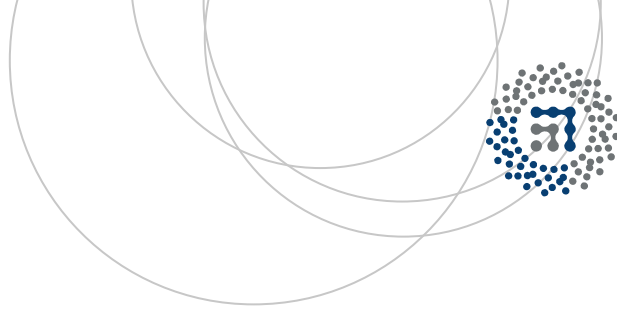




Universidad del País Vasco  
Euskal Herriko Unibertsitatea



ZTF-FCT  
Zientzia eta Teknologia Fakultatea  
Facultad de Ciencia y Tecnología



Trabajo Fin de Grado / Gradu Amaierako Lana  
Grado en Geología / Geologiako Gradua

# INTERPRETACIÓN LITOESTRATIGRÁFICA Y PALEOGEOGRÁFICA DEL JURÁSICO MARINO DEL ESTE DE CANTABRIA- OESTE DE VIZCAYA EN BASE A DIAGRAFÍAS DE SONDEO Y SU CORRELACIÓN CON SERIES TIPO.

**Autor:**

JOSÉ DANIEL MUÑOZ LÓPEZ

**Directores:**

MANUEL SERGIO ROBLES OROZCO

Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología (UPV/EHU)

JUAN GARCÍA PORTERO (EVE)

Sociedad Hidrocarburos de Euskadi (SHESA, Grupo EVE)

# ÍNDICE

1. Introducción y Objetivos .....	3
2. Metodología y Técnicas de Estudio .....	3
2.1. Sondeos y diagráffas de sondeo estudiados .....	4
3. Sistemas Deposicionales del Jurásico Marino de La Cuenca Vasco – Cantábrica ....	6
3.1. Rampa Carbonatada Somera (RCS) del Rhaetiense – Sinemuriense Inferior ...	8
3.2. Rampa Hemipelágica (RH) del Sinemuriense Superior - Calloviense Inferior .	9
3.2.1. Facies Sedimentarias .....	9
I. Black shales y margas orgánicas .....	10
II. Alternancia de calizas y margas .....	10
III. Calizas bioclásticas con intercalaciones minoritarias de margas ...	11
3.2.2. Contenido en carbono orgánico y tipo de la materia orgánica .....	11
4. Caracterización del Jurásico Marino en La zona de estudio .....	13
4.1. Sondeo Castro Urdiales – 1 .....	14
4.2. Sondeo Monillo – 1 .....	16
4.3. Sondeo Ancillo – 1 .....	18
5. Correlación de los sondeos estudiados y distribución regional de las unidades del Jurásico marino .....	20
6. Conclusiones .....	23
7. Anexo fotográfico .....	26
8. Bibliografía .....	35

# 1- INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Este trabajo se centra en el estudio del Jurásico marino (Lías y Dogger) de un área de la parte central de La Cuenca Vasco-Cantábrica situada en el este de Cantabria y oeste de Vizcaya donde sus afloramientos son muy escasos pero se dispone de datos de sondeos de exploración petrolífera (*Fig 1A y B*), poniendo especial interés en la localización y distribución lateral de los niveles de rocas madre de hidrocarburos (black shales) y de potenciales almacenes (unidades carbonatadas fracturadas o dolomitizadas).

La sucesión del Jurásico de la Cuenca Vasco-Cantábrica (CVC) está formada por dos unidades diferenciadas por edad y ambiente sedimentario. Por una parte tenemos los materiales del "Jurásico marino" (Robles *et al.*, 1989) que representan la mayor parte de la sucesión (Lías y Dogger) y por otro lado, tenemos los materiales del "Jurásico continental" pertenecientes exclusivamente al Tithoniense Superior y que se engloban en las facies Purbeck que abarcan hasta el Berriasiense (Rat 1962).

Los objetivos del trabajo y su orden de ejecución son:

- 1- Análisis de afloramientos situados principalmente en la zona occidental de Cantabria, considerada área tipo del Jurásico marino de la Cuenca Vasco-Cantábrica, que servirán de referente de correlación e interpretación.
- 2- Análisis detallado de las diagráfias de los sondeos y de los escasos afloramientos existentes en la zona de estudio y delimitación y caracterización de las diferentes unidades del Jurásico marino.
- 3- Correlación con las series tipo e interpretación y distribución regional detallada de los niveles delimitados en el Jurásico marino de la zona de estudio. La información obtenida se ha completado con datos provenientes de estudios previos realizados en la Cuenca Vasco-Cantábrica.

