

CAPÍTULO 1.3.

Contexto geomorfológico de las principales cuencas del margen cantábrico oriental: un paisaje modelado por la acción kárstica y fluvial.

Miren del Val Blanco

Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea



Capítulo 1.4. CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO DE LAS PRINCIPALES CUENCAS DEL MARGEN CANTÁBRICO ORIENTAL: UN PAISAJE MODELADO POR LA ACCIÓN KÁRSTICA Y FLUVIAL

Miren del Val Blanco

Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea

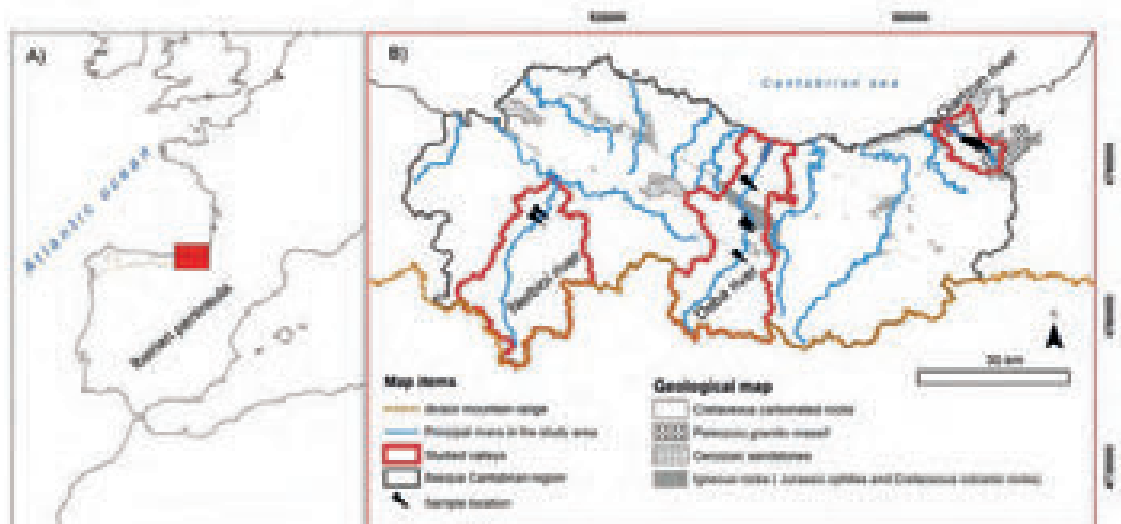
1.4.1. Introducción

En el presente capítulo se pretende exponer el contexto geomorfológico regional en el que quedan insertos algunos de los enclaves que se visitan en las XXXIV jornadas de campo de Geografía Física: la costa del Cantábrico oriental (Urdaibai, Geoparque de la Costa Vasca, Jaizkibel...). Los valles del Cantábrico oriental conforman una región muy pequeña, alrededor de 4000 km², pero con una riqueza geológica y geomorfológica notable. Dentro del inventario de Lugares de Interés Geológico (LIG) de Euskadi (Euskadi.eus) se puede observar la gran riqueza con la que cuenta este sector de la costa vasca ya que presenta numerosos ejemplos, enclaves y valores geológico-geomorfológicos. Además, todos se encuentran protegidos bajo diferentes figuras: Urdaibai es Reserva de La Biosfera y su red fluvial Biotopo Protegido; Zumaia también es Biotopo Protegido y, a la vez, Geoparque; Jaizkibel constituye un Lugar de Interés Comunitario/Zona de Especial Conservación, etc.

Con la intención de hacer hincapié en la evolución Cuaternaria del paisaje, se van a detallar, tanto los procesos como las morfologías derivadas de la geomorfología fluvial y endokárstica. Ambas configuran registros sedimentarios de gran importancia para la comprensión de los ciclos climáticos cuaternarios que determinaron la evolución del paisaje en el último millón de años.

1.4.1.1. Situación geográfica

El margen del Cantábrico oriental coincide, casi en su totalidad, con los límites administrativos de las provincias de Gipuzkoa y Bizkaia. Situado en el norte de la Península Ibérica, se corresponde con el territorio localizado al norte de la línea divisoria Cantábrico-Mediterránea, que se corresponde, además, con una serie de alineaciones montañas de relativa escasa altitud y que se la denomina tradicionalmente Montes Vascos. Éstos se encuentran compuestos de este a oeste por: la Sierra de Aralar, Aizkorri, Urkiola y Gorbea. Estas alineaciones serranas muestran, además, una forma en arco con los extremos más cerca de la costa que la parte central, de manera que también fue definida como el Arco Plegado Vasco. Los montes vascos tienen una altitud modesta, con sus cimas más elevadas alrededor de los 1500 msnm. Limitan al oeste con Picos de Europa y al este con la cordillera Pirenaica, ambos con cumbres de altitudes mucho más elevadas. La costa de esta región también muestra esa disposición en arco paralela a la definida para los Montes Vascos y queda conformada por el golfo de Bizkaia, bañado por las aguas del mar Cantábrico.



Mapa 1.4.1. Mapa de localización de las grandes cuencas sobre simplificación del mapa geológico (del Val *et al.*, 2018.)

Se trata, por tanto, de una región de pequeña superficie, pero altamente poblada y, sobre todo en determinados sectores, como los fondos de valle de la vertiente cantábrica, donde la densidad urbana e industrial es muy alta. La distribución geográfica de los núcleos de población y de las redes de transporte y comunicación están fuertemente influenciadas por la disposición geográfica de los elementos físicos que modelan el paisaje, especialmente por un relieve relativamente accidentado y muy compartimentado en la mencionada vertiente atlántica.

1.4.2. Principales características geomorfológicas

El territorio está estructurado, por un lado, por la disposición “este-oeste” de las estructuras geológicas y las cordilleras montañosas y, por otro, por la estructura de la red de drenaje principal, que es perpendicular a la estructura geológica y fluye en dirección sur-norte hasta desembocar en el Cantábrico. Todos los ríos que nacen en la divisoria, pero discurren hacia el Cantábrico, muestran esta dirección general y se caracterizan por ser de escasa longitud y salvar desniveles elevados en pocos kilómetros.

La franja sur responde a la zona montañosa de la región y es donde se encuentran los picos más altos, alrededor de los 1500 m. Forman la divisoria de aguas Cantábrico-Mediterránea. Su modesta elevación no permitió el desarrollo de valles glaciares durante el Cuaternario, y la presencia de masas glaciares es puntual y discutida. Posiblemente existió un pequeño glaciar en el valle de Arritzaga en Aralar y en el monte Gorbea (Serrano *et al.*, 2015; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2015), pero, de todos modos, la acción del hielo puede considerarse mínima como agente modelador del paisaje, y no repercute en el aporte sedimentario a lo largo de los ciclos climáticos del Cuaternario. El relieve está modelado por procesos de ladera y aguas superficiales, así como por la meteorización física por el hielo-deshielo en las cotas más elevadas.

En la zona de media montaña, la franja media que separa las altas montañas de la zona litoral, los cursos fluviales y los procesos kársticos son los principales agentes modeladores del paisaje. Además, debido a las fuertes pendientes y los altos registros de precipitación, los procesos de ladera son muy abundantes.

