

Cronología finpleistocena de los depósitos fluviales costeros en la desembocadura del Río Ulla en la Ría de Arousa (Galicia, NO de España) mediante datación OSL

Late-Pleistocene chronology of coastal fluvial deposits at the mouth of the Ulla River in the Ría de Arousa (Galicia, NW Spain) by OSL dating

Carlos ARCE CHAMORRO^{1*}, Juan Ramón VIDAL ROMANÍ¹

¹Instituto Universitario de Xeoloxía, Universidade da Coruña. ESCI, Campus de Elviña. 15071. A Coruña. Spain. *Autor de contacto: carlos.arce@udc.es

<https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2021.43.0.8736>
recibido: 19/10/2021 aceptado: 18/11/2021

Abstract

This work establishes the age of an outcrop of fluvial deposits located at the current mouth of the Ulla River in the Ría de Arousa (Galicia, NW Spain), at +40 m and +30 m above present sea level. The deposits are formed by braided siliciclastic materials. Although they have been known for a long time their age had never been determined, being considered successively from Upper-Tertiary to Quaternary and even Holocene undifferentiated material. Using the optically stimulated luminescence (OSL) technique, a burial age has been calculated for the quartz grains included in the sediment of 180 ky for the lower level and between 70 ky and 60 ky for the upper levels. The chronology established here is consistent with that obtained for other fluvial deposits studied on the Galician and northern Portuguese coast.

Key words: coastal fluvial deposits; glacioeustasy; OSL dating; Late Pleistocene; Ulla River, Ría de Arousa

Resumen

Este trabajo establece la edad de un afloramiento de depósitos fluviales situados en la desembocadura actual del Río Ulla en la Ría de Arousa (Galicia, NO de España), a +40 m y +30m sobre el nivel del mar actual. Los depósitos están formados por materiales siliciclásticos de tipo trenzado (*braided*). Aunque conocidos desde hace mucho tiempo, no se había determinado nunca su edad, considerándose sucesivamente desde finiterciaria a cuaternaria e incluso material indiferenciado holoceno. Utilizando la técnica de luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) se ha calculado una edad de enterramiento para los granos de cuarzo incluidos en el sedimento de 180 ka para el nivel inferior y entre 70 ka y 60 ka para los niveles superiores. La cronología aquí establecida es coherente con la obtenida para otros depósitos fluviales estudiados en la costa gallega y del norte de Portugal.

Palabras clave: depósitos fluviales costeros; glacioeustasia; datación OSL; Pleistoceno final; Río Ulla, Ría de Arousa

1. INTRODUCCIÓN

La edad de formación de los depósitos fluviales costeros en el margen Atlántico de Galicia (NO de España) (Fig. 1) resulta poco conocida. Las únicas referencias cronológicas disponibles en la región son los niveles inferiores de terrazas del bajo Miño (VIVEEN ET AL., 2012) formados al final del Pleistoceno Medio y durante el Pleistoceno Superior, así como los depósitos fluviales del río Mero en la Ría de Coruña (ARCE-CHAMORRO, 2017) formados durante el Pleistoceno Superior. La cronología de estos depósitos fluvio-costeros, tiene gran interés ya que su génesis se ha relacionado con las oscilaciones glacioeustáticas del Cuaternario (ESCUER-SOLE Y VIDAL-ROMANÍ, 1987; ARCE-CHAMORRO, 2017). Prueba de ello son aquellos depósitos fluviales que se conservan en el límite de la línea de costa actual, lo que indica que donde hoy se desarrolla el medio marino antes se desarrollaba un medio puramente continental. Este es el caso de algunos de los sedimentos fluviales conservados en la desembocadura del Río Ulla, ubicados en la zona más interna de la Ría de Arousa (Fig. 1).

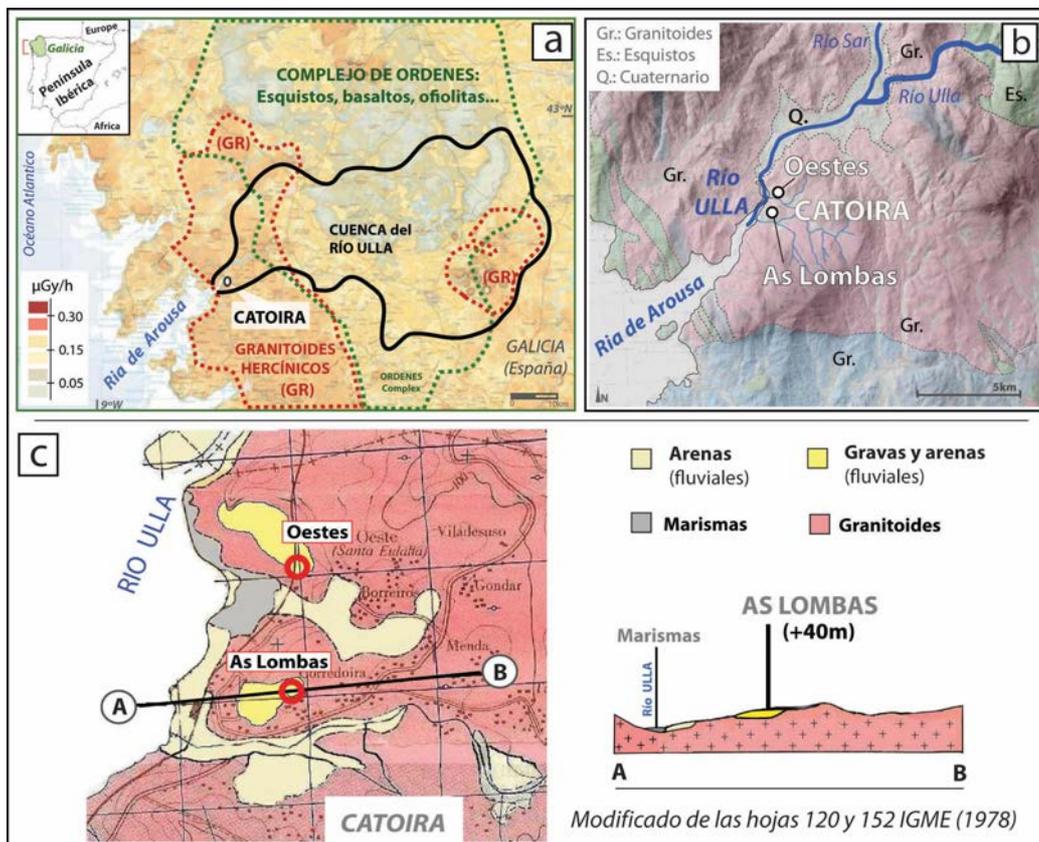


Figura.1. Mapa de situación de los depósitos fluvio-costeros de Catoira. (a) red de drenaje del Río Ulla (Galicia, España), mapa de radiación gamma en superficie (CSN, 2000), y litologías predominantes (GONZÁLEZ-LODEIRO ET AL., 1982). Nótese el incremento de radiación sobre los materiales graníticos (*sensu lato*) asociados a la cuenca. (b y c) Localización de los depósitos fluviales de Borreiros-As Lombas (Ulla 1, 2 y 3) y de Oestes (Ulla 4) (Pontevedra, Galicia) y la litología predominante a nivel de desembocadura del Río Ulla en la Ría de Arousa (hojas 120 y 152 del IGME-MAGNA (1:50.000); datos hidrológicos: SITGA-XUNTA DE GALICIA, 2020); modelos digitales mdt05 del Instituto Geográfico Nacional (IGN) tratados con Q-gis.

El cálculo de una edad de formación para los dos depósitos fluviales-costeros de Catoira es el principal objetivo del presente trabajo. Estos sedimentos están conformados por materiales siliclásticos apropiados para su datación mediante luminiscencia ópticamente estimulada (OSL). La asignación de una cronología absoluta fiable aportaría un dato novedoso que ampliaría el conocimiento de la dinámica fluvial y costera de Galicia, afectadas por las variaciones del nivel del mar durante los ciclos fríos regresivos y cálidos transgresivos finipleistocenos. La disposición de datos locales precisos y su comparación con los datos globales permitiría un mejor conocimiento de cuando el mar abandona o inunda los niveles inferiores de los valles fluviales, condicionando la existencia de medios de sedimentación tan peculiares como las rías gallegas en los que se ve favorecida la deposición de materiales muy finos (p.ej.: limos en marismas), en claro contraste con los afloramientos de origen continental conformados por arenas y gravas como los aquí estudiados.

2. ANTECEDENTES

El modelado del relieve costero en Galicia viene condicionado por las variaciones glacioeustáticas acontecidas durante el Cuaternario (últimos 2.58 Ma). Correspondiente a este periodo, el tipo de sedimentación costera está representada por depósitos marinos (playas de cantos), eólicos, de vertiente y fluviales (GUTIÉRREZ-BECKER, 2008; VIVEEN ET AL., 2012; TRINDADE ET AL., 2013; ARCE-CHAMORRO ET AL., 2021a). Los materiales se conservan en afloramientos discontinuos de escasa entidad, a distinta cota sobre el nivel del mar actual. En todos ellos predominan materiales félsicos que dificultan la conservación de restos biológicos; de ahí un marcado carácter azoico que dificulta cualquier datación por radiocarbono, cuyo límite de edad es de 50 ka. La asignación de una cronología más precisa para este tipo de depósitos costeros no ha sido posible hasta hace menos de una década, debido a la imposibilidad de aplicar técnicas de datación absoluta adecuadas a sedimentos siliclásticos como la OSL (VIVEEN ET AL., 2012; ARCE-CHAMORRO, 2017). Hasta entonces, y para el caso de los depósitos fluviales costeros descritos a lo largo de la costa de Galicia, tan sólo se disponía de criterios relativos según los cuales se había establecido una cronología Villafranquiense “*lato senso*” (NONN, 1966; MACÍAS-VÁZQUEZ Y GARCÍA-PAZ, 1977) – con criterios subjetivos como su coloración rojiza – que los asignaban a edades más indeterminadas desde el Cuaternario al Mioceno (ARPS ET AL., 1978), llegando incluso a considerarse material indiferenciado holoceno (GALÁN-ARIAS, 1981) (Fig. 1). En un posterior análisis geomorfológico del sistema de depósitos fluviales de la cuenca del río Mero en la Ría de A Coruña, realizado por ESCUER-SOLE Y VIDAL-ROMANÍ (1987), los autores propusieron una edad relativa fini-pleistocena para los niveles inferiores al observar su relación con diferentes niveles de base no culminados durante las últimas oscilaciones glacio-eustáticas del Cuaternario. Esta hipótesis ha sido corroborada recientemente por las edades de formación calculadas para estos depósitos mediante OSL, entre 50 y 120 ka (ARCE-CHAMORRO, 2017). Por su parte, las dataciones de referencia para

depósitos fluviales costeros en Galicia son escasas, contándose únicamente con aquellas mencionadas anteriormente en la Ría de Coruña y con las terrazas del curso bajo del río Miño (VIVEEN ET AL., 2012). Este sistema de terrazas del bajo Miño fue datado mediante núclidos cosmogénicos terrestres (TCN) y luminiscencia OSL y pIR-IRSL (VIVEEN ET AL., 2012), alcanzándose edades de formación entre 30 ka y 650 ka - datos que, además, han permitido identificar la elevación de la litosfera en la zona (VIVEEN ET AL., 2013). En este sentido, la edad de formación de los depósitos fluviales de la desembocadura del río Ulla en la Ría de Arousa (Catoira, Pontevedra, Galicia) (Figs. 1 y 2) complementan los escasos los datos cronológicos del registro sedimentario local, en un medio que hoy se ve afectado por las mareas, pero donde se desarrollaba anteriormente una dinámica continental.

