabla A3.1. Análisis geoquímico completo del núcleo de sedimentos Lezo

Elemento	Ga	La	K	Mg	Na	P	Sb	Sc	Sn	Sr	Te	Ti	Ti	V	W	Y	Zr	S
Unidades	ppm	ppm	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	%
Límite de detección	1	1	0.01	0.01	0.001	0.001	5	0.1	5	1	1	2	0.01	1	1	1	1	0.001
Método de Análisis	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP
321	12	16	1.06	0.81	0.275	0.026	42	7.6	11	67	6	<2	0.09	72	2	32	28	2.29
361	7	23	0.26	0.76	0.057	0.034	<5	4.3	<5	27	<1	<2	0.07	40	16	11	10	0.988
401	7	23	0.26	0.72	0.057	0.039	<5	4.5	<5	21	<1	<2	0.12	45	18	11	10	0.53
441	7	26	0.21	0.61	0.041	0.054	<5	4.5	<5	16	<1	<2	0.12	42	6	17	6	0.103
481	7	23	0.28	0.82	0.085	0.055	<5	5.2	<5	25	<1	<2	0.12	51	10	14	9	0.277
521	8	25	0.29	1.03	0.056	0.033	<5	6.6	9	42	<1	<2	0.1	55	2	21	12	2.45
561	7	17	0.23	0.85	0.043	0.03	<5	4.8	<5	19	<1	<2	0.12	49	2	12	11	1.16
601	8	24	0.27	0.84	0.06	0.049	<5	5	<5	20	<1	<2	0.07	49	3	13	8	0.199
681	7	25	0.22	0.82	0.055	0.042	<5	4.6	<5	18	<1	<2	0.09	39	3	13	8	0.614
721	7	22	0.25	0.88	0.06	0.043	<5	4.9	<5	19	<1	<2	0.1	43	3	14	9	0.783
761	7	23	0.25	0.84	0.058	0.041	<5	4.7	<5	20	<1	<2	0.09	39	2	14	8	0.774
801	7	22	0.26	0.97	0.053	0.039	<5	5.1	<5	20	<1	<2	0.08	45	3	14	9	0.966
841	7	19	0.21	0.82	0.058	0.035	<5	4.2	<5	16	2	<2	0.07	38	2	12	8	0.986
881	6	20	0.22	0.79	0.05	0.027	<5	4.5	<5	17	<1	<2	0.08	44	1	13	10	1.31
921	6	19	0.23	0.84	0.056	0.032	<5	4.5	<5	18	<1	<2	0.07	38	2	13	9	1.12
961	8	24	0.26	0.84	0.056	0.03	<5	4.5	<5	15	<1	<2	0.06	38	1	12	9	1.23
1001	7	21	0.26	0.88	0.057	0.028	<5	4.9	<5	18	1	<2	0.07	50	2	13	12	1.39
1021	7	20	0.25	0.87	0.077	0.029	<5	5.1	<5	25	<1	<2	0.09	43	3	14	10	1.34
1041	7	18	0.32	0.86	0.149	0.03	<5	5.8	<5	43	2	<2	0.03	52	2	16	13	2.19
1061	7	15	0.24	0.87	0.121	0.027	<5	4.6	<5	26	<1	<2	0.05	41	5	12	12	1.92
1081	6	15	0.26	0.77	0.146	0.026	<5	4.8	<5	50	5	<2	0.04	45	3	15	12	1.96
1101	6	21	0.25	0.73	0.06	0.038	<5	4.4	<5	17	1	<2	0.09	37	4	13	8	0.347
1121	7	21	0.27	0.82	0.06	0.033	<5	4.7	<5	17	<1	<2	0.1	41	2	13	9	0.727
1161	8	33	0.28	0.66	0.047	0.076	<5	4.8	<5	17	1	<2	0.06	35	5	17	8	0.012
1201	7	30	0.25	0.72	0.05	0.078	<5	4.3	<5	17	<1	<2	0.07	37	4	16	8	0.035
1241	9	27	0.31	0.7	0.087	0.035	<5	7.3	<5	26	1	<2	0.07	58	2	15	12	0.037
1281	8	26	0.27	0.74	0.08	0.044	<5	6.1	<5	24	<1	<2	0.07	50	2	14	10	0.065
1321	9	24	0.29	0.74	0.086	0.035	<5	6.8	<5	32	<1	<2	0.07	55	2	14	10	0.103
1361	10	33	0.33	0.79	0.07	0.048	<5	7	<5	40	<1	<2	0.06	57	1	20	10	0.035

Tabla A3.2. Análisis geoquímico completo del núcleo de sedimentos Lezo (continuación)