Los ríos principales nacen en la región montañosa y circulan con una orientación general de sur a norte hasta desembocar en la costa. Como anteriormente se ha mencionado, estos ríos discurren perpendicularmente a las grandes estructuras geológicas. En cambio, los valles fluviales secundarios son paralelos a la disposición de los materiales geológicos, por lo que conforman una red de drenaje “cuadriculada” que articula, tanto el paisaje como las infraestructuras antrópicas y la urbanización o los asentamientos humanos.

La red fluvial, como agente transportador de los materiales erosionados, ha formado un discreto sistema de terrazas que se analizarán con posterioridad.

Por último, en la zona litoral donde desembocan los ríos, y también interfiere la acción del mar, puntualmente se han formado estuarios condicionados por las mareas. Intercalados con los estuarios, los acantilados y las plataformas de abrasión predominan en la costa vasca. Ocasionalmente también se dan acumulaciones de arenas, es decir, playas.

Pero debido a la litología caliza, son las formas kársticas las que predominan desde las grandes cumbres hasta la franja costera. Son de mencionar; campos de dolinas, lapiazes (de gran desarrollo) y un notable desarrollo de cavidades kársticas en el interior y en la costa, desarrolladas en al menos 4 niveles, con abundancia de restos arqueológicos y paleontológicos: Santimamiñe, Ekain, Leizetxiki, Arrikutz y un largo etcétera.

1.4.3. Los condicionantes geomorfológicos

El modelado del relieve está condicionado por los procesos geomorfológicos principales anteriormente citados: endokársticos y exokársticos, fluviales y de laderas. Estos procesos están fuertemente controlados por la estructura geológica y el clima. No obstante, la actividad antrópica también puede inducir, acelerar o modificar algunos de estos procesos geomorfológicos mencionados.

1.4.3.1. El clima Atlántico

El clima está condicionado por la latitud y la altitud. La posición geográfica en latitudes medias, en torno a los 43º al norte del Ecuador, sitúa a esta región en una zona templada del planeta.

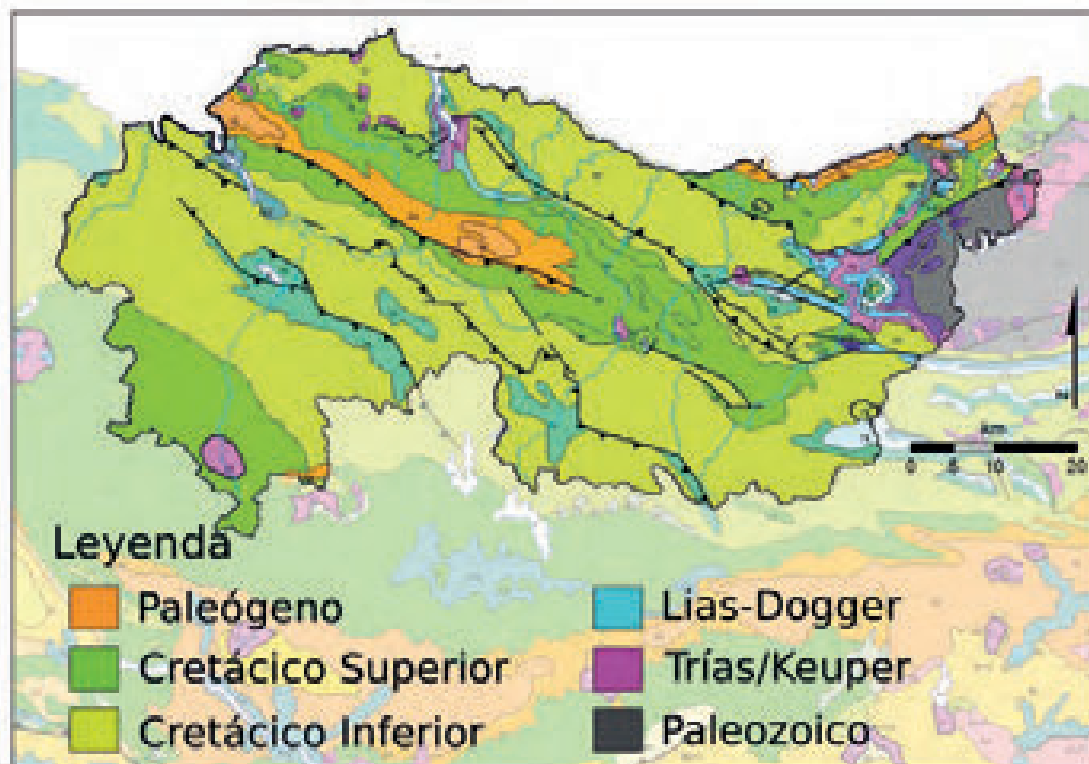
Por su ubicación geográfica, estos valles fluviales están ubicados en la región climática Atlántica, con influencia directa del océano Atlántico y la Corriente del Golfo, que baña sus costas. El área goza, por tanto, de un clima Atlántico con suaves temperaturas (en torno a 14ºC de media anual) y altos registros de precipitación que, a su vez, se encuentran relativamente bien repartidos a lo largo del año, de manera que no existe realmente una estación seca *sensu stricto*. La precipitación se incrementa de oeste a este, con medias en

torno a 1200 mm y más de 2400 mm de precipitación media anual respectivamente (euskalmet.euskadi.eus)

En altitudes más elevadas, son frecuentes las precipitaciones de nieve, sobre todo en invierno, y mucho más puntualmente pueden darse en zonas costeras.

1.4.3.2. Geología

En la mayor parte del territorio de las cuencas del Cantábrico oriental, más del 70% de la superficie, afloran rocas carbonatadas de edad Cretácica (Aranburu *et al.*, 2015), y localmente, materiales metamórficos, areniscas y rocas ígneas.



Mapa 1.4.2. Mapa Geológico de la región Cantábrica oriental. Modificado a partir del Mapa Geológico del EVE 1:25.000.

El levantamiento tectónico del margen Cantábrico también es un hecho para el último millón de años. Ha ocurrido de manera muy lenta (con tasas máximas de 0,07-0,15 mm/año), por lo que se podría decir que se configura como un margen estable dentro del último millón de años (Alvarez *et al.*, 2008). La consecuencia más relevante sería la ausencia de control tectónico alguno en la evolución de los valles fluviales.

Los valles del margen Cantábrico oriental se sitúan dentro del dominio estructural del Arco Vasco, perteneciente a la Cuenca Vasco-Cantábrica (en adelante CVC), en el flanco norte del anticlinorio de Bilbao. La característica individual más destacada de la CVC es la gran potencia de su sucesión Mesozoica, en particular del Cretácico, cuyo espesor acumulado ha sido estimado entre 12000 m y 17000 m. Tal espesor es una prueba evidente de una fuerte subsidencia tectónica, y justifica la denominación de “cuenca” de esta unidad geológica (Barnolas & Pujalte, 2004).

El Arco Vasco está delimitado en el este por la falla de Pamplona, por el Norte por el frente de cabalgamiento actualmente hundido en el mar Cantábrico, y por el surco Navarro-Cántabro al oeste. Su límite meridional lo marca el sistema de fallas Bilbao-Alsasua (Barnolas & Pujalte, 2004).