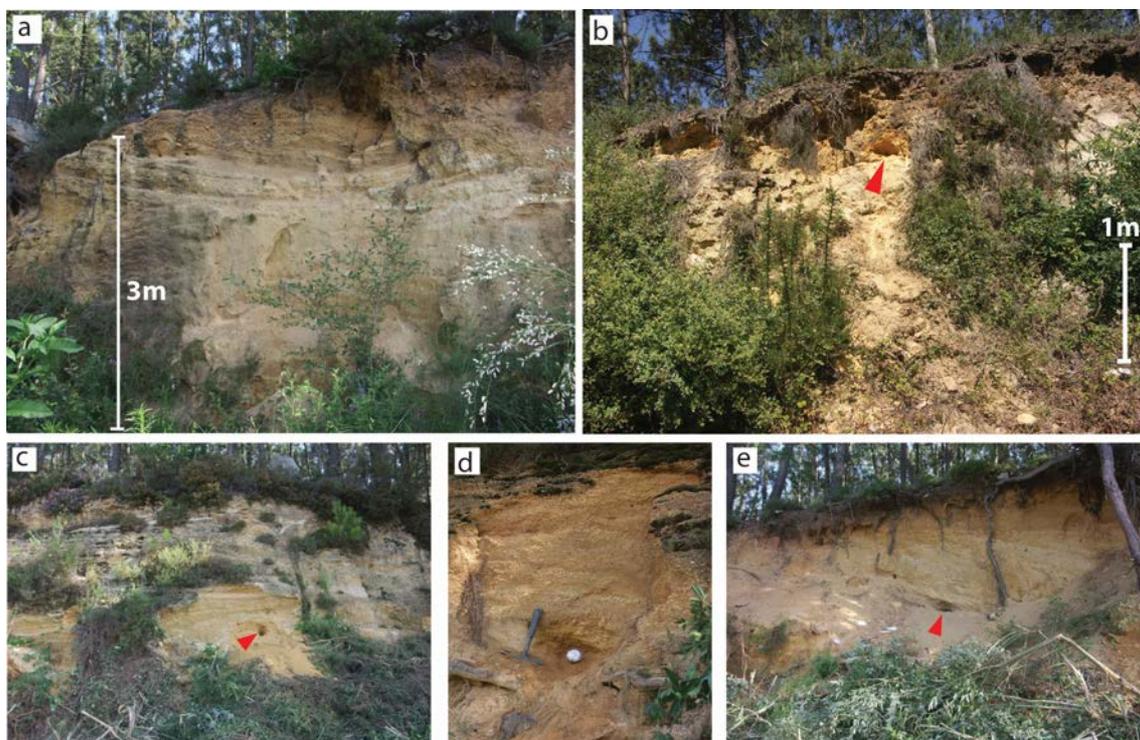


Figura 2. Afloramientos de Borreiros-As Lombas (a,c,d,e) y Oestes (b) en Catoira (Pontevedra, Galicia). Toma de muestras para OSL de Ulla-4 (b) y Ulla-1, 2 y 3 (c,d,e).

3. SEÑAL OSL EN SEDIMENTOS FLUVIALES.

En condiciones de enterramiento, la radiación natural del medio (principalmente alfa, beta y gamma) genera una redistribución de cargas dentro de la red cristalina de los granos de cuarzo, desplazándolas desde zonas estables (banda de valencia) a zonas meta-estables (banda de conducción) (AITKEN, 1998; PREUSSER ET AL., 2008). Hipotéticamente y hasta un límite de saturación, la cantidad de cargas redistribuidas es proporcional a la dosis que absorben los granos de cuarzo durante el tiempo de enterramiento (Fig. 3), motivo por el cual se emplean los granos de cuarzo como dosímetros. Para cuantificar la dosis absorbida se emplea, entre otras técnicas, la señal OSL de los granos de cuarzo. De modo simplificado, en esta técnica se utiliza un estímulo

lumínico (LED azul) lo suficientemente energético como para excitar a las cargas redistribuidas por la radiación natural y devolverlas de nuevo a zonas más estables de la red cristalina, lo que viene acompañado por la emisión de fotones. Esta señal lumínica (fotones) son recogidos en un lector (tubo fotomultiplicador) a modo de cuentas por unidad de tiempo de estímulo (AITKEN, 1998), conformando la señal natural OSL del grano de cuarzo. No obstante, para conocer la dosis de radiación natural que equivale a este número de cuentas se emplea un protocolo (*single-aliquot regenerative dose*, SAR; MURRAY AND WINTLE, 2000) estandarizado. Así, con el equipo adecuado (lector de luminiscencia) y a partir del mismo grano de cuarzo del que se obtiene la señal natural OSL, se construye una curva de crecimiento de la señal artificial OSL frente a la dosis. Para ello se inducen dosis crecientes de radiación (beta), registrando su señal OSL correspondiente. Cuando se interpola en la curva la señal natural OSL (normalizada, y su error) desde el eje Y, se obtiene un valor en el eje X (dosis) que permite cuantificar de forma aproximada el valor de la radiación que absorbió el grano de cuarzo durante el tiempo de enterramiento (ver curva de crecimiento en Fig. 3). Esta dosis es la dosis equivalente (D_e) de una alícuota. La D_e de distintas alícuotas de una misma muestra se calcula mediante el modelo de edad más apropiado. En este caso, el modelo de edad central (*central age models*, CAM; GALBRAITH ET AL., 1999), a partir del cual se realiza un promedio ponderado por el error, para que aquellas con un menor error asociado tengan un mayor peso en la estimación final.

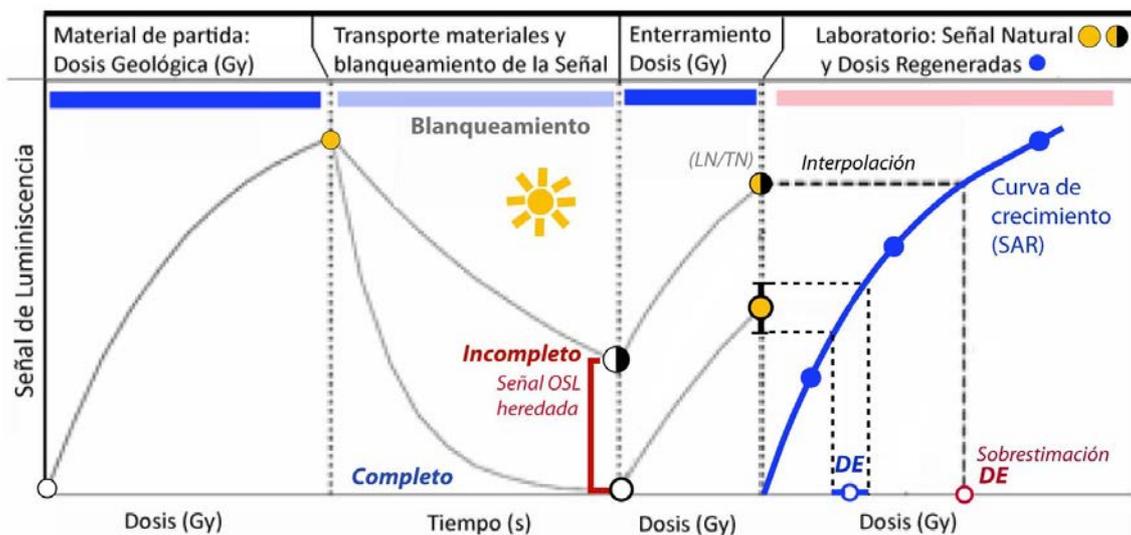


Figura 3. Señal OSL, dosis y curva de crecimiento: Señal de luminiscencia en el material de partida generada por la radiación natural (dosis geológica); blanqueamiento de la señal OSL (completo e incompleto) por la luz del sol durante el transporte de los sedimentos - obsérvese la señal heredada por blanqueamiento incompleto en el grano de cuarzo representado por un círculo blanco y negro; Dosis absorbida durante el tiempo de enterramiento y señal natural OSL; Estimación de la dosis equivalente (D_e) por interpolación de la señal natural OSL en la curva de crecimiento a dosis crecientes, generada artificialmente mediante el SAR (MURRAY AND WINTLE, 2000) - obsérvese la sobrestimación de la D_e en la muestra con señal OSL heredada (círculo amarillo y negro) (Modificado de BAILEY AND ARNOLD, 2006).

Para el cálculo de la edad de enterramiento (o deposición de los materiales) se divide la D_e entre la radiación natural del medio ($\text{Edad} = D_e/D_r$; $k_a = \text{Gy/Gy} \cdot k_a^{-1}$, siendo $k_a = 1000$ años). La tasa de radiación natural (D_r) es un sumatorio de componentes, principalmente radiación gamma, beta y cósmica; cada una con un grado de penetración característico (AITKEN, 1998). A diferencia de la radiación cósmica (procedente del espacio exterior), la radiación gamma y beta procede de la desintegración de los isótopos radiactivos (^{40}K y series de ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th) incluidos en el sedimento, por lo que dependen de la litología de procedencia de los materiales que lo conforman (BOYLE, 1982; GASCOYNE, 1992; CSN, 2000). Así, allí donde predominan litologías de tipo granitoide o de los materiales procedentes de su meteorización, existe una proporción de radio-isótopos tan elevada que la radiación incidente es lo suficientemente intensa como para alcanzar niveles de saturación de la señal OSL en un breve espacio de tiempo (MURRAY ET AL., 2002). En el noroeste peninsular y en la mitad occidental de Galicia (véase el mapa de radiación gamma en la figura 1a) existe una gran proporción de granitoides en superficie (GUTIÉRREZ-ALONSO ET AL., 2011) que dan lugar a tasas (D_r) muy elevadas, condicionando en ocasiones el límite de edad estimado mediante OSL en 150ka (SANJURJO-SÁNCHEZ Y VIDAL-ROMANÍ, 2011; 2013) e incluso menos de 50 ka (ARCE-CHAMORRO, 2017).

3.1. Blanqueamiento incompleto de la señal OSL.

La premisa a partir de la cual la señal OSL de los granos de cuarzo es proporcional a la dosis absorbida durante el tiempo de enterramiento implica que no exista ninguna señal OSL heredada correspondiente a anteriores episodios de enterramiento transitorios. En condiciones ideales, cualquier carga presente en los granos de cuarzo (que de lugar a una señal OSL) es reseteada completamente por los rayos del sol durante los episodios de transporte (previos al último episodio de enterramiento a datar) (Fig. 3). Esto se conoce como blanqueamiento completo de la señal OSL, común en los granos de cuarzo movilizados por el viento (JACOBS, 2008). Sin embargo, en un medio turbio como el curso bajo de un río, existe la posibilidad de que algunos granos en suspensión no experimenten un reseteo completo de la señal OSL por la luz del sol, sino parcial. Este fenómeno se conoce como blanqueamiento incompleto de la señal OSL (RITTENOUR, 2008; DULLER, 2008) e implica la presencia de una señal OSL heredada (Fig. 3) que se sumaría a la señal OSL correspondiente al último episodio de enterramiento (AITKEN, 1998). Este sumatorio de señales no sería proporcional al tiempo de enterramiento, produciéndose una sobrestimación de la D_e (WALLINGA, 2002) (Fig. 3) y, por tanto, una sobrestimación de la edad. La presencia de blanqueamiento incompleto de la señal OSL puede suponer, además, un incremento de sobredispersión (*OD: overdispersion*) - parámetro que mide las diferencias entre la variabilidad observada por encima de la esperada, respecto a la estimación de la dosis central, esto es, la D_e del CAM. Resulta imprescindible su análisis, ya que en presencia de blanqueamiento incompleto de la señal OSL no se recomienda la utilización del modelo CAM cuando los valores de sobredispersión (*OD*) son elevados (20-30%) (GALBRAITH AND ROBERTS, 2012). En este sentido, el análisis

estadístico de los datos y su ajuste (o no) a una distribución unimodal y simétrica (de tipo normal) es un método aproximación fiable (JACOBS ET AL., 2003), ya que el blanqueamiento incompleto implica la presencia de una distribución bimodal conformada dos poblaciones: una se correspondería con aquellos granos bien blanqueados y otra con aquellos granos en los que está presente una señal OSL heredada.