## 2- METODOLOGÍA Y TÉCNICAS DE TRABAJO

Para el estudio del Jurásico marino en las zonas sin afloramientos de la cuenca se han utilizado los datos de los sondeos existentes, especialmente los generados por las técnicas geofísicas denominadas diagráfias de sondeo, que consisten en el registro continuo de determinadas propiedades físicas de los materiales atravesados en subsuelo. Con los datos del sondeo (testigos y fragmentos de perforación) y con los valores y electrofacies de las diagráfias se han elaborado las series estratigráficas delimitando las unidades sedimentarias y las discontinuidades existentes, con una escala de detalle inferior a 5 m. También se han analizado y deducido otras características de las unidades establecidas como: grado de compactación (densidad, porosidad), permeabilidad y tipo de fluidos contenidos. Posteriormente, la correlación entre las diagráfias de sondeo, situados en diferentes posiciones geográficas, y los datos obtenidos en campo han permitido establecer la evolución lateral detallada del Jurásico marino en la zona de estudio de la Cuenca Vasco-Cantábrica.

## 2.1. SONDEOS Y DIAGRAFÍAS DE SONDEO ESTUDIADOS

Sondeos estudiados (Fig 1A):

- **CASTRO URDIALES - 1:** radiación gamma, resistividad y potencial espontáneo.
- **MONILLO - 1:** diagrfías de radiación gamma y sónica.
- **ANCILLO - 1:** diagrfía de radiación gamma.

Diagrfías estudiadas:

**RADIACIÓN GAMMA (GR):** Registra la radiactividad natural de las rocas, dicha radiación procede principalmente de minerales con uranio, torio y potasio. En el caso de las rocas sedimentarias el más abundante es el potasio, debido a que está presente en minerales (silicatos) de la arcilla. Por ello la radiación aumenta, desplazándose la curva hacia la derecha, en arcillas, lutitas y margas, y disminuye, desplazándose hacia la izquierda, en cuarciarenitas, calizas, dolomías, evaporitas, etc. Esta diagrfía es muy interesante debido a que permite hacer diferenciaciones litológicas, distinguir secuencias positivas y negativas, alternancias bruscas de unidades y series rítmicas. Normalmente la radiación gamma se mide en unidades API (American Petroleum Institute) y varía desde pocas unidades en anhidrita hasta más de 200 en arcillas/lutitas.

**RESISTIVIDAD (R):** Mide la resistencia al paso de una corriente eléctrica por el material atravesado. La resistividad está en función de la porosidad y el tipo de fluido presente en los poros. Si la roca está bien cementada y no tiene fluidos presenta resistividades elevadas, excepto en lutitas o rocas con minerales de la arcilla. Si la roca es porosa y tiene fluido conductor, la resistividad es baja, pero si es porosa (excepto lutitas) y contiene hidrocarburos, la resistividad es elevada. Por tanto, el interés radica en determinar la porosidad y contenido en fluidos de la roca atravesada, comparándolas con GR obtendríamos la litología y la existencia y tipo de fluidos geológicos. Normalmente se utilizan medidas de resistividad somera (zona invadida por el lodo salino del sondeo), resistividad profunda (de la zona no invadida por el lodo de sondeo y que indica propiedades y tipo de fluidos, si los hay, que contiene la roca, tales como agua de formación o hidrocarburos) y resistividad intermedia.

**POTENCIAL ESPONTÁNEO (SP):** Registra la corriente eléctrica natural causada por diferencia de salinidad entre el agua de formación de las rocas y los lodos de sondeo. Mide la diferencia de potencial en milivóltios entre un electrodo móvil introducido en el sondeo y otro fijo en superficie. Permite diferenciar entre unidades permeables (arenas y calizas), cuando la curva va hacia la izquierda, y unidades impermeables, como lutitas, cuando la curva va a la derecha. Tiene un poder de discriminación mucho menor que la diagrfía GR debido a que no identifica muy bien las intercalaciones delgadas.

**SÓNICA (S):** Expresa el tiempo de tránsito en microsegundos/pie que tardan las ondas sónicas en atravesar la roca. Está condicionada por la impedancia acústica, que a su vez depende de la densidad, litología, porosidad, presencia de fluidos y compactación de las rocas. El tiempo de tránsito disminuye en rocas compactas no porosas, como calizas y areniscas bien cementadas, y aumenta en rocas poco densas (como el carbón), también aumenta en lutitas poco compactas y en rocas porosas y permeables (como areniscas con gas). Se realiza con un grupo de transmisores de impulsos sonoros y otro de receptores y es buen indicador del tamaño de grano. Es muy útil su uso e interpretación combinada con la diagrfía GR porque ambas diagrfías tienden a tener una "imagen especular" que facilita enormemente la interpretación litológica.