Sus rasgos más distintivos serían los siguientes: (1) la existencia de un magmatismo Cretácico, (2) pruebas evidentes de metamorfismo en materiales Mesozoicos, (3) potentes sucesiones del Jurásico, Cretácico y Paleógeno inferior, mayoritariamente de condiciones marinas abiertas, e (4) importantes acumulaciones turbidíticas en el intervalo Albiense medio-Luteciense inferior, acumuladas en el “surco Flysch” (Barnolas & Pujalte, 2004).

El Arco Vasco, muestra en superficie la franja de separación entre las placas Ibérica y Euroasiática, por lo que los materiales Mesozoico-Cenozoicos fueron deformados por la Orogenia Alpina, al verse la pequeña placa ibérica empujada hacia el norte por la placa africana y chocar a la altura de los Pirineos con la Euroasiática.

1.4.4. Geomorfología

1.4.4.1. Geomorfología Costera

La costa presenta un relieve moderado, y el paisaje se define por colinas y acantilados costeros, con presencia de estuarios en la desembocadura de algunos de los “grandes” valles fluviales. Es el caso del río Oka en Urdaibai, el Deba, el Oria, el Urumea, el Oiartzun y el Bidasoa. En la franja costera predominan los acantilados y rasas mareales de tipo turbidítico o *flysch*, que se tratan en otro apartado del presente documento.

Además, la existencia de paleorasas colgadas a diferentes niveles (30, 60 y 100 m) sobre el nivel actual y de otras submarinas, evidencia el ascenso y descenso del nivel del mar en momentos pretéritos. Las oscilaciones climáticas cuaternarias producen la variación periódica del nivel del mar, que afecta directamente a la morfología y a la dinámica litoral. Si el nivel del mar permanece estable durante cierto periodo de tiempo, formará un nivel de superficie de erosión. De esta forma, la existencia de estas paleorasas atestigua la oscilación climática a lo largo del último millón de años.

1.4.4.2. El Modelado Kárstico

En este entorno, donde la dinámica es mayoritariamente erosiva, la acumulación de sedimentos endokársticos tiene una importancia significativa, ya que contiene una información geomorfológica y paleoambiental muy valiosa. La abundancia de cavidades kársticas en el territorio favorece la acumulación de restos paleontológicos y arqueológicos, y son numerosos los yacimientos que se han descubierto y estudiado por paleontólogos y arqueólogos, pero por desgracia, son escasos los trabajos recientes sobre los procesos de formación de estas cavidades kársticas (Eraña & Ugarte 1992, Ugarte 1985, Aranburu *et al.*, 2015, Arriolabengoa *et al.*, 2015 y 2018).

La orogenia alpina causó la deformación y la emersión de las calizas marinas, primero en el sector meridional continental durante el Eoceno, seguido por el sector septentrional durante

el Mioceno. El levantamiento tectónico continuó y se supone que el proceso de karstificación del margen Cantábrico comenzó en el Mioceno.

Las áreas kársticas pueden clasificarse en base a su localización espacial (Aranburu *et al.*, 2015):

1. Karst de paleorasas marinas levantadas.
2. Karst tipo cónico o dolinas en la transición desde la costa hacia el interior, donde son características las colinas de forma cónica aisladas y el desarrollo extensivo de sumideros y poljes.
3. Karst de tipo alpino en el interior, presentando relieves abruptos.

Los dos primeros tipos de karst están presentes en el litoral, donde la evolución geomorfológica mayoritariamente depende del cambio del nivel del mar y de los cambios climáticos.

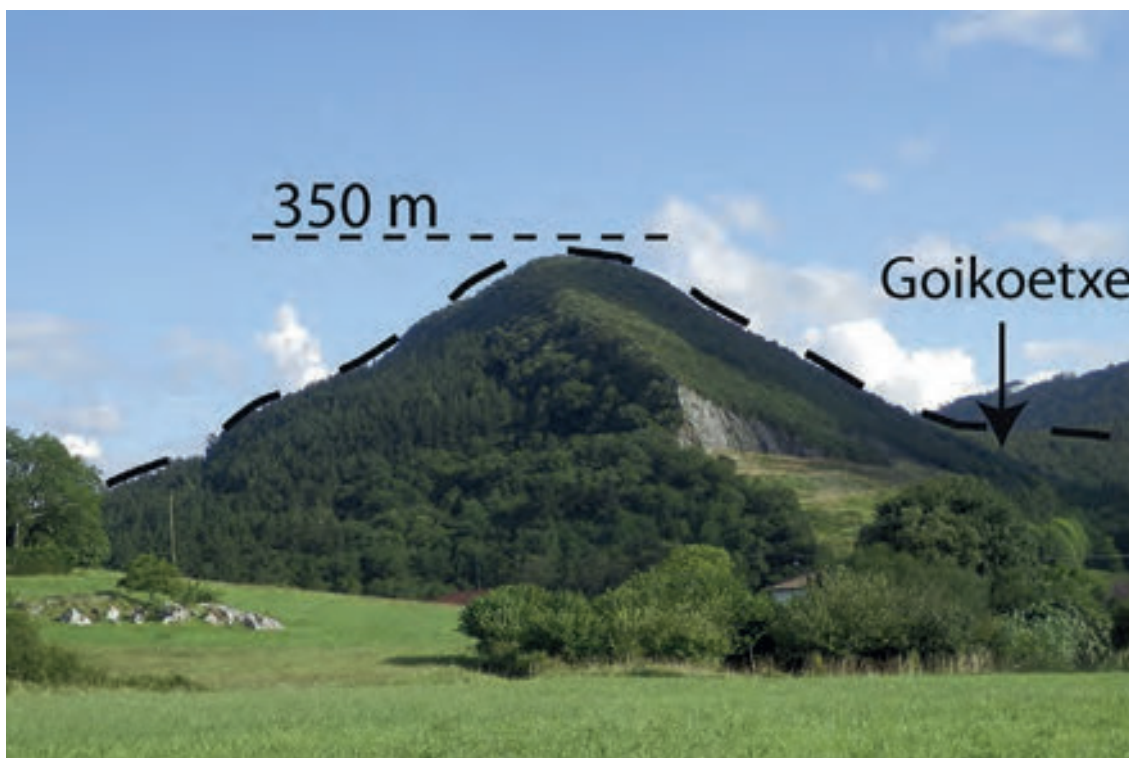
El desarrollo del modelado kárstico se produce sobre litologías calizas formadas en aguas superficiales del Cretácico Inferior.

Las secuencias sedimentarias endokársticas están caracterizadas por una primera fase de erosión, aporte de sedimentos fluviokársticos, formación de espeleotemas de tipo *flowstone* que sellan el sedimento y, por último, formación de espeleotemas por goteo en la superficie. Estas diferentes fases sedimentarias estarían correlacionadas con las diferentes fases climáticas del Pleistoceno: la fase de erosión se relaciona con el descenso del nivel del mar, el relleno fluviokárstico con los periodos fríos (glaciares) y la formación de espeleotemas con los periodos más templados (interglaciares) y ascenso del nivel del mar.

El desarrollo de niveles kársticos horizontales se genera gracias a la existencia de periodos de estabilidad del nivel freático, y en el momento que el nivel de base desciende, ya sea por cambios en el nivel del mar o por movimientos tectónicos, se inicia la transición de condiciones freáticas a vadosas, y se pueden encontrar formaciones de espeleotemas indicadoras de esta última condición vadosa. La repetición cíclica de este proceso, dio lugar a la formación de un sistema kárstico en varios niveles.