3.2. Variabilidad en la microdosimetría del sedimento.

El cálculo de una edad fiable parte de la premisa según la cual la dosis equivalente (D_e) es proporcional a la dosis absorbida por los granos de cuarzo durante el tiempo de enterramiento. Como se ha comentado, la D_e se estima como un promedio ponderado por el error. Por su parte, la D_r se estima como un promedio de la actividad radioisotópica (aunque también incluye la estimación de la dosis cósmica). Esta aproximación es la más fiable ya que resulta imposible estimar la dosis que afecta a cada grano de cuarzo. No obstante, puede ocurrir que en una matriz sedimentaria los distintos granos de cuarzo absorban distintas dosis (GUÈRIN ET AL., 2017), alterándose la relación ideal entre la señal OSL, la D_e y la D_r para el cálculo de la edad. Esta variabilidad en la microdosimetría del sedimento afecta principalmente a la componente beta (NATHAN ET AL., 2003) - y puede tener lugar a pesar de seleccionar los lugares más homogéneos de muestreo, ya que es un fenómeno a escala milimétrica (el poder de penetración de las partículas beta es de 2 mm) (AITKEN, 1998). En este sentido, el análisis de la distribución de potasio (y, por tanto, de ^{40}K como fuente principal de radiación beta) en las diferentes fracciones granulométricas del sedimento, y su correlación (o no) con la dosimetría beta, resulta una aproximación fiable para determinar este tipo de variaciones. Cabe mencionar que en el presente trabajo no se analiza la señal OSL de cada uno de los granos de cuarzo (*single-grain*), en donde las diferencias entre dosis absorbida y dosis equivalente podrían verse acentuadas (GUÈRIN ET AL., 2017). Contrariamente, en el presente trabajo se estima la D_e a partir de alícuotas multigrano (*single-aliquot*) - en nuestro caso, entre 10 y 100 granos. Esto significa que la señal OSL no procede de un solo grano, sino del sumatorio de las señales OSL de los granos que la conforman, por lo que las diferencias que pudieran existir en la estimación de estos parámetros (D_e y D_r) se homogenizan (DULLER, 2008; ARNOLD AND ROBERTS, 2009; ANECHITEI-DEACU ET AL., 2018), e incluso se reducen (ARCE-CHAMORRO Y SANJURJO-SÁNCHEZ, 2020). Como el cálculo de la edad no es un simple promedio, sino un rango que incluye también el error, resulta conveniente analizar las fuentes de incertidumbre que puedan condicionar el modelo de edad a utilizar (GALBRAITH AND ROBERTS, 2012), esto es, los factores intrínsecos a la técnica OSL (estadística de cuentas o sensibilidad de luminiscencia de los dosímetros, etc...) (THOMSEN, 2005; DULLER, 2012) y los factores extrínsecos (como el blanqueamiento incompleto o la variabilidad en la microdosimetría).

Afloramiento de Borreiros-As Lombas (Catoira) y toma de muestras ULLA 1, 2 y 3.



Figura 4. Esquema del afloramiento de Borreiros-As Lombas (Catoira, Pontevedra) (cortesía de Dña. Alicia López Regueiro y Dña. Marta Pérez-Arlucea) y puntos de muestreo (Ulla-1, 2 y 3).

4. ÁREA DE ESTUDIO.

El río Ulla discurre a lo largo de 131 km, describiendo la segunda cuenca en extensión de Galicia (2800 km²) (RÍO-BARJA Y GONZÁLEZ-LESTEGÁS, 1992). Esta cuenca drena sobre litologías muy variadas como esquistos, gneises, anfibolitas, gabros, rocas ultramáficas (peridotitas y serpentinas) pertenecientes a la Serie de Ordenes (ARENAS ET AL., 2000), así como intrusiones graníticas (*sensu lato*) (GONZÁLEZ-LODEIRO ET AL., 1982) (Fig. 1). Esta red de drenaje ha modelado su valle fluvial al menos durante el Cenozoico (PAGÉS-VALCARLOS, 2000) y la inundación parcial de su curso bajo durante la actual transgresión marina (posglacial Holoceno) define la línea de costa actual de la Ría de Arousa, la más extensa de las rías gallegas (252 km²) (REY-SALGADO, 1993) con una distancia de 30 km entre el fondo y la boca de la ría. Por su parte, los depósitos fluviales de Catoira (Pontevedra, Galicia) aquí estudiados, están situados a +40 m y +30 m sobre el nivel del mar actual (snma) (Figs. 1 y 2), aunque a menos de 700 m de las marismas de la ría. Son depósitos fósiles disecados por el río Ulla, de escasa potencia (<5 m) y caracterizados como sedimentos de tipo trenzado (*braided*) (ARCE-CHAMORRO, 2017). Su formación se relaciona probablemente con episodios de agradación fluvial del canal principal (Río Ulla) o removilizados por cursos secundarios (Río Catoira y Río Gondomil) durante episodios regresivos antiguos. En ellos se intercalan niveles superiores de arcillas con barras arenosas que incluyen cuerpos de menor tamaño ricos en gravas cuarcíticas (Fig. 4). Estas gravas fluviales, más resistentes, están presentes en el curso medio-bajo de la cuenca del Ulla y proceden del desmantelamiento de los cuarzos filonianos y aptitas del Complejo de Ordenes (KLEIN., 1982 - *hoja 121*) incorporados a los metasedimentos muy alterados que afloran aguas arriba (Fig. 1), alcanzando la desembocadura. La movilización de este tipo de materiales se repite en otras zonas costeras como la desembocadura del Río Mero en la Ría de Coruña (ESCUER-SOLE Y VIDAL-ROMANÍ, 1987).

5. MATERIAL Y MÉTODOS.

5.1. Extracción de muestras y señal OSL del cuarzo.

En el presente trabajo se ha analizado una muestra (Ulla-4) correspondiente al depósito de Oestes (42°41'03''N, 8°43'00''O) y tres muestras correspondientes al perfil transversal del depósito de Borreiros-As Lombas, a 300 cm de techo a muro (Ulla-1), 200 cm (Ulla-2) y a 70 cm (Ulla-3) (42°40'25''N, 8°43'20''O) (Figs. 1 y 2). Su extracción se realizó a partir de testigos de acero cilíndricos (largo: 20 cm, Ø=10 cm). En condiciones de seguridad lumínica (LEDs naranja) en el Laboratorio de Luminiscencia de la Universidade da Coruña, se homogenizó una fracción de muestra bruta para calcular la proporción de humedad y saturación en agua (AITKEN, 1998), como factor de atenuación de la radiación natural. A partir de 50 g de muestra bruta homogenizada y deshidratada (T^a ambiente) se procedió a la extracción y purificación de los granos de cuarzo y feldespato a partir de la fracción poli-mineral 180-250 µm (TRUELSEN AND WALLINGA, 2003), mediante tamizado seco. Esta fracción se sometió a digestión ácida (10% HCl; 45°C) y ataque oxidativo (10% H₂O₂). La separación física de los granos de cuarzo se realizó mediante centrifuga en líquido ultradenso (poli-tungsteno de sodio; 3 ml/g) a 2.62 g/cc y 2.70 g/cc (2000 rpm; 2 min.). Los granos de cuarzo se trataron posteriormente con fluorhídrico (20% HF), analizando contaminación por feldespatos mediante un estímulo infrarrojo (870 nm; 50°C; 100s). Para la señal de luminiscencia se empleó un lector de luminiscencia Risø TL/OSL DA-15 (BØTTER-JENSEN ET AL., 2010), con fuente de estímulo (LEDs azul y filtro de emisión de longitud de onda de 430 nm a 80 mW/cm² y LEDs infrarrojo de 870 nm a 135 mW/cm²), filtros de detección (OSL Hoya U-340/7.5 mm e IRSL Schott BG-39/Cornig 7-59), tubo fotomultiplicador (PMT bialkali EMI 9235QB), fuente beta (⁹⁰Sr/⁹⁰Y) calibrada y placa térmica, a partir alícuotas multigrano montadas en discos de acero (Ø=9.7 mm) - la regleta de 2 mm (DULLER, 2008) empleada supone alícuotas de 100 granos (aprox.). Basándose en los resultados de los test de variación de la dosis en función del tamaño de alícuota (10, 30, 100, 300 y 700 granos), también se analizaron alícuotas de 10 granos para las muestras de Ulla-1 y Ulla-4. Con un estímulo lumínico a intensidad constante (80 mW/cm²) se registró la señal de luminiscencia y su error (GALBRAITH, 2002). Se emplearon dos métodos de integración de la señal OSL distintos: (i) *late-background* (LBG) (BANERJEE ET AL., 2000), que integra el número correspondiente de cuentas detectadas durante los primeros 0.5 s de estímulo, del cual se subtrae la señal de fondo correspondiente a los últimos 4 s de estímulo y (ii) *early-background* (EBG) (BALLARINI ET AL., 2007; CUNNINGHAM AND WALLINGA, 2010) que integra una señal de fondo correspondiente al tiempo de estímulo desde 0.5 s a 4 s. La dosis equivalente (D_e) se estimó por interpolación (THOMSEN, 2005) en la curva de crecimiento generada mediante el protocolo SAR (MURRAY AND WINTLE, 2000), incluyendo el error individual. Para la señal OSL a partir del protocolo SAR se realiza un test de *pre-heat* entre 180 °C to 280 °C (WINTLE AND MURRAY, 2006). Mediante el test *dose-recovery* (WALLINGA, 2000) se evaluó

la adecuación del protocolo SAR a partir de una dosis similar a la D_e estimada, previo blanqueamiento de la señal OSL (LEDs azul a 280 °C; 40 s). El criterio de aceptación establecido se sitúa dentro del rango 0.9-1.1 (D_e observada/ D_e esperada). También se evaluó la respuesta de la señal OSL a tiempos de blanqueamiento variables (0.0 s, 0.1 s, 0.2 s, 1 s, 2 s, 10 s, 100 s y 1000 s) mediante los *bleaching-test* (WINTLE AND MURRAY, 2006).

5.2. Tasa de radiación natural (D_r).

La componente cósmica se calculó a partir de la posición geográfica y la profundidad del muestreo con respecto a la superficie (PRESCOTT AND HUTTON, 1994). El resto de componentes se estimaron a partir de la actividad radio-isotópica del ^{40}K y las series de desintegración radiactiva de ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th mediante espectrometría gamma de alta resolución (HRGe) (detector Camberra XTRA Ge-Intrinsic), a partir de 300 g de muestra bruta del hueco del testigo, deshidratada (105 °C/48 h) y reducida a un tamaño de partícula fina (<63 μm) en molino de ágata. Para estimar la actividad de los isótopos hijo en las series se emplearon los grupos de equilibrio de OCZKOWSKI (1999) y las unidades de masa (Bq/kg) se transforman dosis absorbida (Gy/ka) mediante los factores de conversión de GUÉRIN (2011). Para el cálculo final de la D_r se aplicó el factor de atenuación por contenido en agua (GUÉRIN AND MERCIER, 2012) a partir del un porcentaje de saturación, así como el factor de atenuación ($0.9 \cdot D_{r\text{-BETA}}$) de BRENAN (2003) por tratamiento con fluorhídrico. Con la finalidad comprobar el grado de homogeneidad en la micro-dosimetría beta del sedimento (NATHAN ET AL., 2003), se analizó la proporción de potasio mediante fluorescencia de rayos-x (FRX) contenido en las fracciones fina (<63 μm) y gruesa (63-<1000 μm), estimadas mediante granulometría laser (<250 μm) (Saturn-DigiSizerII) y tamizado seco (250-2000 μm).

6. DATACIÓN OSL: RESULTADOS Y DISCUSIÓN

6.1. Tasa de radiación natural (D_r)

Los valores de actividad radioisotópica y D_r s y se especifican en la tabla 1, sin observarse desequilibrio en las series de uranio y torio (la actividad del ^{235}U no es relevante). La estimación de la D_r se ha realizado considerando un porcentaje de saturación (W) del $40 \pm 4\%$. Las componentes gamma ($D_{r\text{-GAMMA}}$) y beta ($D_{r\text{-BETA}}$) presentan valores similares entre muestras, con estimaciones entre 0,3 Gy/ka y 1,2 Gy/ka. La estimación final ($D_{r\text{-TOTAL}}$) para las muestras de As Lombas (Ulla1, 2 y 3) varía entre $1,88 \pm 0,16$ Gy/ka (Ulla-2) y $0,72 \pm 0,06$ Gy/ka (Ulla-1.), siendo de $1,97 \pm 0,32$ Gy/ka para la muestra de Oestes (Ulla-4). Estas dosis se consideran bajas en comparación con aquellas estimadas en la región, entre 3Gy y 5Gy (CSN, 2000; SANJURJO-SÁNCHEZ Y VIDAL-ROMANÍ, 2011; 2013; VIVEEN ET AL., 2013; RIBEIRO ET AL., 2019) a partir de muestras que proceden mayoritariamente de litología graníticas

Tabla 1. Actividad radioisotópica, tasa de radiación natural (D_r), dosis equivalente (D_e) y rango de edad para las muestras de Borreiros-As Lombas y Oestes-Santa Baia. D_r calculadas a partir de un porcentaje de saturación en agua del $40\pm 4\%$ para todas las muestras. (N): número de alícuotas aceptadas/analizadas; D_e calculada mediante el modelo CAM y la señal OSL-EBG - excepto D_e de Ulla-3 calculada con el modelo MAM (GALBRAITH ET AL., 1999); (OD) Porcentaje de sobredispersión respecto al estimador del CAM; $k_a=1000$ años; (cm): distancia del muestreo de techo a muro.