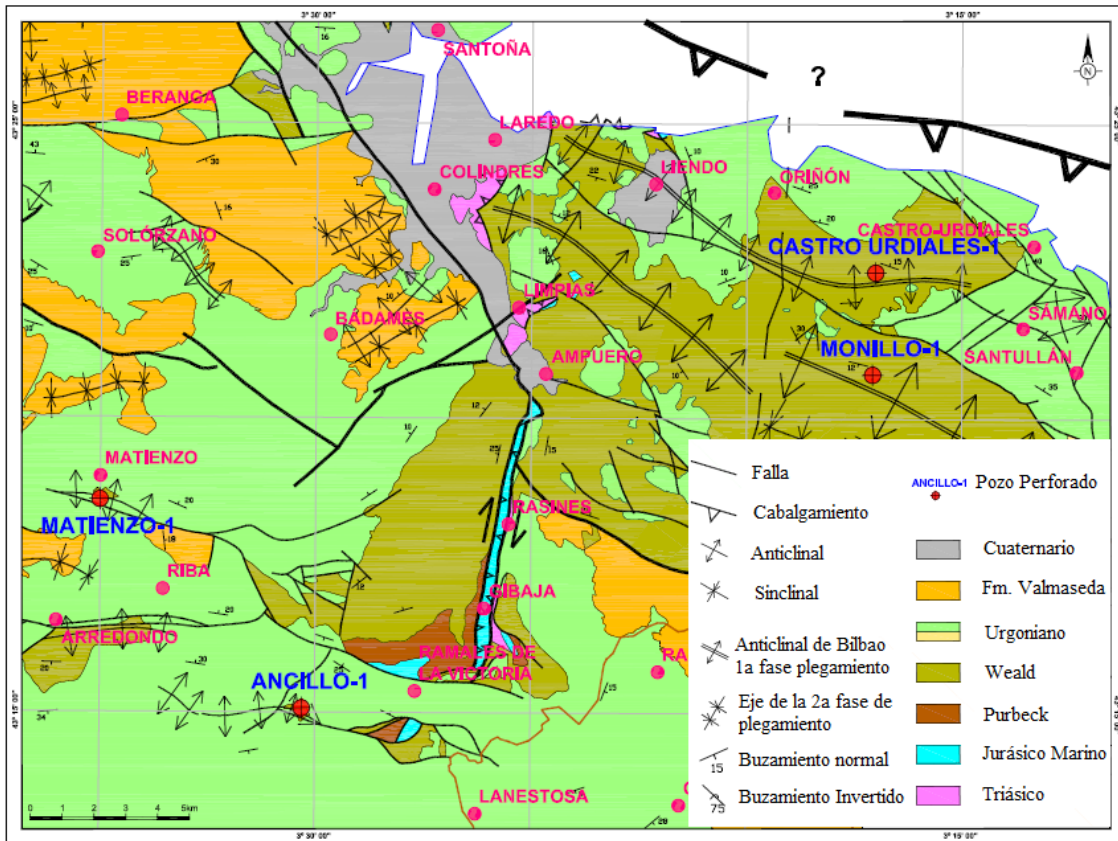


Fig 1 A: Situación geográfica y contexto geológico de la zona de estudio. Se incluye la situación de los tres sondeos estudiados (Castro Urdiales 1, Monillo 1 y Anillo 1). Mapa proporcionado por el EVE (Ente Vasco de Energía).

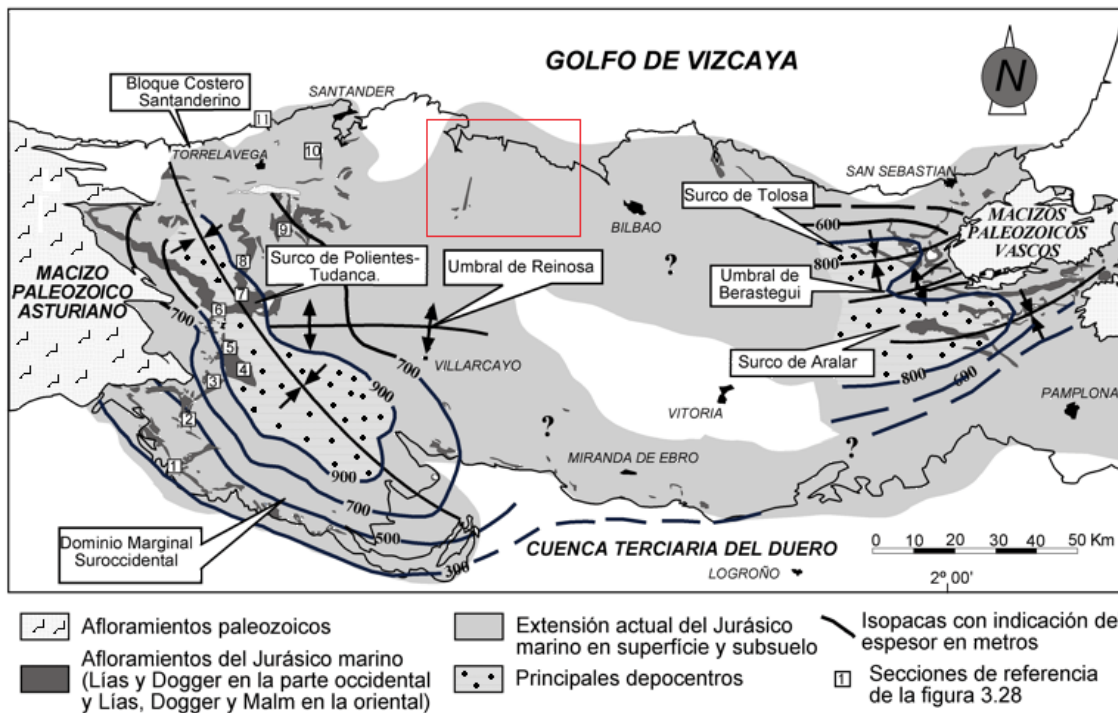


Fig 1 B: Mapa de afloramientos e isopacas del Jurásico marino de la Cuenca Vasco – Cantábrica, con la localización de la zona de estudio (cuadro rojo), modificado de Robles et al., 2004.