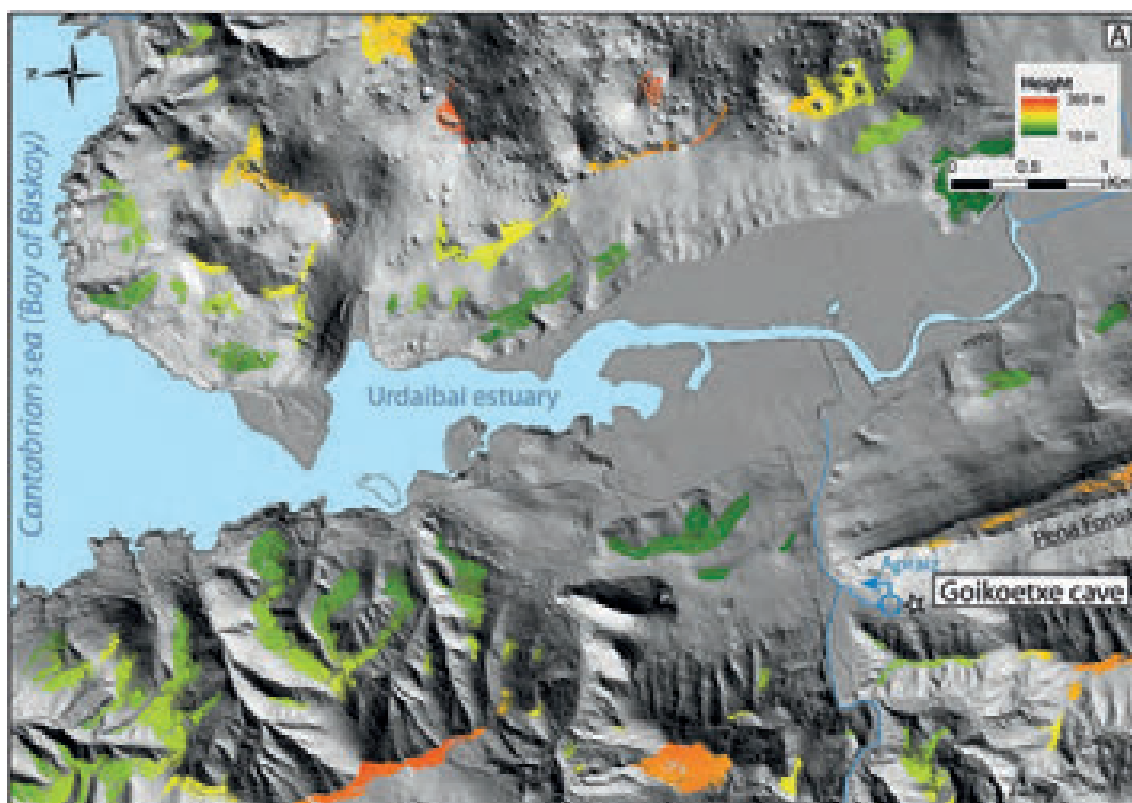
El área del biotopo protegido de Urdaibai, está comprendida en el terreno kárstico de Busturialdea, que comprende 31 km² de roca caliza en superficie y contiene 235 cuevas y 20,21 km de desarrollo del endokarst catalogado hasta la fecha (ADES 2010).

A modo de ejemplo, se presenta el registro sedimentario de la cueva de Goikoetxe de Urdaibai (Fotografía 1.4.1.).



Fotografía 1.4.1. Localización de la cueva de Goikoetxe en la ladera de la colina de Peña Forua, de tipo cónico, de 350 m de altura (Aranburu *et al.*, 2015).

La cueva de Goikoetxe está localizada en el flanco oeste del anticlinal diapírico de Urdaibai. Se trata de un sistema kárstico de más de 3400 m de longitud (ADES, 2010). Está formado por tres niveles sub-horizontales de origen freático. La dirección de las cavidades tiene un control estructural. El nivel activo, topográficamente el más bajo, se sitúa a 30 m sobre el nivel del mar. El nivel intermedio está a 50 m sobre el nivel del mar, y el nivel más antiguo, que actualmente está casi completamente sellado por sedimento, a 80 m sobre el nivel del mar. La cueva de Goikoetxe pertenece al nivel intermedio o tipo 2.



Mapa 1.4.3. Localización geográfica de la cueva de Goikoetxe. Las áreas coloreadas corresponden con superficies planas, representadas sobre un modelo digital del terreno realizado con datos LiDAR (Aranburu *et al.*, 2015).

En la base de la secuencia estratigráfica aparece sedimento detrítico alóctono, sobre el conducto calizo. Mayoritariamente son materiales siliciclásticos. Arenas y gravas silíceas transportadas por un sistema fluviokárstico. Este relleno llegó a obstruir la cavidad casi por completo. Sobre el relleno se produce la primera generación de espeleotemas de tipo *flowstone*.

Posteriormente, la reactivación de la cueva produce la erosión parcial del relleno sedimentario (detrítico y químico), removiendo 3-4 m de potencia de sedimentos. Por último, sobre este paleorelieve se desarrollan espeleotemas, mayoritariamente estalactitas y estalagmitas, en diferentes fases coincidentes con momentos interglaciares.