Muestra	U-238 (Bq/kg)	Th-232 (Bq/kg)	K-40 (Bq/kg)	D_r -Total (Gy/ka)	N	D_e (Gy)	OD (%)	Edad (ka)
<i>Borreiros-As Lombas (+40m snma)</i>								
ULLA-1 (300 cm)	11.3±5	14.7±1	49±6	0,7±0,1	29/133	125±7	26±5	180±46
ULLA-2 (200 cm)	38.6±8	48.3±23	175±9	1,8±0,2	23/186	138±10	32±5	71±13
ULLA-3 (70 cm)	15.4±5	31.0±1	75±5	1,1±0,2	38/83	78±15	36±4	72±20
<i>Oestes-Santa Baia (+30m snma)</i>								
ULLA-4	55.0±13	26.3±1	67±6	1,9±0,32	27/112	113±9	35±6	62±24

6.2. Señal OSL, dosis equivalente (D_e) y edad de formación

En general, la señal natural OSL es de baja intensidad (<50.000 c/t), aspecto que no ha imposibilitado la estimación de una dosis equivalente (D_e) al tiempo de enterramiento. En las curvas de caída OSL se registra más de un 90% de la señal durante los 0.5 s (Fig. 5), evidenciando la contribución de la componente rápida, más deseable (WINTLE AND MURRAY, 2006; CUNNINGHAM AND WALLINGA, 2010). No existe una correlación clara entre la intensidad de la señal natural OSL y la dosis ($R<0.7$), aunque sí una tendencia positiva independientemente del método de integración LBG o EBG - al igual que ocurre con el error relativo asociado a la D_e , que oscila entre el 5% y el 15%, como cabe esperar para muestras antiguas (ARNOLD AND ROBERTS, 2009). No obstante, en todas las muestras se observan alícuotas más sensibles cuya señal OSL es más intensa acompañada de un error reducido (5%) y con una señal del *test-dose* (T_X) próxima a la D_e del modelo CAM (GALBRAITH ET AL., 1999), aspecto que aporta una mayor fiabilidad al modelo. Los ratios de normalización (L_N/T_N , L_X/T_X) son generalmente bajos (<15) (Fig. 5). Teniendo en consideración que se trata de muestras antiguas y que la dosis de la *test-dose* es muy inferior ($<15\%$ de la D_e estimada) (MURRAY AND WINTLE, 2000), no se reflejan las diferencias reales entre ambas dosis, aspecto que en ocasiones se asocia a una baja contribución de la componente rápida OSL (DULLER, 2012; FEATHERS AND PAGONIS, 2015). Esta señal OSL rápida se maximiza, hipotéticamente, empleando el método de integración EBG (BALLARINI ET AL., 2007). Mediante este método, se observa un incremento de los ratios de normalización lo que se traduce en un comportamiento de las curvas de crecimiento más apropiados para interpolar, al incrementarse la pendiente en de la componente lineal de la misma (Fig. 5). No obstante, el error asociado a la señal de

normalización mediante el método EBG resulta igual o más elevado, en comparación con el método LBG, lo que supone un mayor error asociado a la D_e . Por otra parte, mediante el método EBG se observa un mejor ajuste de aquellas alícuotas más sensibles (mayor número de cuentas, ratios más elevadas y menor error asociado) con las estimaciones promedio de la D_e como la mediana, media aritmética o la media ponderada del CAM (ARCE-CHAMORRO, 2017). Para cada muestra, estos estimadores son muy similares, independientemente del método de integración empleado.

El número de alícuotas analizado es elevado (83 para Ulla-3 y 168 para Ulla-2 -con un tamaño de 100 granos- y de 133 para Ulla-1 y 112 para Ulla-4 -con un tamaño de 10 granos en base a los test de variación de la dosis en función del tamaño de alícuota). La proporción de alícuotas aceptadas se sitúa entre el 30% y el 60%, desestimándose aquellas que están dentro del umbral de saturación (<15%, aunque >40% para Ulla-2). También se rechazan aquellas alícuotas que presentan una curva de crecimiento aberrante (<10%) o las que no superan los criterios de aceptación del test de reciclaje (entre el 5% y el 20%). Los test *recovery* proporcionan ratios dentro del intervalo 0.9-1.1 y porcentajes de sobre-dispersión (*OD-recovery*) del $8\pm 3\%$ para Ulla-1, del $12\pm 4\%$ para Ulla-2 y por debajo del 5% para Ulla-3 y Ulla-4.

Los elevados porcentajes de *OD* estimados - entre el 26% y el 35%, respecto a dosis central (WALLINGA, 2000) - están por encima del límite recomendable para emplear el modelo CAM en caso de blanqueamiento incompleto de la señal OSL (GALBRAITH AND ROBERTS, 2012) (ver sección 3.1). No obstante, a pesar de la amplia dispersión observada, los gráficos representan distribuciones unimodales y simétricas (de tipo normal) (Fig. 6). Los test de normalidad (Kolmogorov-Smirnov (Lillier.) o Shapiro-Wilk si $n < 50$) sugieren un buen ajuste a una distribución de tipo normal ($p < \alpha = 0.05$). Estos resultados indican ausencia de blanqueamiento incompleto de la señal, por lo que la utilización del CAM resulta adecuada a pesar de la amplia *OD* estimada, existiendo ejemplos similares en la bibliografía de referencia (MEDIALDEA ET AL., 2014; TRAUERSTEIN ET AL., 2014; BICKEL ET AL., 2015; HARDT ET AL., 2016; MUÑOZ-SALINAS ET AL., 2017).

En cuanto a la variabilidad en la microdosimetría beta (NATHAN, 2003), analizada a partir de la distribución de potasio en el sedimento, se observa una mayor proporción de potasio en la fracción limosa y una tendencia positiva entre el porcentaje de limos y la D_{r-BETA} y $D_{r-TOTAL}$ (ARCE-CHAMORRO, 2017). No obstante, el número de datos es muy reducido como para establecer la relación inversa observada entre el porcentaje de *OD* y la proporción de Potasio en limos (ARCE-CHAMORRO Y SANJURJO-SÁNCHEZ, 2020), como ocurre con los depósitos fluviales del Río Mero, en la Ría de A Coruña (costa norte de Galicia).

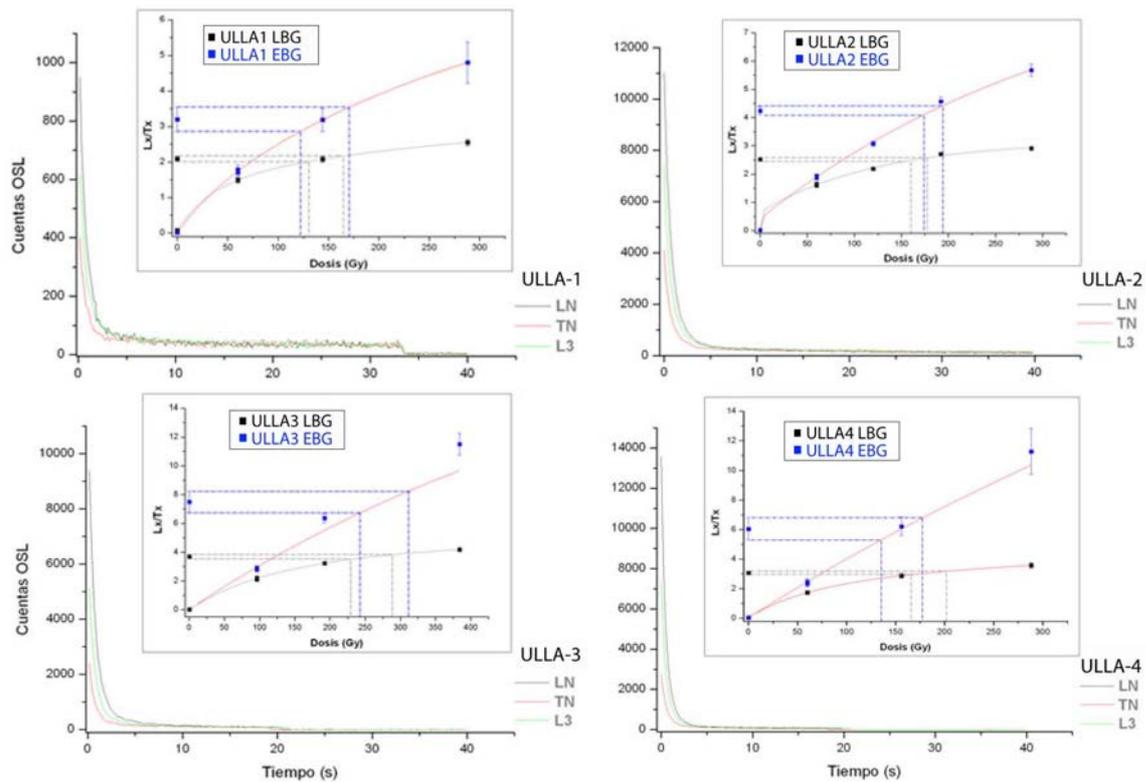


Figura 5. Curvas de caída de la señal OSL representativas de los materiales analizados: cuentas por unidad de tiempo de estímulo de la señal OSL natural (L_N), señal natural del *test-dose* (T_N) y regenerada (L_3) en el tercer ciclo del SAR (MURRAY AND WINTLE, 2000). (*Inset.*): Curva de crecimiento de las señales OSL normalizadas del SAR (L_X/T_X) obtenidas mediante los métodos de integración señal/fondo *late background* (LBG; BANERJEE ET AL., 2000) y *early background* (EBG; BALLARINI ET AL., 2007) (eje Y), e interpolación de la señal y el error. (eje X=dosis).