### 3- SISTEMAS DEPOSICIONALES DEL JURÁSICO MARINO DE LA ZONA OCCIDENTAL Y CENTRAL DE LA CUENCA VASCO - CANTÁBRICA

El Jurásico marino está formado por materiales pertenecientes al Lías y al Dogger excepto en la parte oriental de la CVC donde incluye también al Malm. Estos materiales se depositaron en un mar epeírico de condiciones subtropicales, situado entre los dominios del Tethys y Boreal (aunque de afinidad esencialmente boreal), y limitado al sur por el Macizo Ibérico y al norte por el Macizo Armoricano.

Los materiales Jurásicos están formados por una potente sucesión fundamentalmente carbonatada y margosa con muy pocos siliciclásticos (localizados exclusivamente en el Sinemuriense Inferior del margen sur de la cuenca). Esta sucesión está limitada a techo por una discontinuidad regional, que implica regresión erosional y disconformidad (localmente discordancia angular), originada al inicio de la etapa de reactivación tectónica extensional relacionada con el inicio del Rift del Golfo de Vizcaya (Robles *et al.* 1989). Como máximo, el Jurásico marino incluye materiales hasta el Bajociense inferior en Asturias (Suárez Vega, 1974), hasta el Calloviense inferior en la zona occidental de la cuenca y hasta el Kimmeridgiense en la zona oriental, lo que indica que el vacío erosional e hiato de la discontinuidad del techo disminuye hacia el Este (*Fig 2*).

El depósito de estos materiales ocurrió en la etapa Inter -rift de la evolución de la CVC en un contexto tectónico relativamente tranquilo (Quesada y Robles, 1995) en el que se dió una fuerte subsidencia diferencial progresiva que generó fuertes variaciones de potencia de la unidad (desde 375 m en el Dominio Marginal Suroccidental hasta aproximadamente 950 m de potencia conservada en el surco Polientes-Tudanca, (*Figs 1B y 3A*) y que está originada por subsidencia térmica y por subsidencia flexural relacionada con la reactivación de fallas extensionales en el zócalo que son evidentes en el Aalenense y Bajociense de Asturias (Fernández- López y Suárez- Vega. 1980). Esta actividad tectónica también se evidencia en el límite entre el Sinemuriense Inferior y Superior de la parte occidental de la CVC.

En el Jurásico marino pueden reconocerse varios ciclos transgresivo- regresivos (*Figs 2B y 4*) que han sido identificados en otras cuencas del este de Iberia, lo que demuestra que están relacionados con variaciones globales o regionales del nivel del mar (Aurell *et al.*, 2003). Jacqun y Graciansky (1998) denominaron estos ciclos como Ciclos Transgresivo- regresivos mayores (ciclo T-R del Lías y ciclo T-R del Dogger, *Fig 2B*) y Ciclos de facies T-R (cinco en el Lías, cuatro en el Dogger y dos en el Malm). Los ciclos de facies sugieren un periodo relativo de subida del nivel del mar seguido de un nivel relativamente estable. En el pico transgresivo (o superficie de máxima inundación) de los ciclos de facies del Lías superior, se desarrollaron los sucesivos niveles de lutitas negras (black shales) del Pliensbachense y Toarciense de la CVC (*Fig 4*). Estos ciclos se evidencian muy bien en las variaciones isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ , coincidiendo las excursiones isotópicas positivas de  $\delta^{13}\text{C}$  y negativas de  $\delta^{18}\text{O}$  con los picos transgresivos, como se muestra en la *Fig 4* (Rosales *et al.*, 2006).