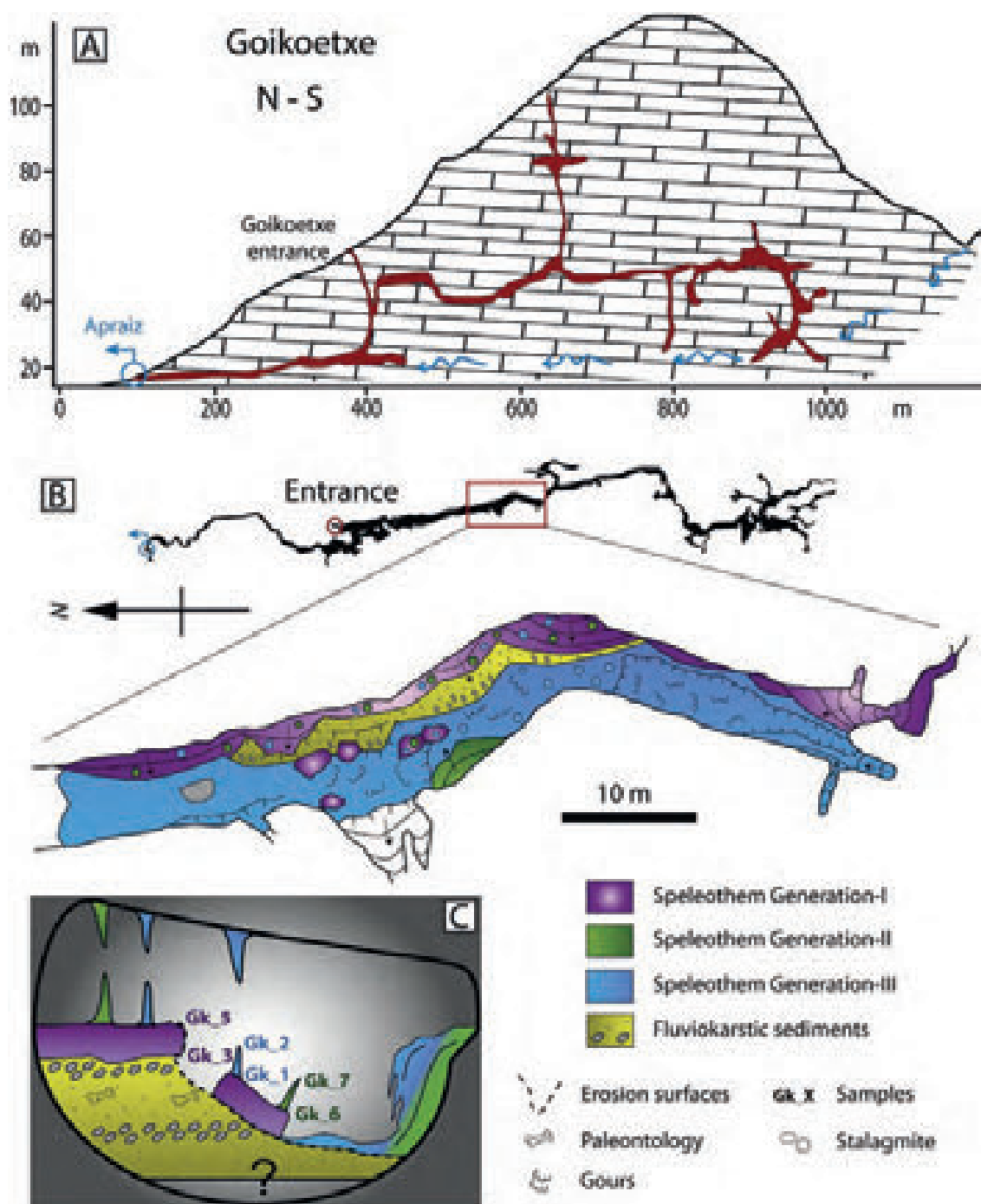


Figura 1.4.1. Cueva de Goikoetxe. A) perfil longitudinal de la cueva, B) plano de la cueva y mapa geomorfológico detallado de la “sala roja”, C) sección estratigráfica idealizada. (Aranburu *et al.*, 2015).

Para la mejor comprensión de la evolución o desarrollo de los niveles kársticos, es fundamental la datación numérica de las diferentes unidades sedimentarias que rellenan las cavidades. Actualmente, en el contexto kárstico del Cantábrico oriental, sólo poseemos datación numérica de espeleotemas mediante series de Uranio. Estas dataciones arrojan luz sobre el momento de formación de las diferentes generaciones de espeleotemas.

La unidad estratigráfica de la primera generación de espeleotema tipo *flowstone* data de un intervalo entre >350 y 273 ka, en torno al MIS9, en un periodo interglacial y de ascenso del nivel del mar. La segunda generación de espeleotemas ocurre entre 141 y 112 ka, MIS 5-6. Y la tercera generación de espeleotemas en 58 ka, en MIS 3 (Aranburu *et al.*, 2015).

La cercanía del mar al área de estudio implica que exista una relación directa entre el ascenso y descenso del nivel del mar y la altura del nivel freático.

1.4.4.3. El modelado fluvial

En comparación con los grandes sistemas fluviales de la península Ibérica (Silva *et al.*, 2016) y de la Europa atlántica (Bridgland & Westaway, 2014), e incluso con respecto al Cantábrico occidental (Ruiz & Poblete, 2011), la evolución Cuaternaria de los valles fluviales apenas ha sido estudiada hasta la fecha. La falta de estudios científicos sistemáticos y exhaustivos es debido a la escasa preservación de los depósitos fluviales. Los activos procesos de ladera, las altas tasas de precipitación (~1200–~2400 mm/año), en combinación con las fuertes pendientes y los ríos cortos y torrenciales, complican la preservación de los depósitos fluviales y, por tanto, su estudio. Además, las extensas áreas urbanas e industriales, que ocupan una gran extensión de territorio, se ubican sobre todo en las áreas llanas, por lo que descubrir afloramientos y acceder a ellos es un trabajo realmente complicado, cuando éstos no han sido directamente evacuados o removidos profundamente precisamente para el desarrollo de las áreas urbanas o industriales, dotacionales o de infraestructuras mencionados.

Con el fin de soslayar estos obstáculos, se han llevado a cabo diversos estudios de análisis espacial y estadística morfométrica basados en el tratamiento de datos LiDAR, mediante Sistemas de Información Geográfica y una primera aproximación de la cronología mediante técnicas de datación de cargas atrapadas (OSL y ESR) que pretenden arrojar algo de luz en el estudio de la evolución Cuaternaria de estos valles fluviales (del Val *et al.*, 2015a, 2015b, 2018).

Los primeros resultados indican la presencia de entre 8 y 10 niveles planares con depósitos fluviales y con una distribución altitudinal similar en los valles fluviales principales (Figura 1.4.2.). Los niveles más antiguos se sitúan a 120 m sobre el cauce actual y se van escalonando gradualmente cada 20 o 10 m hasta llegar a la llanura de inundación actual.