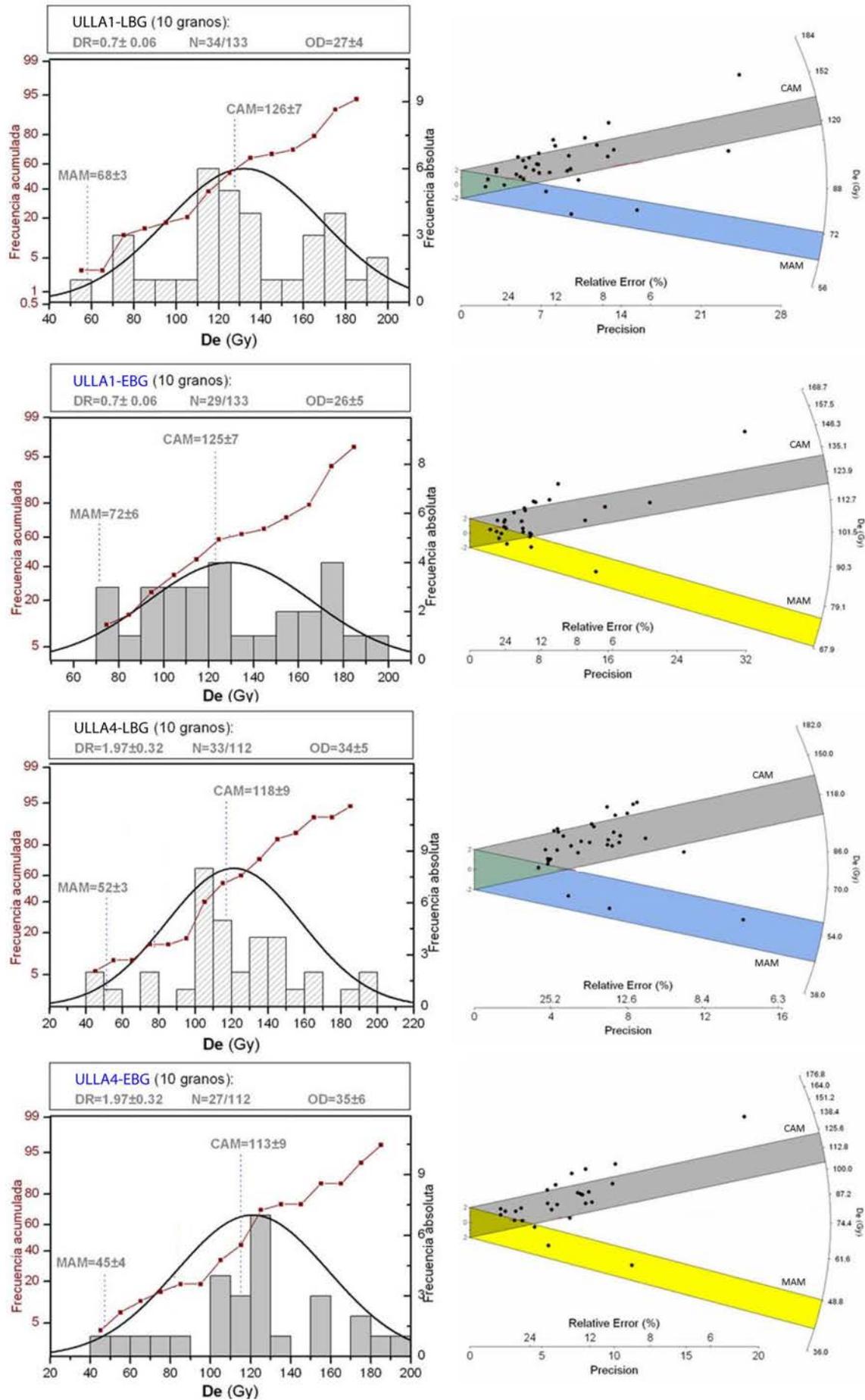
Las D_{es} (Tabla 1) se han calculado mediante el modelo CAM (GALBRAITH ET AL., 1999) a partir de la señal OSL-EBG - a excepción de la muestra Ulla-3. Para esta muestra (Ulla-3), y debido a que la mayoría de las alícuotas que superan los criterios de aceptación del SAR se encuentran dentro del umbral de saturación (>200 Gy) (SANJURJO-SÁNCHEZ Y VIDAL-ROMANÍ, 2013), se ha empleado el modelo de edad mínima MAM para el cálculo de la D_e que, al igual que el CAM, realiza un promedio ponderado pero de la distribución normal truncada en los valores inferiores (GALBRAITH ET AL., 1999). Las edades de enterramiento del depósito de Borreiros-As Lombas resultan estratigráficamente coherentes (Tabla 1), ya que la muestra Ulla-1 (a 300 cm de la superficie) presenta una edad de 180 ± 46 ka, Ulla-2 (a 200 cm de la superficie) de 71 ± 13 ka y la muestra Ulla-3 (a 70 cm de la superficie) de 72 ± 20 ka (Tabla 1). La muestra del depósito de Oestes (Ulla-4) presenta una edad de formación de 62 ± 24 ka.

7. CRONOLOGÍA Y CONSIDERACIONES GEOMORFOLÓGICAS

Las edades de formación asignadas en el presente trabajo para los depósitos fluviales de la desembocadura del Río Ulla en la Ría de Arousa (Pontevedra, Galicia, NO de España), son coherentes con la cronología (absoluta) de referencia de otros depósitos similares datados en Galicia y norte de Portugal. Es el caso de los depósitos fluviales de la cuenca del Río Mero en la Ría de Coruña (A Coruña, Galicia), con dos afloramientos de 70 ka a +40 m (snma) y otro de 60 ka a +30 m (snma) (ARCE-CHAMORRO, 2017) (Fig. 7). También en el curso bajo del río Miño (Pontevedra, Galicia, España- Valença do Minho, Portugal) existen terrazas fluviales a +10 m (snma) con edades mínimas, obtenidas por OSL de 40 ka (VIVEEN ET AL., 2012) coherentes con las anteriores. Hay que tener en cuenta que en este sistema fluvial también se han obtenido edades mínimas de 120 ka para niveles similares y entre 180 ka y 200 ka para terrazas a +16 m y +20 m (snma), que parecen señalar una cierta dispersión cronológica explicada por la neotectónica finipleistocena de la zona (VIVEEN ET AL., 2012).

Por su parte, en la costa norte de Portugal (Vila-Nova de Gaia) también se describen unas secuencias sedimentarias a +30 m y +50 m (snma), que incluyen niveles fluviales datados entre 70 ka y 90 ka (RIBEIRO ET AL., 2019), así como un nivel fluvial de 166 ka que guardaría coherencia con el nivel más antiguo de Borreiros (Ulla-1) (Fig. 7). La coincidencia en la cronología de estos procesos de sedimentación fluvial de la costa Atlántica del noroeste de la Península Ibérica resulta determinante. Así, cuando estas edades se integran en las curvas climáticas globales de los últimos 250 ka (Fig. 7), se observa que procesos continentales de tipo fluvial coinciden con las etapas frías del final del Pleistoceno Medio (transición MIS7-MIS6) o del Pleistoceno Superior (MIS4) (LISIECKI AND RAYMO, 2005), que corresponden a episodios marinos regresivos coincidentes con el avance de los frentes glaciares (PETIT ET AL., 1999; ANDERSEN ET AL., 2004). La edad de formación de estos depósitos coincide con la cronología establecida para los episodios de máximo avance glacial en las montañas del interior de Galicia de 160 ka, 80 ka y 30 ka (Serra do Xurés, Serra da Queixa, Manzaneda, Serrado Invernadoiro y Serra do Caurel) (VIDAL-ROMANÍ ET AL., 1999, 2010, 2015).

Figura 6 (página siguiente). Distribución de los datos de las muestras Ulla-1 y Ulla-4. Dosis equivalentes (D_e s) estimada con la señal OSL mediante los métodos LBG (*Late-Background*) y EBG (*Early-background*), con un tamaño de alícuota de 10 granos. Histogramas: frecuencia acumulada y absoluta (ordenadas), dosis (D_e =Gy) (abscisas). Línea de frecuencia acumulada y línea de distribución normal. (D_r): tasa de radiación. (N): número de alícuotas aceptadas/ analizadas. (OD): sobre-dispersión. Radial-plot: estimación individual de la D_e en grays (Gy) de cada alícuota (puntos negros); eje radial (escala log.); intervalo de confianza 95% ($\pm 2\sigma$) respecto al estimador central del modelo CAM (banda gris) o del modelo MAM (banda azul y amarilla) (GALBRAITH ET AL., 1999); eje x: error relativo y precisión.



Durante los episodios glaciales del final del Cuaternario se registran etapas regresivas globales con descensos del nivel del mar entre -40 m y -120 m (bnma) (WAELEBROECK ET AL., 2002) (Fig. 7). En este sentido, la única referencia local son los sedimentos eólicos de 20 ka descritos en la plataforma continental de la costa sur de Galicia (MOHAMED ET AL., 2010), a -100 m, indicando un nivel del mar por debajo de esa cota. Esto significa que, durante el máximo nivel regresivo, la línea de costa se emplazaba en la plataforma continental más interna (ARCE-CHAMORRO ET AL., 2021a y b) (Fig. 8). En la costa sur de Galicia, en los sondeos con vibrocócorer realizados en la zona más central de la Ría de Vigo (Pontevedra), se identifican bosques fósiles con una edad de 40 ka (MARTÍNEZ-CARREÑO Y GARCÍA-GIL, 2017), a 30 m de profundidad y a menos de dos metros por debajo del sedimento arenoso. En la boca de la Ría de Vigo, en Islas Cíes, se han identificado restos de vegetación continental de más de 25 ka de antigüedad (COSTAS ET AL., 2009) bajo sedimentos claramente eólicos, en un momento en el que el archipiélago estaba completamente unido al continente (ARCE-CHAMORRO ET AL., 2021) con un nivel del mar de -100 m (bnma). Por su parte, los análisis de foraminíferos en los sondeos realizados en las rías de Coruña y Ferrol (costa Norte de Galicia) sitúan la línea de costa a -30 m (bnma) hace 16 ka (cal BP) (MOSQUERA-SANTÉ, 2000).

Una evidencia más serían los sedimentos limo-arenosos ricos en diatomeas dulceacuícolas descritos en el interior de las rías gallegas (BAO-CASAL, 1991), interpretados erróneamente como anomalías (circulación estuárica positiva) asociadas a las corrientes marinas actuales. Otros autores (GARCÍA-MOREIRAS ET AL., 2019a) los relacionan con el propio carácter continental de estas rías durante las etapas frías, a partir de la datación de los sedimentos con diatomeas dulceacuícolas y vegetación terrestre en el sector más interno de la Ría de Vigo, entre 40 ka y 9 ka (MARTÍNEZ-CARREÑO Y GARCÍA-GIL, 2017). El análisis polínico del testigo A14-VC15 (GARCÍA-MOREIRAS ET AL., 2019b), a más de 30 m de profundidad en la zona central de la Ría de Arousa, también sugiere la presencia de un medio puramente continental (bosques) hasta hace menos de 9 ka. La contextualización de todos estos datos de forma coherente y ordenada (ARCE-CHAMORRO ET AL., 2021b), confirman el carácter regresivo de la costa atlántica durante el último ciclo glacial (Pleistoceno Superior). La edad de formación de los niveles superiores del depósito fluvial de As Lombas (Ulla-2 y Ulla-3) y del depósito de Oestes (Ulla-4) evidencia que, donde hoy se desarrolla una dinámica marina (marismas), antes se desarrollaba un medio claramente continental (VIDAL-ROMANÍ Y GRANDAL-D'ANGLADE, 2018) a partir de un nivel del mar inferior al actual (Fig. 7). Lo mismo ocurre con el nivel más antiguo (Ulla-1) y los procesos de sedimentación y encajamiento fluvial acontecidos durante el penúltimo episodio frío regresivo pre-Eemense (SHACKELTON, 2003) (Fig. 7).

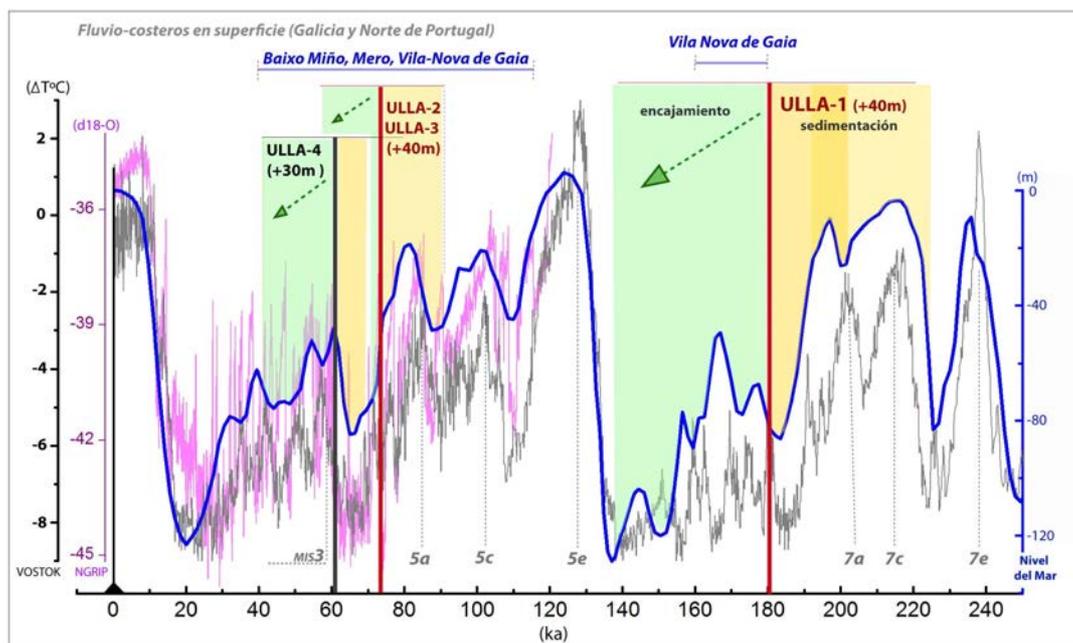


Figura 7. Cronología de los depósitos fluviales de Catoira y registro climático global. Testigos de hielo: variación de temperatura global de Vostok para los últimos 250 ka (PETIT ET AL., 1999) (línea gris) y registro isotópico ($\delta^{18}\text{O}$) en Groenlandia para los últimos 120 ka (NGRIP; ANDERSEN ET AL., 2004) (línea rosa). Oscilaciones globales del nivel del mar (WAELEBROECK ET AL., 2002) (línea azul). Estadios isotópicos marinos (MIS) (LISIECKI AND RAYMO, 2005). Edad de los depósitos fluviales en la costa de Galicia y norte de Portugal: Borreiros-As Lombas (Ulla1, 2 y 3) y de Oestes (Ulla4) (datos en el presente trabajo), niveles inferiores de las terrazas del Bajo Miño (VIVEEN ET AL., 2012), sistemas de depósitos fluvio-costeros del Río Mero (ARCE-CHAMORRO, 2017) y secuencia sedimentaria de Vila-Nova de Gaia (RIBEIRO ET AL., 2019).