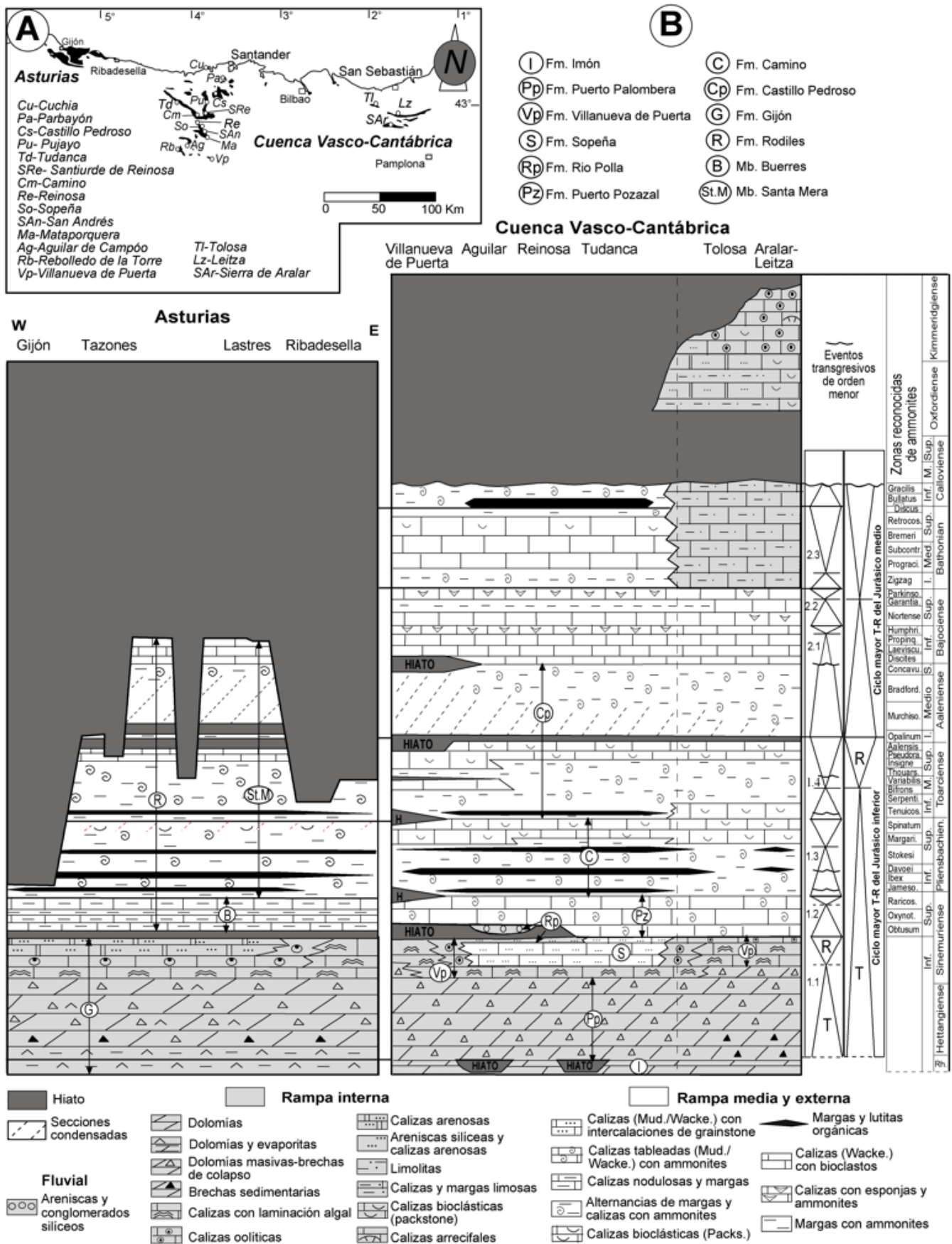


Fig 2: A) Afloramientos del Jurásico marino de Asturias y la CVC, B) Diagrama cronoestratigráfico del Jurásico marino de Asturias y la CVC. Las facies de la Rampa interna más la Fm Sopeña constituyen el sistema de RCS y las facies de rampa media y externa el sistema de RH, descritos en el texto. Tomado de Robles et al., 2004.

En la sucesión del Jurásico marino, en la que se incluye una unidad carbonatada del techo del Trías con la que se inicia la transgresión marina del Jurásico, se han individualizado dos grandes sistemas Depositionales (Robles *et al.*, 2002, 2004; Aurell *et al.*, 2003; Quesada *et al.*, 2005), que son los siguientes (*Fig 2 y 3*):

1. Rampa Carbonatada Somera, RCS (o rampa interna- media) del Rhaetiense – Sinemuriense inferior.
2. Rampa Hemipelágica, RH (o rampa externa) del Sinemuriense superior- Calloviense inferior.

### **3.1- RAMPA CARBONATADA SOMERA (RCS) DEL RHAETIENSE – SINEMURIENSE INFERIOR.**

Se trata de una secuencia típica de plataforma interna- media con una potencia total de 200 m en zonas marginales y más de 300 m en áreas de surco. Está formada por materiales carbonatados, evaporíticos (en subsuelo) y poco siliciclásticos (exclusivamente en el margen meridional) agrupados en varias formaciones que indican diferentes ambientes deposicionales y cinturones de facies (*Fig 3B y C*).

La Formación Dolomías Tableadas de Imón, del Noriense terminal- Rhaetiense (*Foto 1*), es una unidad expansiva formada por un conjunto de calizas más o menos dolomitizadas, estratificadas en capas métricas a decimétricas y tamaño de grano fino a medio, que representan el inicio de la transgresión del Triásico terminal y los primeros depósitos de la RCS.