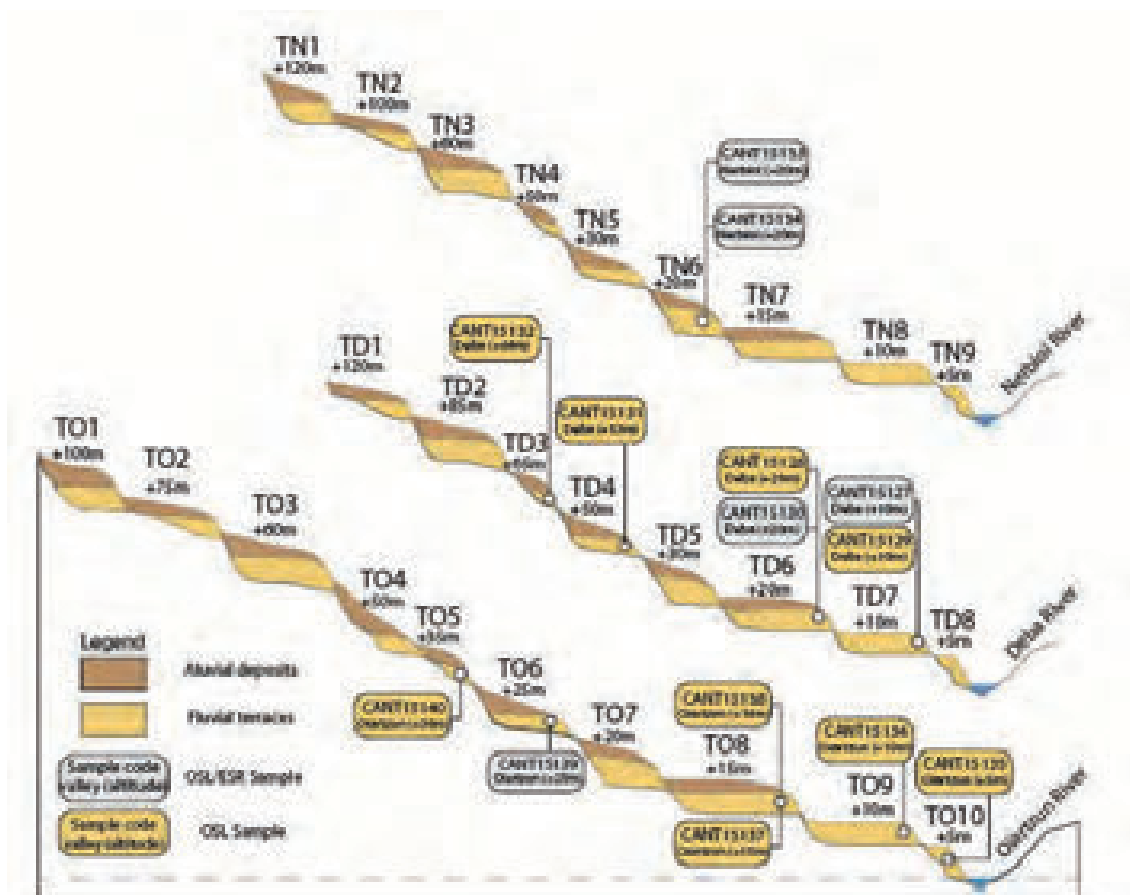


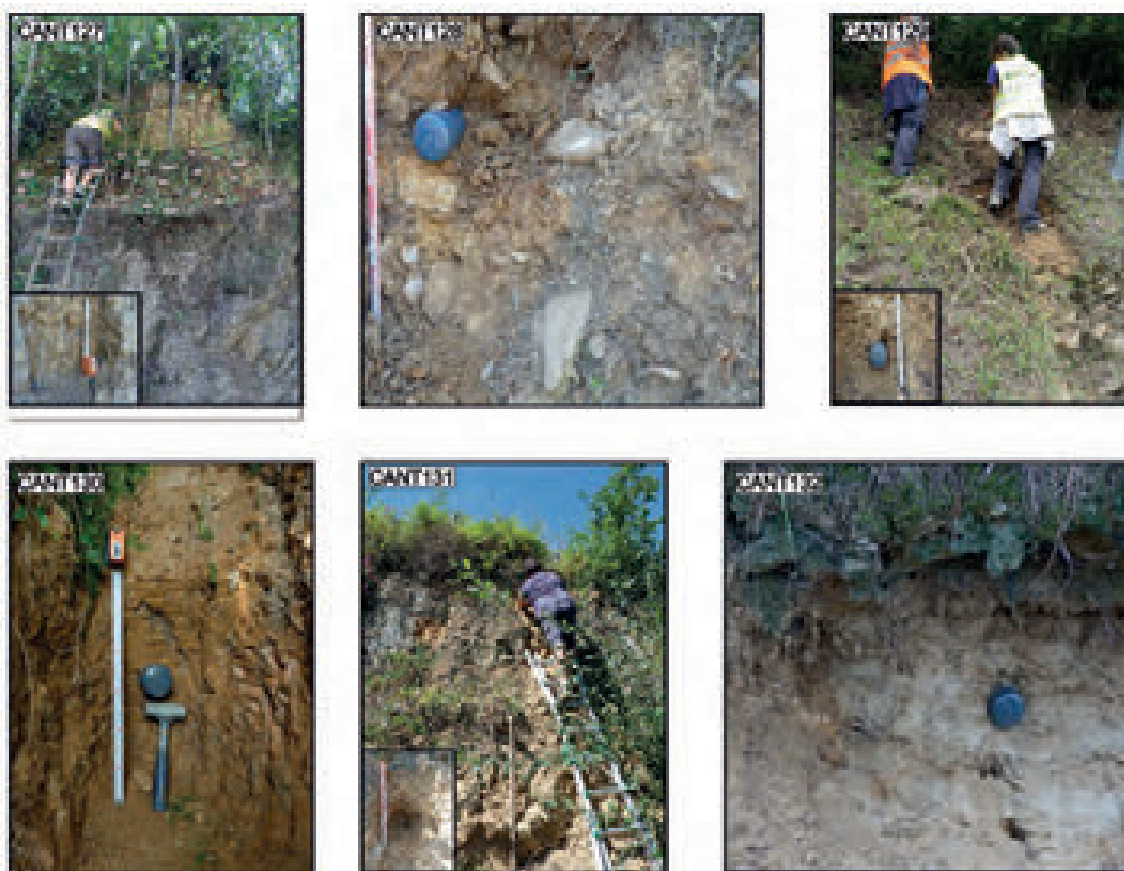
Figura 1.4.2. Estratigrafía simplificada de los sistemas de terrazas en los valles del Río Oiartzun, Deba y Nerbioi. Elaboración propia.

La amplia representación de los mismos niveles de terrazas en todos los valles sugiere una evolución geomorfológica similar o, al menos, una respuesta similar a los factores externos como el clima y la tectónica, que condicionan la evolución de estos valles.

La presencia de abundantes procesos de ladera que frecuentemente cubren los depósitos fluviales anteriormente depositados, fosilizan y regulan el perfil del valle y entorpecen enormemente el trabajo de localización y determinación de su disposición original. Además, no siempre aflora el sustrato rocoso. La potencia de estos depósitos aluviales es escasa, alrededor de 2- 3 m para las terrazas más bajas (5-30 m sobre el cauce actual) y apenas alcanzan el metro de potencia las terrazas más antiguas de cotas más altas. La secuencia de los depósitos aluviales generalmente consiste en un patrón simple con dos series bien diferenciadas: una facies de canal con cantos redondeados de tamaño centimétrico o decimétrico, a veces apoyada sobre el sustrato rocoso, y una facies de llanura aluvial de sedimento fino superpuesto a la anterior (Fotografías 1.4.2., 1.4.3. y 1.4.4.).



Fotografía 1.4.2. Ejemplos de afloramientos de terrazas en el valle del Río Nerbioi. Fotografía de la autora.



Fotografía 1.4.3. Ejemplos de afloramientos de terrazas en el valle del Río Deba. Fotografía de la autora.



Fotografía 1.4.4. Ejemplos de afloramientos de terrazas en el valle del Río Oiartzun. Fotografía de la autora.

La formación de los sistemas de terrazas está directamente ligada a los ciclos climáticos cuaternarios y a los eventos tectónicos (Bridgland & Westaway 2008, Bridgland & Westaway 2014, Vandenberghe, 2015). Los ciclos glaciares e interglaciares afectan directamente a los cambios en el nivel del mar, la acumulación glaciaria, las tasas de precipitación y el desarrollo de la vegetación, que conjuntamente determinan la dinámica fluvial y el desarrollo de fases de agradación e incisión de las terrazas fluviales (Viveen *et al.*, 2014, Blum & Törnqvist, 2000).

En el margen Cantábrico, el levantamiento tectónico ha permanecido estable en el último millón de años (Alvarez *et al.*, 2008), con tasas de levantamiento muy bajas en torno a los 0,1 mm/año. La ausencia de glaciario importante en las cumbres de este sector (Rodríguez *et al.*, 2015) descarta el aporte de sedimento al sistema fluvial en periodos glaciares. Por tanto, los ciclos de formación y erosión de terrazas está supeditado a los cambios en el nivel del mar, derivados de los ciclos glaciario-interglaciario, y al aporte de sedimento procedente de los procesos de laderas, que está condicionado también por la cobertura vegetal y las tasas de precipitación, dependientes de los ciclos climáticos, al igual que en los sistemas kársticos previamente mencionados.