7.1. Episodio regresivo y vaciado de la Ría de Arousa: consideraciones geomorfológicas y paleoclimáticas.

Si se considera un descenso del nivel del mar entre 100 m y 120 m durante los episodios regresivos más fríos del final del Pleistoceno (ARCE-CHAMORRO ET AL., 2021a), la línea de costa estaría desplazada hacia el Oeste a más de 35 km de la actual desembocadura del Río Ulla (Fig. 8). Esto implicaría el vaciado completo de la Ría de Arousa y la consiguiente reactivación de la dinámica fluvial, favoreciendo la movilización de materiales (como los sedimentos de tipo *braided* aquí estudiados) que se depositarían en la llanura de inundación emergida del curso bajo del Ulla. La existencia de los actuales depósitos fluviales disecados se podría asociar al retroceso de la línea de costa (a varios kilómetros de su posición actual) (Fig. 8) durante estas fluctuaciones frías (BLUM AND TÖRNQVIST, 2000).

En la actualidad, para el noroeste de la Península Ibérica se describe un clima templado-húmedo con influencia oceánica, caracterizada por abundantes precipitaciones anuales (1200-1500 mm/a) (FICK AND HIJMANS, 2017). Por su parte, el registro climático para los últimos 550 ka (RAILSBACK ET AL., 2017),

analizado en los espeleotemas de los sistemas kársticos en las montañas interiores de Galicia (Serra do Caurel, Lugo), describe una etapa fría durante el Pleistoceno Superior acompañada de precipitaciones. Esta circunstancia también se observa en el registro polínico analizado en la plataforma continental sumergida del NO de la Península Ibérica, con un predominio de la vegetación herbácea en detrimento de vegetación xerófila (FLETCHER ET AL., 2010), a diferencia del sur peninsular. Teniendo en consideración la presencia de precipitaciones durante los prolongados episodios fríos (>120 ka), los procesos continuados de erosión y movilización de materiales en la cuenca del Ulla (2800 km²) debieron ser homogéneos durante las etapas glaciales del Pleistoceno Medio y Superior, sobre todo en las zonas cuya litología se compone de metasedimentos fácilmente alterables como los de la Serie de Órdenes (ARENAS ET AL., 2000) (ver sección 4). Considerando un nivel regresivo de -100 m (bnma) y el abandono de las aguas oceánicas de la Ría de Arousa durante estas etapas frías, la presencia de una mayor carga en la red fluvial de la Cuenca del Ulla supondría una mayor deposición en la llanura de inundación del curso bajo, de escasa pendiente (EDMONET, 2018) (Fig. 8). Por otra parte, una costa marina regresiva favorecería una mayor erosión y/o encajamiento, al incrementarse la energía potencial del curso principal (BRIDGLAND AND WESTAWAY, 2012; VANDENBERGHE, 2015). Estos procesos se acentuarían con una tasa de levantamiento litosférico como la descrita en la desembocadura del Río Miño (0.08 m/ka) en la costa sur de Galicia (VIVEEN ET AL., 2012), aunque la superposición de los niveles más modernos de la secuencia de Borreiros (Ulla-2 y 3) sobre el nivel más antiguo (Ulla-1) no parece ajustarse a esta tasa de levantamiento. Tampoco se ajustaría a la tasa de levantamiento de 0.2 m/ky (ver tabla 1 en LÓPEZ-FERNÁNDEZ ET AL., 2020) descrito en la costa norte de España, aunque este borde de colisión cantábrico no sería comparable en ningún caso al borde extensivo del margen atlántico de Galicia.

El modelo regresivo aquí propuesto (Fig. 8), basado en datos cronológicos del registro sedimentario local, justificaría la existencia de depósitos fluviales hoy inundados por las aguas marinas, como los descritos para el fondo de la Ría de Arousa (HINZ Y PANNEKOEK, 1970) (Fig. 8) y en los fondos de otras rías gallegas (REY-SALGADO, 1993; MARTÍNEZ-CARREÑO Y GARCÍA-GIL, 2017) - cuya formación se ha asignado de forma provisional a partir de reflectores sísmicos al Pleistoceno (*s.l.*) (CARTELLE, 2018) o incluso al Terciario (*s.l.*) (GARCÍA-GIL, 2003; MARTÍNEZ-CARREÑO Y GARCÍA-GIL, 2017). Considerando que la duración de un episodio glacial es por norma general mucho más prolongada que los interglaciales (de unos 100 ka y 15 ka respectivamente) (COHEN ET AL., 2020), en las rías gallegas existe un mayor predominio de los procesos continentales sobre los marinos durante todo el Cuaternario, deteniéndose cuando el mar inunda las zonas internas de las rías durante las fases transgresivas.

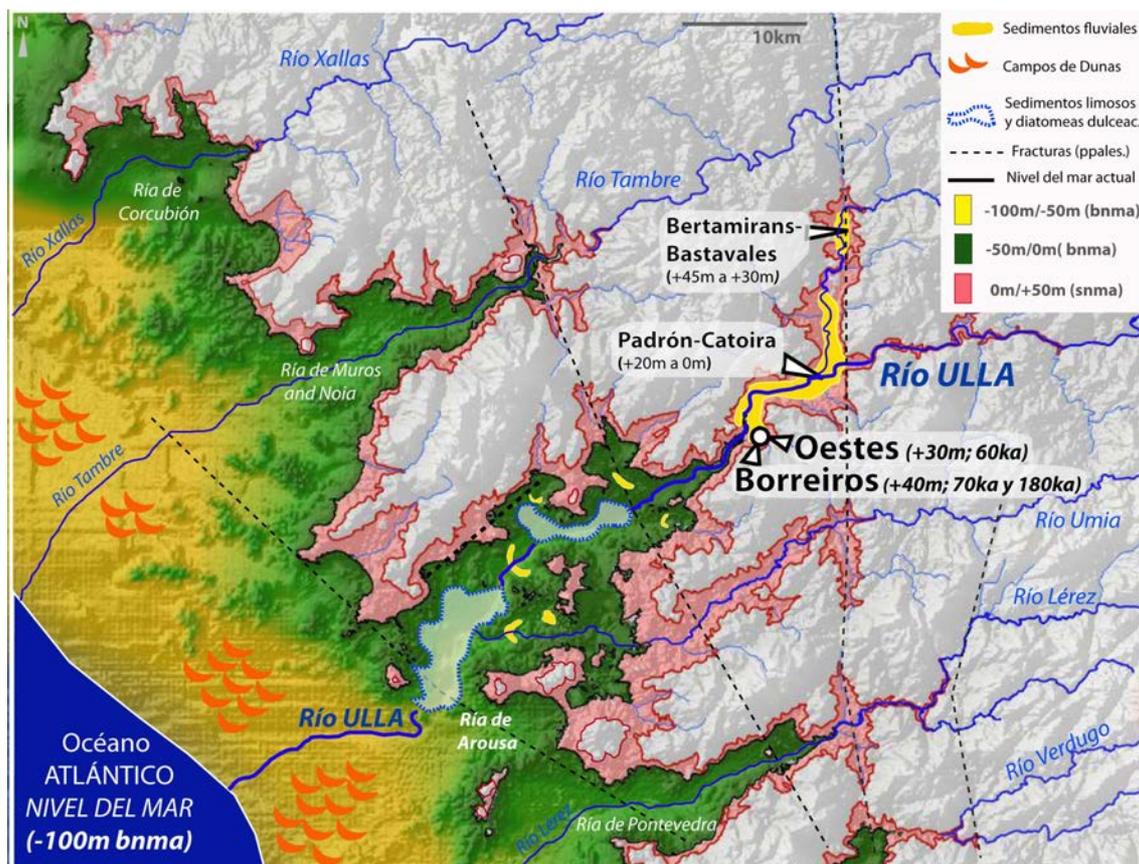


Figura 8. Modelo regresivo para la Ría de Arousa (-100 m bnma) y depósitos fluviales costeros (en superficie) en la desembocadura del Río Ulla. Se incluyen los depósitos fluviales de Bertamirans-Bastavales (desarrollados a una cota entre +50 y +30 m snma) o los desarrollados entre las localidades de Padrón y Catoira (entre +20 m y 0 m snma) (hojas 120 y 152 MAGNA-IGME), de características similares a los de Borreiros y Oestes (Catoira) aquí datados. También se incluyen los depósitos fluviales sumergidos en la Ría de Arousa (HINZ Y PANNEKOEK, 1970; REY-SALGADO, 1993). El cauce principal del río Ulla desembocaría a más de 35 km de su desembocadura actual. Los sedimentos limosos superficiales con presencia de diatomeas dulciacuícolas (BAO-CASAL, 1991) se asocian aquí a la reactivación de la dinámica fluvial en la llanura de inundación que conforma el fondo emergido de la Ría de Arousa. La exposición de una amplia franja de la plataforma continental supone el avance de los campos de dunas hacia el continente, allí donde no lo impiden los cauces activos (ARCE-CHAMORRO ET AL., 2021a). Se incluye el sistema de fracturas principales (modificado de DE VICENTE Y VEGAS (2009). Cotas y curvas de nivel a partir del DEM-SRTM90m (CGIAR-CSI; NASA, 2000); Topografía marina (EDMONET, 2018); Cursos fluviales (SITGA-Xunta de Galicia). Modelos digitales tratados con Q-gis.

Los datos cronológicos aquí aportados permiten avanzar en el conocimiento de la evolución costera y los momentos en los que las aguas oceánicas se retiran de las rías o las vuelven a ocupar. El modelo sugerido complementaría, además, el modelo de acreción eólica propuesto en la costa de Galicia al final del último glacial (ARCE-CHAMORRO ET AL., 2021a, b) (avance de dunas en Fig. 8), basado a su vez en el modelo de evolución costera durante la última transgresión holocena (VIDAL-ROMANÍ Y GRANDAL-D'ANGLADE, 2018).

8. CONCLUSIONES

La aplicación de la técnica OSL resulta adecuada para estimar la edad de formación de los depósitos fluviales costeros del río Ulla en Catoira (Pontevedra, Galicia) aquí estudiados, a pesar de la baja intensidad de la señal OSL de los granos de cuarzo analizados. La distribución de datos indica distribuciones muy dispersas, pero unimodales y simétricas, sin presencia de blanqueamiento incompleto de la señal OSL, justificándose así la utilización del modelo de edad central CAM como método fiable del cálculo de la dosis equivalente (D_e) de las muestras Ulla-1, Ulla-2 y Ulla-4.

El afloramiento de Oestes (Ulla-4) y los niveles superiores del depósito de As Lombas (Ulla- 2 y Ulla3) comprenden edades entre 70.000 y 60.000 años, dentro del Pleistoceno Superior. Por su parte, el nivel inferior del depósito de As Lombas (Ulla-1) comprende una edad de 180.000 años, en el límite final del Pleistoceno Medio. No son, por tanto, material indiferenciado holoceno ni desarrollados durante el límite Plio-Cuaternario (Villafranquiense). Existe coherencia, además, entre la edad de formación de estos depósitos continentales con la cronología asignada para el registro fluvial conservado en el margen atlántico de Galicia y Norte de Portugal.

El nivel inferior de Borreiros (Ulla 1), más antiguo, coincide con las variaciones de temperatura globales registradas durante los episodios MIS7a-MIS6, asociados a fluctuaciones frías dentro del penúltimo ciclo glacial. Del mismo modo ocurre con los niveles superiores (Ulla 2 y Ulla 3), más modernos, respecto al episodio MIS5a-MIS4 durante el último glacial.