La unidad de sabkha, de ambiente marino somero perteneciente a la Formación Puerto de la Palomera, del Rhaetiense- Hettangiense, frecuentemente está formada en la base por secuencias de lutitas, brechas de colapso/carniolas y calizas estromatolíticas y hacia techo desaparecen los niveles lutíticos y dominan los niveles carbonatados (*Fotos 2 y 3*), que representan transgresiones menores de facies de lutitas a carbonatos. En subsuelo (zona de acuíferos salinos) incluye alternancias evaporíticas, cuya disolución superficial por aguas meteóricas, originó las brechas de colapso. Sobre ella se sitúa la Formación Villanueva de Puerta, del Sinemuriense inferior (*Figs 2, 3C y fotos 4 a 8*) formada por calizas grainstone oolíticas y bioclásticas (bajíos) que representa un ambiente de llanura submareal somera. Por último y hacia el centro de la cuenca aparece la Formación Sopeña del Sinemuriense inferior constituida por calizas mudstone con intercalaciones de calizas grainstone que representa el cinturón tempestítico de la Rampa Carbonatada Somera (*Fig 2 y 3C*). Debido a que la rampa carbonatada gradualmente se va haciendo más profunda del SSW al NNE. Los límites entre las formaciones son graduales y diacrónicos y la evolución vertical representa una tendencia transgresiva (*Fig 3C*).

Durante el Sinemuriense Inferior se dio un pequeño evento regresivo que está marcado por la progradación en forma de cuña de los depósitos siliciclásticos y mixtos de la parte inferior de la Formación Río Polla desarrollada exclusivamente en el margen sur de la cuenca. Este evento culminó con el desarrollo de una disconformidad en el Sinemuriense medio que afectó la parte superior de las unidades marino someras, implicando erosión subaérea con karstificación, recristalización y dolomitización, además del relleno de valles incisos con depósitos siliciclásticos pertenecientes a la parte superior de la Formación Río Polla, todo ello exclusivamente apreciable en el margen sur de la cuenca (*Fig 2 y 3A*).



### **3.2. RAMPA HEMIPELÁGICA (RH) DEL SINEMURIENSE SUPERIOR – CALLOVIENSE INFERIOR.**

Este sistema deposicional representa un evento transgresivo complejo ocurrido en la Cuenca Vasco- Cantábrica a partir del Sinemuriense superior. Esto supuso el desplazamiento hacia el sur del margen de la cuenca y el hundimiento brusco (fuerte y rápido, *Fotos 9 y 10*) de la rampa carbonatada somera, desarrollándose la rampa externa de carácter hemipelágico (*Fotos 11 y 12*). La sedimentación está formada fundamentalmente por facies margosas con intercalaciones de bancos carbonatados y niveles de margas y lutitas bituminosas, siendo bastante homogénea en toda la cuenca aunque con una marcada subsidencia diferencial especialmente durante el Pliensbachiense y el Toarciense (*Fig 3A*). La potencia total varía entre 200 y más de 650 m hasta el Calloviense inferior según el área y la subsidencia (*Figs 1B y 3A*). En el caso de la zona de estudio varía entre los 270 m en el sondeo de Monillo y los 400 m en el sondeo de Castro Urdiales *Fig 1A*).

Este sistema está formada por una alternancia de unidades de calizas, margas orgánicas y lutitas negras pertenecientes a la Formación Pozazal del Sinemuriense Superior, la Formación Camino del Pliensbachiense y la Formación Castillo Pedroso del Toarciense - Aalenense. En el Bajociense y Bathoniense predomina el desarrollo de bancos carbonatados (esencialmente tres) sobre los niveles margosos. Finalmente en el Calloviense de nuevo hay alternancia de margas y calizas en capas potentes y con desarrollo de un nuevo nivel anóxico (*Figs 2B y 3A*). Los bancos carbonatados indican etapas de progradación de la plataforma. El contenido paleontológico refleja un ambiente de mar abierto relativamente tranquilo y está compuesto principalmente por ammonites, belemnites, braquiópodos, gasterópodos, esponjas y foraminíferos bentónicos.

En el Lías superior, se han identificado dos unidades de margas orgánicas (separadas por el Miembro Calizo de la Fm Camino) que presenta una importante variación lateral de espesor en una sección transversal de la cuenca (*Fig 3A*). La primera pertenece al Pliensbachiense, Miembro Margoso de la Formación Camino e incluye tres niveles de black shales, y la otra al Toarciense Inferior, que forma parte de la Formación Castillo Pedroso y que incluye un nivel de black shale de carácter global (*Fig 2B*). Por último, se ha identificado otro nivel de lutitas negras en el Calloviense Inferior. El máximo espesor ocurre en la zona de Polientes-Sedano y el mínimo hacia la zona marginal meridional y hacia el bloque Castro-Santanderino (*Fig 3A*).

#### **3.2.1. FACIES SEDIMENTARIAS DE LA RAMPA HEMIPELÁGICA:**

Entre el Pliensbachiense Superior y el Calloviense inferior se han identificado tres grandes asociaciones de facies caracterizadas por un litotipo particular, la asociación de fósiles y la relación organismo- sedimento. Estas asociaciones son: black shales y margas orgánicas, intercalaciones de calizas y margas e intercalaciones de calizas bioclásticas y margas:

- I. **Black shales y margas orgánicas.** Esta asociación está constituida por margas con tonos que van desde grisáceos a negros y alto contenido en materia orgánica, niveles de escala métrica a superior de black shales y menor contenido en calizas. En total fueron identificados cinco niveles de black shales dentro de la cuenca, tres en la Formación Camino (Pliensbachiense inferior), otro en la Fm Castillo Pedroso (Toarciense basal) y el quinto en el Calloviense Inferior. En cuanto al contenido paleontológico, dominan los organismos planctónicos como ammonites, belemnites y pequeños bivalvos. Hay pocos bentónicos tales como inocerámidos, braquiópodos y foraminíferos aglutinantes, la bioturbación es escasa y sólo se observan burrows en capas específicas. La materia orgánica aparece en láminas discretas separadas por láminas más gruesas de arcilla compuesta por carbonato tamaño limo, cuarzo y feldespato, además de illita con accesorios de pirita y clorita. En general, la preservación de la materia orgánica, la concentración de pirita diagenética y la escasez de bioturbación indican un ambiente anóxico a subóxico durante el depósito.