Se han podido datar los niveles de terrazas T+10, T+20 y T+25 de tres valles: Oiartzun, Deba y Nerbioi. Las dataciones numéricas se han realizado mediante métodos de cargas atrapadas: Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL por sus siglas en inglés) y Resonancia Paramagnética Electrónica (ESR). Los datos obtenidos sugieren la formación de estas terrazas durante MIS 6, MIS 7 y MIS 11 respectivamente, correspondientes con los ciclos climáticos de 100 ka del Cuaternario, con edades entre aproximadamente 140 ka para T+10m y 400 ka para T+25m (del Val *et al.*, 2018).

Bibliografía

ADES. (2010): *Catalogo de Cuevas y Simas de Urdaibai*. Gobierno Vasco. Vitoria-Gasteiz.

Alvarez, J., Hetzel, R., Niedermann, S., Menéndez, R. & Marquínez, J. (2008): "Origin, Structure and Exposure History of a Wave-Cut Platform More than 1Ma in Age at the Coast of Northern Spain: A Multiple Cosmogenic Nuclide Approach." *Geomorphology*, 93 (3–4): 316–34. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.03.005>.

Aranburu, A., M. Arriolabengoa, E. Iriarte, S. Giralt, I. Yusta, V. Martínez-Pillado, M. del Val, J. Moreno, & M. Jiménez-Sánchez. 2015. "Karst Landscape Evolution in the Littoral Area of the Bay of Biscay (North Iberian Peninsula)." *Quaternary International*, 364. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.025>.

Aranburu, A., Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Giralt, S., Yusta, I., Martínez-Pillado, V., del Val, M., Moreno, J. & Montserrat Jiménez-Sánchez. 2015. "Karst Landscape Evolution in the Littoral Area of the Bay of Biscay (North Iberian Peninsula)." *Quaternary International*, 364: 217–30. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.025>.

Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Aranburu, A., Yusta, I., Arnold, L.J., Demuro, M. & Arrizabalaga, A. (2018): "Reconstructing the Sedimentary History of Lezetxiki II Cave (Basque Country, Northern Iberian Peninsula) Using Micromorphological Analysis." *Sedimentary Geology*, 372: 96–111.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.05.006>.

Barnolas, A. & Pujalte, V. (2004): "La Cordillera Pirenaica." En Vera, J.A. (Edit.): *Geología de España*. Instituto Geológico y Minero de España-Sociedad Geológica de España.

Blum, M.D. & Törnqvist, T.E. (2000): "Fluvial Responses to Climate and Sea-Level Change : A Review and Look Forward." *Sedimentology*, 47: 2–48.

Bridgland, D.R. & Westaway, R. (2014): "Quaternary Fluvial Archives and Landscape Evolution: A Global Synthesis." *Proceedings of the Geologists' Association*, 125 (5–6): 600–629. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2014.10.009>.

Bridgland, D.R. & Westaway, R. (2008): "Climatically Controlled River Terrace Staircases: A Worldwide Quaternary Phenomenon." *Geomorphology*, 98 (3–4): 285–315. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.032>.

Eraña, C. & Ugarte, F.M. (1992): "Katabera, Sierra d'Aizkorri. Un Karst Spécifique d'altitude En Moyenne Montagne Basco-Catabrique (Espagne)." En Salomon, J.N. & Marie, R. (Edit.): *Karst et Évolutions Climatiques*. Universitaires de Bordeaux.

Rodríguez, L., Jiménez, M., Domínguez, M.J. & Aranburu, A. (2015): "Research History on Glacial Geomorphology and Geochronology of the Cantabrian Mountains, North Iberia (43–42°N/7–2°W)." *Quaternary International*, 364: 6–21. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.06.007>.

Ruiz, J. & Poblete, M.A. (2011): "Las Terrazas Fluviales Del Río Cares : Aportaciones Sedimentológicas y Cronológicas (Picos de Europa, Asturias)." *Estudios Geográficos*, 72 (270): 173–202. <https://doi.org/10.3989/estgeogr.201108>.

Serrano, E., Gimenez, M., González, M.J., González, M., González, J.J., Pellitero, R. & Rico, I. (2015): "Glacial Chronology, Environmental Changes and Implications for Human Occupation during the Upper Pleistocene in the Eastern Cantabrian Mountains." *Quaternary International*, 364: 22–34.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.039>.

Silva, P.G., Roquero, E., López, M., Huerta, P. & Martínez, A.M. (2016): "Chronology of Fluvial Terrace Sequences for Large Atlantic Rivers in the Iberian Peninsula (Upper Tagus and Duero Drainage Basins, Central Spain)." *Quaternary Science Reviews*, 1–16.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.05.027>.

Ugarte, F.M. (1985): "La Siera d'Aralar-Mendi. Un Exemple de Karst de Moyennemontagne Vasco Cantabrique." *Travaux U.A. Du C.N.R.S. (Inst. Geographie)*, 903: 55–76.

Val, M. del, Duval, M., Medialdea, A., Bateman, M.D., Moreno, D., Arriolabengoa, M., Aranburu, A. & Iriarte, E. (2018): "First Chronostratigraphic Framework of Fluvial Terrace Systems in the Eastern Cantabrian Margin (Bay of Biscay, Spain)." *Quaternary Geochronology*. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.07.001>.

Val, M. del, Iriarte, E., Arriolabengoa, M. & Aranburu, A. (2015a): "An Automated Method to Extract Fluvial Terraces from LIDAR Based High Resolution Digital Elevation Models: The Oiartzun Valley, a Case Study in the Cantabrian Margin." *Quaternary International*, 364.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.10.030>.

Val, M. del, Iriarte, E., Arriolabengoa, M. & Aranburu, A. (2015b): "Cartografía de las áreas potenciales de terrazas en los valles fluviales del margen Cantábrico oriental (País Vasco), a partir de modelos digitales de elevación basados en datos LIDAR." En Galve, J.P., Azañón, J.M., Pérez-Peña, J.V. & Ruano, P. (Edit.): *Una Visión Global Del Cuaternario. El Hombre Como Condicionante de Los Procesos Geológicos*, 17–19. Granada: XIV Reunión Nacional de Cuaternario.

Vandenbergh, J. (2015): "River Terraces as a Response to Climatic Forcing: Formation Processes, Sedimentary Characteristics and Sites for Human Occupation." *Quaternary International*, 370: 3–11. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.05.046>.

Viveen, W., Schoorl, J.M., Veldkamp, A. & Van Balen, R.T. (2014): "Modelling the Impact of Regional Uplift and Local Tectonics on Fluvial Terrace Preservation." *Geomorphology*, 210 (April): 119–35.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.12.026>.



2º DÍA

Valles y Montes Atlánticos. El Valle de Arditurri, el Stock granítico de Aiako-Harriak y la Zona de Especial Conservación de Artikutza.



STOCK GRANÍTICO DE PEÑAS DE AYA Y LA ZONA DE ESPECIAL CONSERVACIÓN DE ARTIKUTZA.

El segundo itinerario geográfico se realiza por un territorio montañoso situado en el noreste de Gipuzkoa y el noroeste de Navarra. Partiendo de Donostia-San Sebastián (8.30 H.), tomamos la autopista A-8 en dirección a Oiartzun, donde visitaremos el complejo minero de Arditurri asociado al stock granítico de Aiako Harriak-Peñas de Aya. Accederemos a las Minas a partir de una pequeña carretera comarcal (GI-3420-NA-4000) que conecta el casco urbano de Oiartzun con la vecina localidad navarra de Lesaka. Antes de ascender el puerto de Aritxulegi tomamos una pequeña carretera que nos conduce al pie del sector más sudoccidental del mencionado batolito y en la base del mismo realizamos la visita guiada a las minas (9:15 H.). Allí nos dividimos en dos grupos y mientras uno visita durante más de una hora las mismas, el otro recibe las explicaciones sobre la mesología de este sector y paisaje tan peculiar. Después de ese tiempo procedemos a realizar la explicación al primer grupo mientras el segundo realiza la visita guiada (9:30-12:00 H.).