Durante el Pleistoceno Superior y según registro sedimentario local, en la Ría de Arousa se produce una reactivación de la dinámica fluvial en el valle emergido, como prueban los sedimentos fluviales ahora inundados por el mar y situados en el interior de la ría. Obviamente, debió ocurrir lo mismo en las demás rías gallegas, durante las prolongadas etapas frías del Pleistoceno. Si se considera la sucesión de los ciclos glaciales e interglaciales durante el Cuaternario, estos valles fluviales han estado condicionados principalmente por procesos continentales desarrollados durante los episodios fríos regresivos de 100 ka. Contrariamente, durante los episodios transgresivos posglaciales, de menos de 15 ka, el mar inunda los niveles inferiores de estos valles, desarrollando un medio marino y configurando las rías como se ven en la actualidad.

AGRADECIMIENTOS

Nos gustaría expresar nuestro agradecimiento a Dña. Alicia López Regueiro y a Dña. Marta María Pérez-Arlucea por la localización de los depósitos fluviales de Catoira y la descripción del panel estratigráfico de As Lombas. Este trabajo fue financiado por la Xunta de Galicia mediante los programas ED431B 2018/47 y ED431B 2021/17 del Grupo Interdisciplinar de Patrimonio Cultural e Xeolóxico CULXEO.

BIBLIOGRAFÍA

- Andersen, K.K., Azuma, N., Barnola, J.M., Bigler, M., Biscaye, P., Caillon, N., Chappellaz, J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Flückiger, J., Fritzsche, D., Fujii, Y., Goto-Azuma, K., Grønbold, K., Gundestrup, N.S., Hansson, M., Huber, C., Hvidberg, C.S., Johnsen, S.J., Jonsell, U., Jouzel, J., Kipfstuhl, S., Landais, A., Leuenberger, M., Lorrain, R., Masson-Delmotte, V., Miller, H., Motoyama, H., Narita, H., Popp, T., Rasmussen, S.O., Raynaud, D., Rothlisberger, R., Ruth, U., Samyn, D., Schwander, J., Shoji, H., Siggard-Andersen, M.L., Steffensen, J.P., Stocker, T., Sveinbjörnsdóttir, E., Svensson, A., Watanabe, O., Wilhelms, F., White, J.W.C., 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431, 147–151. <https://doi.org/10.1038/nature02805>
- Anechitei-Deacu, V., Timar-Gabor, A., Thomsen, K.J., Buylaert, J.P., Jain, M., Bailey, M., Murray, A.S., 2018. Single and multi-grain OSL investigations in the high dose range using coarse quartz. *Radiation Measurements* 120, 124–130. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2018.06.008>.
- Aitken, M.J., 1998. *An Introduction to Optical Dating*. Oxford University Press. 267pp.
- Arce-Chamorro, C., 2017. *Datación por luminiscencia de depósitos fluviales y eólicos en el margen occidental de Galicia*. Tesis Doctoral. Universidade da Coruña. 399pp. <http://hdl.handle.net/2183/19810>
- Arce-Chamorro, C., Sanjurjo-Sánchez, J., 2020. Sediment beta-microdose variability as main cause of dispersion in OSL-quartz dating of Upper-Pleistocene coastal fluvial-deposits preserved at Mero-River Basin (A Coruña, Galicia, Spain). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 42, 169–142. <https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2020.42.0.7308>
- Arce-Chamorro, C., Vidal-Romaní, J.R., Sanjurjo-Sánchez, J., 2021a. Islas Cíes: una trampa eólica en la Ría de Vigo (NO de la Península Ibérica) al final del último glacial. Estudio del afloramiento de eolianitas de la Isla de Monteagudo (Cíes, Pontevedra, Galicia). *Geogaceta* 70, 3–6.
- Arce-Chamorro, C., Vidal-Romaní, J.R., Sanjurjo-Sánchez, J., 2021b. Collapse of the coastal ecosystems in the North-Atlantic coast of Spain from the end of the last glacial period according to the sedimentary-record of the Cies Islands and the Ria of Vigo. *International Journal of Earth Sciences* (en revisión).
- Arenas, R., Díaz-García, F., Martínez-Catalán, J.R., Abati, J., González-Cuadra, P., Andonaegui, P., González del Tánago, J., Rubio-Pascual, F., Castiñeiras, P., Gómez-Barreiro, J., 2000. Structure and evolution of the Ordenes Complex. *Basement Tectonics* 15, Pre-Conference Field Trip. A Coruña, Spain.
- Arnold, L.J., Roberts, R.G., 2009. Stochastic modelling of multi-grain equivalent dose (De) distributions: implications for OSL dating of sediment mixtures. *Quaternary Geochronology* 4, 204–230. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2008.12.001>
- Arps, X.E.S., Buiskool, J.M.A., van Calsteren, P.W.C., Floor, P., Hilgen, J.D., Koning, H., Kuyper, R.P., Minnigh, L.D., 1978. *Geological Map of Western Galicia (1:100.000) Finisterre-Santiago*. State University of Leiden. Netherlands.
- Bailey, L.M., Arnold, L.J., 2006. Statistical modelling of single grain quartz De distributions and an assessment of procedures for estimating burial dose. *Quaternary Science Reviews* 25, 2475–2502. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.09.012>
- Ballarini, M., Wallinga, J., Wintle, A.G., Bos, A.J., 2007. A modified SAR protocol for optical dating of individual grains from young quartz samples. *Radiation Measurements* 42, 360–369. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2006.12.016>

- Banerjee, D., Botter-Jensen, L., Murray, A.S., 2000. Retrospective dosimetry: estimation of the dose to quartz using the single-aliquot regenerative-dose protocol. *Applied Radiation and Isotopes* 52, 831–844. [https://doi.org/10.1016/S0969-8043\(99\)00247-X](https://doi.org/10.1016/S0969-8043(99)00247-X)
- Bao-Casal, R., 1991. *Las tanatocenosis de diatomeas (Bacillariophyta) en sedimentos superficiales de las rías y plataforma continental de Galicia, (NW de a Península Ibérica), y su relación con las características oceanográficas de la columna de agua; implicaciones paleoceanográficas*. Tesis Doctoral. Universidade da Coruña. 181pp. <https://dialnet.unirioja.es/servlet/tesis?codigo=49163>
- Bickel, L., Lüthgens, C., Lomax, H., Fiebig, M., 2014. Luminescence dating of glaciofluvial deposits linked to the penultimate glaciation in the Eastern Alps. *Quaternary International* 357, 110–124. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.10.013>
- Blum, M.D., Törnqvist, T.E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology* 47, 2–48. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00008.x>
- xestrup, N.S., Hansson, M., Huber, C., Hvidberg, C.S., Johnsen, S.J., Jonsell, U., Jouzel, J., Kipfstuhl, S., Landais, A., Leuenberger, M., Lorrain, R., Masson-Delmotte, V., Miller, H., Motoyama, H., Narita, H., Popp, T., Rasmussen, S.O., Raynaud, D., Rothlisberger, R., Ruth, U., Samyn, D., Schwander, J., Shoji, H., Siggard-Andersen, M.L., Steffensen, J.P., Stocker, T., Sveinbjörnsdóttir, E., Svensson, A., Watanabe, O., Wilhelms, F., White, J.W.C., 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431, 147–151. <https://doi.org/10.1038/nature02805>
- Bøtter-Jensen, L., Thomsen, K.J., Jain, M., 2010. Review of optically stimulated luminescence (OSL) instrumental developments for retrospective dosimetry. *Radiation Measurements* 45, 253–257. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2009.11.030>
- Boyle, R.W., 1982. *Geochemical prospecting for thorium and uranium deposits*. Elsevier, New York, 489pp.
- Brennan, B.J., 2003. Beta doses to spherical grains. *Radiation Measurements* 37, 299–303. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(03\)00011-8](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00011-8)
- Bridgland, D., Westaway, R., 2012. The use of fluvial archives in reconstructing landscape evolution: The value of sedimentary and morphostratigraphical evidence. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie En Mijnbouw* 91, 5-24. <https://doi.org/10.1017/S0016774600000536>
- Cartelle, V., 2018. *Stratigraphy, depositional environments, shallow gas and seismic-sequential analysis of the sedimentary record of the rias of Arousa and Ferrol*. Tesis doctoral. Universidade de Vigo. <http://hdl.handle.net/11093/1168>
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., Fan, J.X., 2013 (updated 2020). The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36, 199–204. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2013/v36i3/002>
- Costas, S., Muñoz-Sobrino, C., Alejo, I., Pérez-Arlucea, M., 2009. Holocene evolution of a rock-bounded barrier-lagoon system, Cies Islands, northwest Iberia. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 1575–1586. <https://doi.org/10.1002/esp.1849>
- CSN, 2000. Proyecto Marna. Mapa de radiación gamma natural. Consejo de Seguridad Nuclear. Madrid.
- Cunningham, A.C., Wallinga, J., 2010. Selection of integration time intervals for quartz OSL decay curves. *Quaternary Geochronology* 5, 657–666. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.08.004>
- De Vicente, G., Vegas, R., 2009. Large-scale distributed deformation-controlled topography along the western Africa–Eurasia limit: Tectonic constrains. *Tectonophysics* 474, 124–143. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.11.026>

- Duller, G.A.T., 2008. Single-grain optical dating of Quaternary sediments: why aliquot size matters in luminescence dating. *Boreas* 37, 589–612. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00051.x>
- Duller, G.A.T., 2012. Improving the accuracy and precision of equivalent doses determined using the optically stimulated luminescence signal from single grains of quartz. *Radiation Measurements* 47, 770–777. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2012.01.006>
- EDMOnet, 2018. <https://www.emodnet-bathymetry.eu/>
- Escuer-Sole, J., Vidal-Romani, J.R., 1987. Facies y modelo local de los depósitos aluviales de la cuenca del río Mero y península de Sada (A Coruña, Galicia, NW Spain). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 11, 69–83.
- Feathers, J.K., Pagonis, V., 2015. Dating quartz near saturation – Simulations and application at archaeological sites in South Africa and South Carolina. *Quaternary Geochronology* 30, 416–421. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2014.12.008>
- Fick, S.E., Hijmans, R.J., 2017. WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology* 37, 4302–4315. <https://doi.org/10.1002/joc.5086>
- Fletcher, W.J., Sánchez-Goñi, M.F., Allen, J.R.M., Cheddadi, R., Comborieu-Bebout, N., Huntley, B., Lawson, I., Londeix, L., Magri, D., Margari, V., Müller, U.C., Naughton, F., Novenko, E., Roucoux, K., Tzedakis, P.C., 2010. Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. *Quaternary Science Reviews* 29, 2839–2864. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.11.015>
- Galán-Arias, J., Fernández-Rodríguez Arango, R., 1981. *Hoja 120: Padrón. Mapa Geológico de España 1:50.000*. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid.
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H., Olley, J.M., 1999. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. *Archaeometry* 41, 339–364. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.1999.tb00987.x>
- Galbraith, R.F., 2002. A note on the variance of a background corrected OSL count. *Ancient TL* 20, 49–51.
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G., 2012. Statistical aspects of equivalent dose and error calculation and display in OSL dating: An overview and some recommendations. *Quaternary Geochronology* 11, 1–27. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.04.020>
- García-Gil, S., 2003. A natural laboratory for shallow gas: The Rías Baixas (NW Spain). *Geo-Marine Letters* 23, 215–229. <https://doi.org/10.1007/s00367-003-0159-5>
- García-Moreiras, I., Delgado, C., Martínez-Carreño, N., García-Gil, S., Muñoz-Sobrino, C., 2019a. Climate and vegetation changes in coastal ecosystems during the Middle Pleniglacial and the early Holocene: Two multi-proxy, high-resolution records from Ría de Vigo (NW Iberia). *Global Planetary Change* 176, 100–122. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.02.015>
- García-Moreiras, I., Delgado, C., García-Gil, S., Muñoz-Sobrino, C., 2019b. First high-resolution multi-proxy palaeoenvironmental record of the Late Glacial to Early Holocene transition in the Ría de Arousa (Atlantic margin of NW Iberia). *Quaternary Science Reviews* 215, 308–321. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.05.016>
- Gascoyne, M., 1992. Geochemistry of the actinides and their daughters. In: Ivanovich, M., Harmon, R.S. (eds.) *Uranium-series disequilibrium: applications to Earth, marine, and environmental sciences*. Clarendon Press, Oxford, pp. 34-61.