La acumulación de black shales está influenciada por diversos procesos sedimentarios, que van desde sedimentación pelágica, que es el proceso esencial según Quesada y Robles (1995a, b) y Quesada, Robles y Dorronsoro (1996), a flujos de turbidez (Bádenas *et al.*, 2013), que es un proceso poco considerado por los anteriores autores. Además la preservación de la materia orgánica depende de la existencia de anoxia en el momento del depósito, y del rápido enterramiento (Stow *et al.*, 2001). Aunque la existencia de black shales no siempre indica ambientes puramente anóxicos, ya que puede estar asociado a condiciones de euxinia intermitente. La preservación de la materia orgánica también podría estar controlada por altas tasas de acumulación y por elevada productividad de las aguas superficiales, que además sería otro factor causante de déficit de oxígeno. Por último, de manera compleja, la preservación de black shales puede estar relacionada con el clima, como ocurre con la acumulación generalizada de materia orgánica en los eventos anóxicos oceánicos, que es el caso del nivel del Toarciense inferior. También está relacionada con los cambios del nivel del mar, black shales que coinciden con picos transgresivos, como ocurre con todos los niveles de black shale del Lías de la CVC. Finalmente con la tectónica regional, especialmente con etapas de máxima subsidencia diferencial. Estos factores pueden ocurrir separadamente o a la vez, como sucedió en la CVC, en el Lías superior, lo que dio lugar a que sea la única cuenca de la placa ibérica en la que hubo tal desarrollo de niveles anóxicos en dicho tiempo.

- II. **Alternancia de calizas y margas.** Al igual que los anteriores, estas facies son más abundantes en el Lías Superior que en el Dogger. Se trata de una intercalación de calizas mudstone y wackestone con margas oscuras con un contenido moderado en materia orgánica. Presentan ammonites, belemnites, braquiópodos y mayor bioturbación que la asociación de facies anterior. El moderado contenido orgánico y de fósiles bentónicos sugiere bajos niveles de oxigenación en la interface sedimento-agua, con mayor proporción de oxígeno en el fondo que en la asociación anterior, lo que ha permitido la bioturbación y mayor contenido de bentónicos.

- III. Calizas bioclásticas con intercalaciones minoritarias de margas.** Asociación de facies compuesta por calizas wackestone con presencia de capas bioclásticas de tipo packstone y grainstone (tempestitas diluidas), intercaladas con margas en proporción menor o mucho menor. La bioturbación es muy intensa, principalmente aparece *Chondrites*, *Planolites* and *Thalassinoides*. El contenido paleontológico está compuesto por ammonites, belemnites, equinodermos, crinoideos, braquiópodos, gasterópodos, pelecípodos, foraminíferos aglutinantes, etc. La bioturbación moderada, la presencia de fauna bentónica y el bajo contenido de materia orgánica sugieren condiciones oxidantes de depósito. Es frecuente en el Miembro carbonatado de la Fm Camino del Domeriense superior, así como en las unidades carbonatadas del Bajociense inferior (calizas de zoophycus) y Bajociense superior (calizas con esponjas) y del Bathoniense. Los niveles calizos del Bathoniense y Calloviense inferior tienen un color gris oscuro que demuestra una menor oxigenación del fondo y un posible mayor contenido en materia orgánica.

### **3.2.2. CONTENIDO EN CARBONO ORGÁNICO Y TIPO DE LA MATERIA ORGÁNICA:**

El contenido en Carbono Orgánico Total (TOC) depende esencialmente del tipo de facies (black shales, margas orgánicas y alternancia de calizas y margas oscuras), del nivel concreto de black shale y de la transversal analizada. En los niveles de black shale del Pliensbachiense inferior el contenido de TOC oscila, según las transversales y niveles, entre el 2,5 y 21% en peso (con valores medios entre el 6 y el 7%), mientras que en el del Toarciense inferior es mucho menor (0,9 a 1,8% en peso), según Quesada y Robles 1995a.

Las margas orgánicas y las alternancias de calizas y margas oscuras del Lías superior (Pliensbachiense inferior y Toarciense inferior) presentan un TOC mucho menor que oscila generalmente entre 0,4 y 2,4% en peso (Quesada y Robles, 1995a). El contenido menor de carbono orgánico corresponde a los niveles de calizas con intercalaciones minoritarias de margas. Así, en las calizas superiores del Lotharingiense y en el nivel carbonatado del techo del Pliensbachiense, el TOC no supera el 0,4 – 0,5% en peso. Este valor puede ser superior en los niveles del Calloviense y Bathoniense.