Elemento	Ag	Cd	Cu	Mn	Mo	Ni	Pb	Zn	Al	As	B	Ba	Be	Bi	Ca	Co	Cr	Fe
Unidades	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	%
Límite de detección	0.2	0.2	1	1	2	1	2	1	0.01	3	5	1	1	2	0.01	1	2	0.01
Método de Análisis	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP
310	<0.2	0.3	9	100	13	13	14	77	1	23	25	17	<1	<2	1.59	5	20	2.47
350	<0.2	0.3	15	158	8	20	22	106	1.49	15	30	23	1	<2	0.26	7	29	3
370	<0.2	0.4	11	109	24	16	21	117	1.05	16	23	19	1	<2	0.92	7	22	2.39
390	<0.2	0.5	11	161	24	17	20	121	1.05	19	35	18	<1	<2	0.99	8	23	2.53
410	<0.2	0.5	12	143	15	18	22	148	1.12	16	31	18	1	<2	0.13	9	24	2.35
430	0.3	0.6	15	109	17	13	102	97	0.93	15	28	24	<1	<2	0.53	6	22	2.23
470	<0.2	0.4	19	119	3	16	53	123	1.49	15	19	48	<1	<2	0.52	5	31	3.69
490	<0.2	0.3	20	155	2	16	109	236	1.51	11	20	50	<1	<2	0.65	7	27	2.83
510	0.6	1.1	17	128	8	13	246	288	1.37	17	36	35	1	<2	0.79	6	24	2.31
530	0.4	1.7	14	146	7	17	255	689	1.43	18	36	19	1	<2	0.7	10	25	2.25
550	0.4	0.6	25	282	2	18	117	175	1.17	13	12	46	1	<2	6.1	13	20	2.56
590	0.4	0.3	17	120	23	16	143	246	1.38	17	35	30	<1	<2	0.89	6	28	2.54
610	<0.2	0.3	12	115	15	17	17	85	1.25	13	36	19	<1	<2	0.36	7	27	2.45
630	<0.2	0.4	12	102	19	16	20	111	1.07	15	28	17	1	<2	2	7	22	2.22
670	<0.2	0.5	13	130	15	20	21	116	1.18	12	27	18	1	<2	0.98	9	24	2.34
710	<0.2	0.3	12	155	9	17	23	104	1.14	14	37	22	1	<2	1.98	8	22	2.31
750	<0.2	0.4	13	124	10	21	24	121	1.23	17	31	21	1	<2	1.15	9	25	2.44
790	<0.2	0.3	11	130	9	19	21	105	1.17	10	28	20	1	<2	0.82	9	22	2.2
850	<0.2	0.4	13	126	13	20	23	113	1.12	9	36	21	1	<2	0.84	9	26	2.36
870	<0.2	0.3	10	115	7	16	19	98	0.99	11	32	22	1	<2	2.19	7	21	1.97
890	<0.2	0.5	11	130	10	19	23	111	1.15	12	28	23	1	<2	1.64	9	22	2.28
910	<0.2	0.4	11	127	13	19	21	105	1.13	12	31	24	1	<2	2.65	7	23	2.2
930	<0.2	0.4	11	104	14	18	20	105	1.08	10	34	22	1	<2	2.08	7	23	2.09
950	<0.2	0.4	12	130	17	21	23	113	1.24	15	39	25	1	<2	2.9	8	26	2.4
970	<0.2	0.4	12	155	9	20	22	112	1.18	12	30	29	1	<2	3.24	8	25	2.4
1010	0.2	0.2	7	99	5	12	15	74	0.76	8	21	23	<1	<2	3.33	5	16	1.56
1050	<0.2	0.3	8	114	2	15	18	83	0.87	10	23	24	<1	<2	2.65	7	19	1.88
1090	<0.2	0.3	8	114	6	15	18	77	0.86	10	21	27	<1	<2	1.6	7	18	1.84
1130	<0.2	0.3	8	107	6	15	17	75	0.82	9	17	24	<1	<2	1.61	7	17	1.9
1170	<0.2	0.3	8	119	3	15	16	75	0.86	10	19	26	<1	<2	2.16	7	17	1.92
1190	<0.2	<0.2	8	138	<2	11	12	46	0.52	13	9	28	<1	<2	1.32	7	12	1.65