- González-Lodeiro, F., Hernández-Urroz, J., Klein, E., Martínez-Catalán, J.R., de Pablo-Macía, J.G., 1982. *Lugo (8). Mapa Geológico de España, E. 1:200.000*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
- Guérin, G., Mercier, N., Adamiec, G., 2011. Dose rate conversion factors: update. *Ancient TL* 29, 5–8.
- Guérin, G., Mercier, N., 2012. Preliminary insight into dose deposition processes in sedimentary media on a scale of single grains: Monte Carlo modelling of the effect of water on the gamma dose rate. *Radiation Measurements* 47, 541–547. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2012.05.004>
- Guérin, G., Christophe, C., Philippe, A., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Tribolo, C., Urbanova, P., Jain, M., Guibert, P., Mercier, N., Kreutzer, S., Lahaye, C., 2017. Absorbed dose, equivalent dose, measured dose rates, and implications for OSL age estimates: Introducing the Average Dose Model. *Quaternary Geochronology* 41, 163–173, <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.04.002>
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., Johnston, S.T., Pastor-Galán, D., Murphy, J.B.M., Piedad-Franco, P., Gonzalo, J.C., 2011. Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. *Tectonics*, 30, TC5008. <https://doi.org/10.1029/2010TC002845>
- Gutiérrez-Becker, L., 2008. *Caracterización de los sistemas dunares costeros del NW ibérico y su evolución durante el Cuaternario*. Tesis doctoral. Universidad de Coruña. 283pp. <https://dialnet.unirioja.es/servlet/tesis?codigo=45245>
- Hardt, J., Lüthgens, C., Hebenstreit, R., Böse, M., 2016. Geochronological (OSL) and geomorphological investigations at the presumed Frankfurt ice marginal position in northeast Germany. *Quaternary Science Reviews* 154, 85–99. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.10.015>
- Hinz, K., Pannekoek, A.J., 1970. Seismic reflection measurements with a pneumatic sound source in the ria the Arosa (NW Spain). *Leidse Geologische Mededelingen* 37, 169–184.
- Jacobs, Z., Wintle, A.G., Duller, G.A.T., 2003. Optical dating of dune sand from Blombos Cave, South Africa: I—multiple grain data. *Journal of Human Evolution* 44, 599–612 [https://doi.org/10.1016/S0047-2484\(03\)00048-4](https://doi.org/10.1016/S0047-2484(03)00048-4).
- Jacobs, Z., 2008. Luminescence chronologies for coastal and marine sediments. *Boreas* 37, 508–535. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00054.x>
- Jain, M., Murray, A.S., Bøtter-Jensen, L., 2003. Characterisation of blue-light stimulated luminescence components in different Quartz samples: implications for dose measurement. *Radiation Measurements* 37, 441–449. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(03\)00052-0](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00052-0)
- Klein, E., 1982. Hoja 121: La Estrada. Mapa Geológico de España 1:50.000. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography* 20, PA1003. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Macías-Vázquez, F. y García-Paz, C., 1977. Formaciones sedimentarias de las Mariñas. Estudio Mineralógico. *Boletín de la Sociedad Galega de Historia Natural* 1, 145–166. Universidad de Santiago de Compostela. España.
- Martínez-Carreño, M., García-Gil, S., 2017. Reinterpretation of the Quaternary sedimentary infill of the Ría de Vigo, NW Iberian Peninsula, as a compound incised valley.

- Quaternary Science Reviews* 173, 124–144.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.08.015>
- Medialdea, A., Thomsen, K.J., Murray, A., Benito, G., 2014. Reliability of equivalent-dose determination and age-models in the OSL dating of historical and modern palaeoflood sediments. *Quaternary Geochronology* 22, 11–24.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2014.01.004>
- IGN, 2021. Instituto Geográfico Nacional. Ministerio de Transporte, Movilidad y Agenda Urbana. Gobierno de España. <https://centrodedescargas.cnig.es/CentroDescargas/>
- Mohamed, K.J., Rey, D., Rubio, B., Vilas, F., Frederichs, Th., 2010. Interplay between detrital and diagenetic processes since the last glacial maximum on the northwest Iberian continental shelf. *Quaternary Research* 73, 507–520.
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.02.003>
- Mosquera-Santé, M.J., 2000. *Evolución post-glaciación del nivel del mar en el NO de la Península Ibérica: El caso del golfo Ártabro*. Tesis doctoral. Universidad de A Coruña. 155pp.
<http://hdl.handle.net/2183/1167>
- Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., Caballero, L., Lacan, P., 2017. Understanding landscape dynamics of the Sierra Juárez, southern Mexico: An exploratory approach using inherited luminescence signals. *Journal of South American Earth Sciences* 76, 208–217.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.03.001>
- Murray, A.S., Wintle, A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32, 57–73.
[https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(99\)00253-X](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00253-X)
- Murray, A.S., Olley, J.M., 2002. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. *Geochronometria* 21, 1–16.
- NASA, 2000. SRTM90m Digital Elevation Data from the CGIAR-CSI Consortium for Spatial Information. University of Maryland, College Park. Maryland.
- Nathan, R., Thomas, P.J., Murray, A.S., Rhodes, E.J., 2003. Environmental dose rate heterogeneity of beta radiation and its implications for luminescence dating: Monte Carlo modelling and experimental validation. *Radiation Measurements* 37, 305–313.
[https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(03\)00008-8](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00008-8)
- Nonn, H., 1966. *Les régions cotières de la Galice (Espagne). Etude géomorphologique*. Publications de la Faculté des lettres de L'Université de Strasbourg. Foundation Baulig. Tomo III. 591pp.
- Oczkowski, H.L., Przegietka, K.R., Lankauf, K.R., Smanda, J.B., 2000. Gamma spectrometry in thermoluminescence dating. *Geochronometria* 18, 57–62.
- Pagés-Valcarlos, J.L., 2000. Origen y evolución geomorfológica de las rías gallegas. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 13, 393–403.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429–436. <https://doi.org/10.1038/20859>
- Prescott, J.R., Hutton, J.T., 1994. Cosmic ray contribution to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* 23, 497–500. [https://doi.org/10.1016/1350-4487\(94\)90086-8](https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90086-8)
- Preusser, F., Degering, D., Fuchs, M., Hilgers, A., Kadereit, N., Klasen, N., Krbetschek, M., Richter, D., Spencer, J.Q.G., 2008. Luminescence dating: basics, methods and applications. *Eiszeitalter und Gegenwart-Quaternary Science Journal* 57, 95–149.

- Railsbak, L.B., Liang, F., Vidal-Romaní, J.R., Garret, K.B., Sellers, R.C., Vaqueiro-Rodríguez, M., Grandal-D'Anglade, A., Cheng, H., Edwards, R.L., 2017. Radiometric, isotopic, and petrographic evidence of changing interglacials over the past 550,000 years from six stalagmites from the Serra do Courel in the Cordillera Cantábrica of northwestern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 466, 137–152. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.11.020>
- Rey-Salgado, J., 1993. *Relación Morfosedimentaria entre la Plataforma Continental de Galicia y las Rías Bajas y su evolución durante el Cuaternario*. Instituto Español de Oceanografía 17, 233pp. Madrid. ISBN 978-84-491-0006-2.
- Ribeiro, H., Pinto De Jesus, A., Sanjurjo-Sánchez, J., Abreu, I., Vidal-Romaní, J.R., Noronha, F., 2019. Multidisciplinary study of the quaternary deposits of the Vila Nova de Gaia, NW Portugal, and its climate significance. *Journal of Iberian Geology* 45, 553–563. <https://doi.org/10.1007/s41513-019-00109-9>
- Río-Barja, F.J., Rodríguez-Lestegás, F., 1992. *Os Ríos Galegos. Morfoloxía e réxime*. Consello da Cultura Galega. Santiago de Compostela. España. 303pp.
- Rittenour, T.M., 2008. Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research. *Boreas* 37, 613–635. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00056.x>
- Sanjurjo-Sánchez, J., Vidal Romaní, J.R., 2011. Luminescence Dating of Pseudokarst Speleothems: A first approach. *Spectroscopy Letters* 44, 1–6. <https://doi.org/10.1080/00387010.2011.610422>
- Sanjurjo-Sánchez, J., Vidal Romaní, J.R., 2013. Problemas nuevos y procedimientos de datación por OSL para los sedimentos litorales del NO de la Península Ibérica. VII Jornadas de Geomorfología Litoral, Oviedo, España. *Geotemas* 14, 47–50.
- Shackelton, N.J., Sánchez-Goñi, M.F., Paillet, D., Lancelot, Y., 2003. Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial. *Global and Planetary Change* 36, 151–155. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(02\)00181-9](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00181-9)
- SITGA (2020) *Información Xeográfica de Galicia*. Xunta de Galicia. <http://mapas.xunta.gal/centro-de-descargas>
- Thomsen, K.J., Murray, A.S., Bøtter-Jensen, L., Jungner, H., 2003. Variation with depth of dose distributions in single grains of quartz extracted from an irradiated concrete block. *Radiation Measurements* 37, 315–321. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(03\)00006-4](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00006-4)
- Thomsen, K.J., Murray, A.S., Bøtter-Jensen, L., 2005. Sources of variability in OSL dose measurements using single grains of Quartz. *Radiation measurements* 39, 47–61. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2004.01.039>
- Trauerstein, M., Lowick, S.E., Preusser, F., Schlunegger, F., 2014. Small aliquot and single grain IRSL and post-IR IRSL dating of fluvial and alluvial sediments from the Pativilca valley, Peru. *Quaternary Geochronology* 22, 163–174. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2013.12.004>
- Trindade, M.J., Prudêncio, M.I., Sanjurjo-Sánchez, J., Vidal-Romaní, J.R., Ferraz, T., Fernández-Mosquera, D., Dias, M.I., 2013. Post-depositional processes of elemental enrichment inside dark nodular masses of an ancient aeolian dune from A Coruña, Northwest Spain. *Geologica Acta* 11, 231–244. <https://doi.org/10.1344/105.000001838>
- Truelsen, J.L., Wallinga, J., 2003. Zeroing of the OSL signal as function of grain size: investigating bleaching and thermal transfer for a young fluvial sample. *Geochronometria* 22, 1–8.

- Vidal-Romani, J.R., Fernández-Mosquera, D., Marti, K., De Brum-Ferreira, A., 1999. Nuevos datos para la cronología glaciaria pleistocena en el NW de la Península Ibérica. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 24, 7–29.
- Vidal-Romani, J.R., Sanjurjo-Sánchez, J., Grandal-d'Anglade, A., Vaqueiro-Rodríguez, M.A., Fernández-Mosquera, D., 2010. *Geocaracterización de yacimientos arqueológicos en medio sedimentario: cronología absoluta y relativa*. En: López Díaz, A.J., Ramil Rego, E., (Ed.) In *Arqueoloxía: Ciencia e Restauración*. Museo de Prehistoria e Arqueoloxía de Vilalba, Vilalba (Lugo). Monografías 4, 7–19.
- Vidal-Romani, J.R., Fernández-Mosquera, D., Marti, K., 2015. The glaciation of Serra de Queixa-Invernadoiro and Serra do Geres-Xurés, NW Iberia. A critical review and a cosmogenic nuclide (10-Be and 21-Ne) chronology. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 38, 25–44. <https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2015.38.0.3681>
- Vidal-Romani, J.R., Grandal-d'Anglade A., 2018. Nota sobre la última transgresión marina en la costa de Galicia. *Cadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 40, 229–246. <https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2018.40.0.4921>
- Viveen, W., Braucher, R., Bourlès, D., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., van Balen, R.T., Wallinga, J., Fernández-Mosquera, D., Vidal-Romani, J.R., Sanjurjo-Sánchez, J., 2012. A 0.65 Ma chronology and incision rate assessment of the NW Iberian Miño River terraces based on 10Be and luminescence dating. *Global Planetary Change* 94–95, 82–100. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.07.001>
- Viveen, W., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., van Balen, R.T., Vidal-Romani, J.R., 2013. Fluvial terraces of the northwest Iberian lower Miño River. *Journal of Maps* 9, 513–522. <https://doi.org/10.1080/17445647.2013.821096>
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep-water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21, 295–305. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00101-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00101-9)
- Wallinga, J., Murray, A., Wintle A., 2000. The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grain feldspar. *Radiation Measurements* 32, 529–533. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(00\)00091-3](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(00)00091-3)
- Wallinga, J., 2002. Optically stimulated luminescence dating of fluvial deposits: a review. *Boreas* 31, 303–322. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2002.tb01076.x>
- Wintle, A.G., Murray, A.S., 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* 41, 369–391. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2005.11.001>