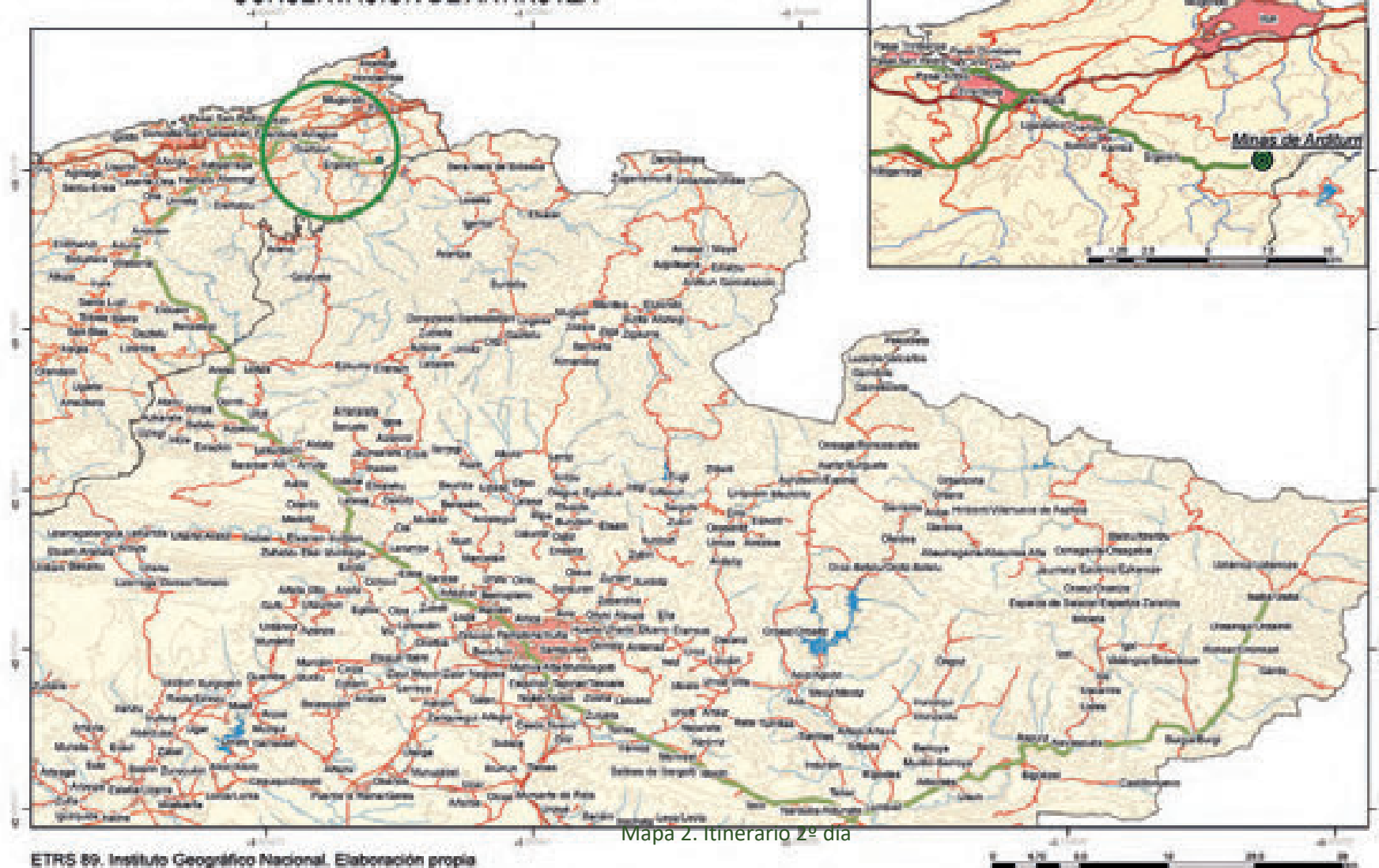
Las minas de Arditurri cuentan con una dilatada historia. De hecho, fueron explotadas desde época romana dentro de un complejo urbano denominado como Oiarso y que se disponía a caballo entre Irún, Oiartzun y Rentería. Las minas estuvieron activas hasta la década de los 70 cuando a finales se procedió a su clausurado. Toda esta dilatada historia ha generado evidentes impactos y morfologías curiosas y muy representativas como las abundantes bocaminas y las conspicuas escombreras. Desde comienzos del nuevo siglo las minas fueron siendo recuperadas y puestas en valor a partir de visitas guiadas y de un centro de interpretación.

Posteriormente partiremos en dirección a la Zona de Especial Conservación de Artikutza. Se trata de una gran finca comprada por el Ayuntamiento de Donostia-San Sebastián hace ya 100 años, donde se ha llevado a cabo una política de conservación estricta al existir un embalse del que la ciudad se nutría de agua dulce. Se vuelve de las minas hacia Oiartzun y se toma la carretera GI-3631 que asciende en dirección a Oianleku y al denominado Guardetxe (ya en territorio navarro) (12:30 H.). Allí dejamos el autobús y nos disponemos a realizar un trayecto a pie por una pista forestal en muy buen estado que durante 4,4 km nos permite disfrutar de un paisaje forestal compuesto en las partes altas por un hayedo acidófilo, en las medias por un robledal también acidófilo junto a sectores con acebedas y tejedas y en las partes bajas con un buen ejemplo de bosque de ribera. Todo ello salpicado de repoblaciones de exóticas donde dominan el pino silvestre, la picea roja, el alerce o el roble rojo americano. Llegamos al Poblado de Artikutza donde se realiza la comida (14:15-15:00 H.).

Después de la comida nos disponemos a realizar un paseo circular en torno al pantano de unos 5 km donde se pueden observar lentejones calcáreos del carbonífero, así como vegetación forestal de muy diverso tipo y elementos culturales y etnográficos de diferente naturaleza como: ruinas de caseríos, antiguos puentes, carboneras, etc. Este antiguo pantano será desmantelado y, por tanto, será interesante la explicación sobre el plan de recuperación del entorno (15:00-18:00 H.).

Partiremos en dirección a Isaba (pirineo Navarro) donde realizaremos la pernoctación de este día y nos dispondremos a abordar el tercer día de las Jornadas. No obstante, durante el trayecto que se puede prolongar del orden de 2 horas y 15 minutos podemos hacer una parada intermedia en la Foz de Arbaium. La hora estimada de llegada a Isaba bien podría ser a las 21:00 H. Pasamos a alojarnos, ducharnos y cenar sobre las 21:45-22:00 H.

**ITINERARIO DÍA 2. LAS MINAS DE ARDITURRI, EL BATOLITO
GRANÍTICO DE PEÑAS DE AYA Y LA ZONA DE ESPECIAL
CONSERVACIÓN DE ARTIKUTZA**





arditurri

Meazulaetan barrena