Tabla A3.3. Análisis geoquímico completo del núcleo de sedimentos P9

Elemento	Ga	La	K	Mg	Na	P	Sb	Sc	Sn	Sr	Te	Tl	Ti	V	W	Y	Zr	S
Unidades	ppm	ppm	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	%
Límite de detección	1	1	0.01	0.01	0.001	0.001	5	0.1	5	1	1	2	0.01	1	1	1	1	0.001
Método de Análisis	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP	AR-ICP
310	3	6	0.14	0.56	0.42	0.019	<5	2.3	<5	59	3	<2	0.01	36	<1	5	3	1.88
350	5	10	0.28	0.7	0.384	0.026	<5	3.7	<5	29	<1	<2	0.01	44	<1	8	4	1.69
370	3	9	0.15	0.52	0.345	0.019	<5	2.6	<5	38	<1	<2	0.02	34	1	9	3	1.81
390	4	7	0.16	0.57	0.393	0.018	<5	2.2	<5	46	<1	<2	0.02	37	1	6	3	2.12
410	4	9	0.15	0.56	0.353	0.018	<5	2.8	<5	18	1	<2	0.02	34	1	10	3	1.84
430	3	7	0.13	0.45	0.243	0.017	<5	2.6	<5	27	<1	<2	0.02	33	1	7	3	1.53
470	6	10	0.22	0.49	0.28	0.031	<5	4.1	<5	42	2	<2	<0.01	48	2	6	3	0.262
490	6	12	0.22	0.52	0.254	0.034	<5	3.7	<5	44	2	<2	0.02	43	3	10	2	0.292
510	4	9	0.26	0.48	0.302	0.017	<5	2.8	<5	31	<1	<2	0.03	40	3	9	5	1.53
530	5	9	0.27	0.54	0.341	0.016	<5	2.9	<5	29	<1	<2	0.03	41	7	12	5	1.81
550	4	8	0.17	0.49	0.258	0.034	<5	2.9	<5	251	<1	<2	<0.01	31	2	12	2	1.31
590	5	8	0.22	0.56	0.321	0.022	<5	3.2	<5	40	<1	<2	0.02	43	2	9	3	1.5
610	5	8	0.19	0.76	0.658	0.026	<5	3.3	<5	35	<1	<2	0.01	41	2	7	3	1.44
630	4	8	0.16	0.57	0.492	0.022	<5	2.8	<5	88	<1	<2	0.01	35	1	9	3	2.18
670	4	8	0.17	0.6	0.44	0.02	<5	3	<5	49	<1	<2	<0.01	34	1	9	3	1.85
710	4	9	0.2	0.77	1.19	0.026	<5	2.9	<5	107	<1	<2	<0.01	34	<1	9	3	1.7
750	4	9	0.19	0.69	0.662	0.026	<5	3	<5	69	<1	<2	0.01	36	1	8	3	1.63
790	4	10	0.17	0.58	0.388	0.022	<5	2.9	<5	45	2	<2	0.01	32	<1	9	3	1.53
850	4	9	0.18	0.66	0.609	0.026	<5	3.1	<5	55	<1	<2	0.01	48	<1	10	4	1.73
870	3	7	0.16	0.52	0.322	0.022	<5	2.5	<5	102	<1	<2	<0.01	31	<1	8	3	1.32
890	5	8	0.18	0.55	0.345	0.023	<5	2.7	<5	76	<1	<2	<0.01	32	1	8	3	1.47
910	4	8	0.18	0.54	0.295	0.024	<5	2.9	<5	124	<1	<2	<0.01	36	<1	9	3	1.33
930	4	8	0.18	0.52	0.321	0.022	<5	2.7	<5	91	3	<2	<0.01	37	<1	8	3	1.33
950	5	9	0.21	0.58	0.263	0.023	<5	3.1	<5	133	<1	<2	<0.01	39	1	10	4	1.71
970	4	9	0.2	0.59	0.32	0.028	<5	3.1	<5	151	<1	<2	<0.01	37	<1	9	3	1.39
1010	3	8	0.13	0.4	0.215	0.019	<5	2	<5	152	<1	<2	0.01	24	<1	6	2	0.953
1050	4	7	0.15	0.43	0.175	0.018	<5	2.2	<5	117	<1	<2	<0.01	26	2	7	3	1.38
1090	3	7	0.15	0.38	0.147	0.018	<5	2.3	<5	80	3	<2	<0.01	27	<1	8	3	1.13
1130	3	6	0.13	0.37	0.132	0.017	<5	2.2	<5	73	<1	<2	<0.01	26	<1	7	3	1.31
1170	2	7	0.14	0.42	0.103	0.019	<5	2.1	<5	111	<1	<2	<0.01	25	1	7	3	1.23
1190	2	5	0.08	0.27	0.069	0.017	<5	1.4	<5	75	<1	<2	<0.01	17	1	5	2	0.669

Tabla A3.4. Análisis geoquímico completo del núcleo de sedimentos P9 (continuación)