El origen y naturaleza de la materia orgánica de las facies del Lías Superior es esencialmente marino y algal con una contribución bastante secundaria de materiales terrestres (Suarez Ruiz, 1987; Quesada *et al.*, 1997; Quesada y Robles, 1995 b; Quesada *et al.*, 1997; Quesada *et al.*, 2005a y b)

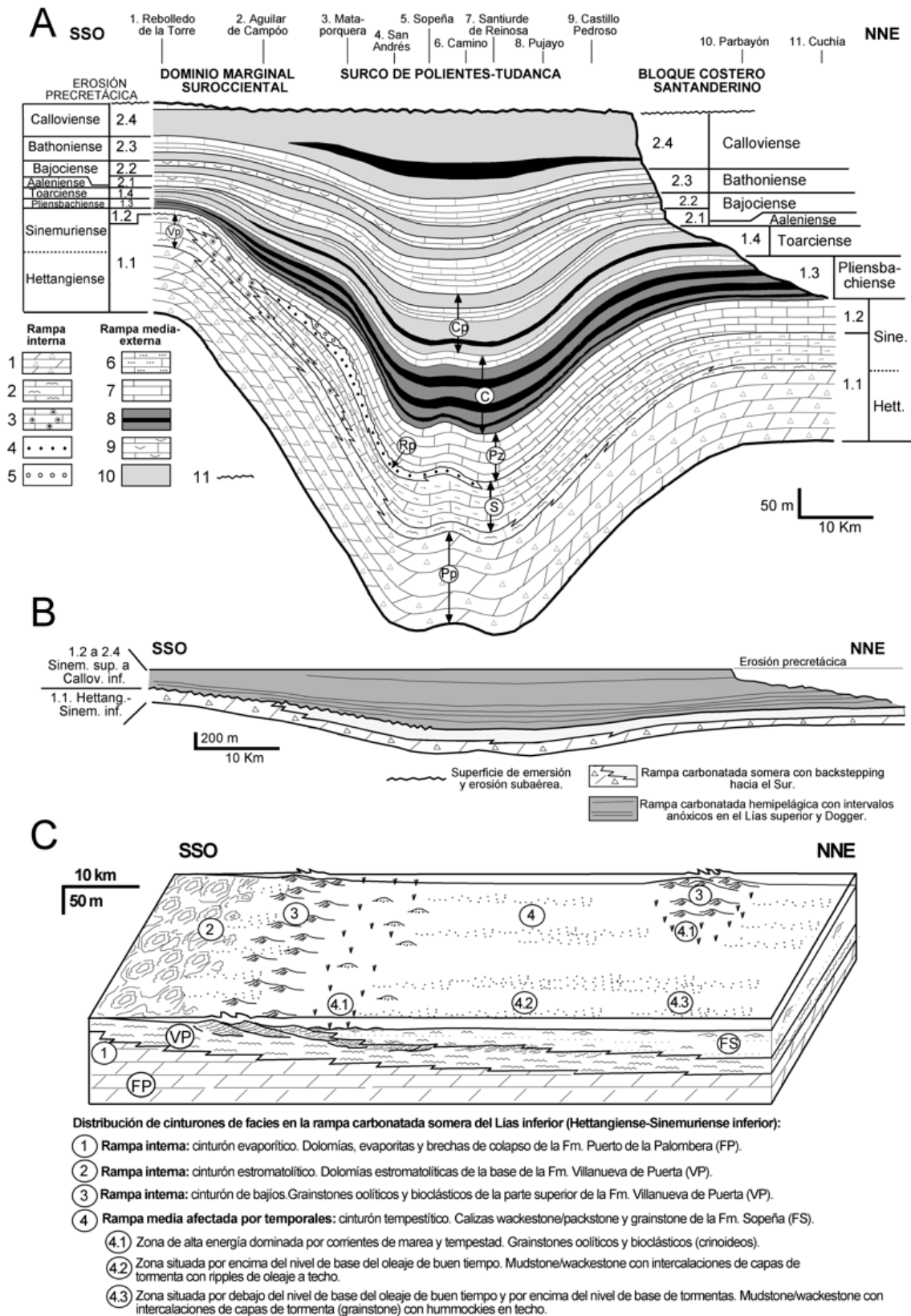


Fig 3: Diagrama litoestratigráfico del Jurásico marino de la parte occidental de la CVC. Leyenda: 1, Dolomías masivas y brechas de colapso; 2, calizas con laminación algal; 3, calizas oolíticas; 4, areniscas silíceas y calizas arenosas; 5, areniscas y conglomerados silíceos; 6, calizas mudstone/wackestone con intercalaciones de grainstone; 7, calizas wackestone con ammonites; 8, margas orgánicas y niveles de lutitas negras; 9, calizas con esponjas y ammonites; 10, margas y margocalizas con ammonites; 11, superficie de emersión y erosión. B) Sistemas deposicionales. C) Bloque diagrama de la rampa somera del Lias inferior que muestra la distribución de los cinturones de facies. Robles et al., 2004.

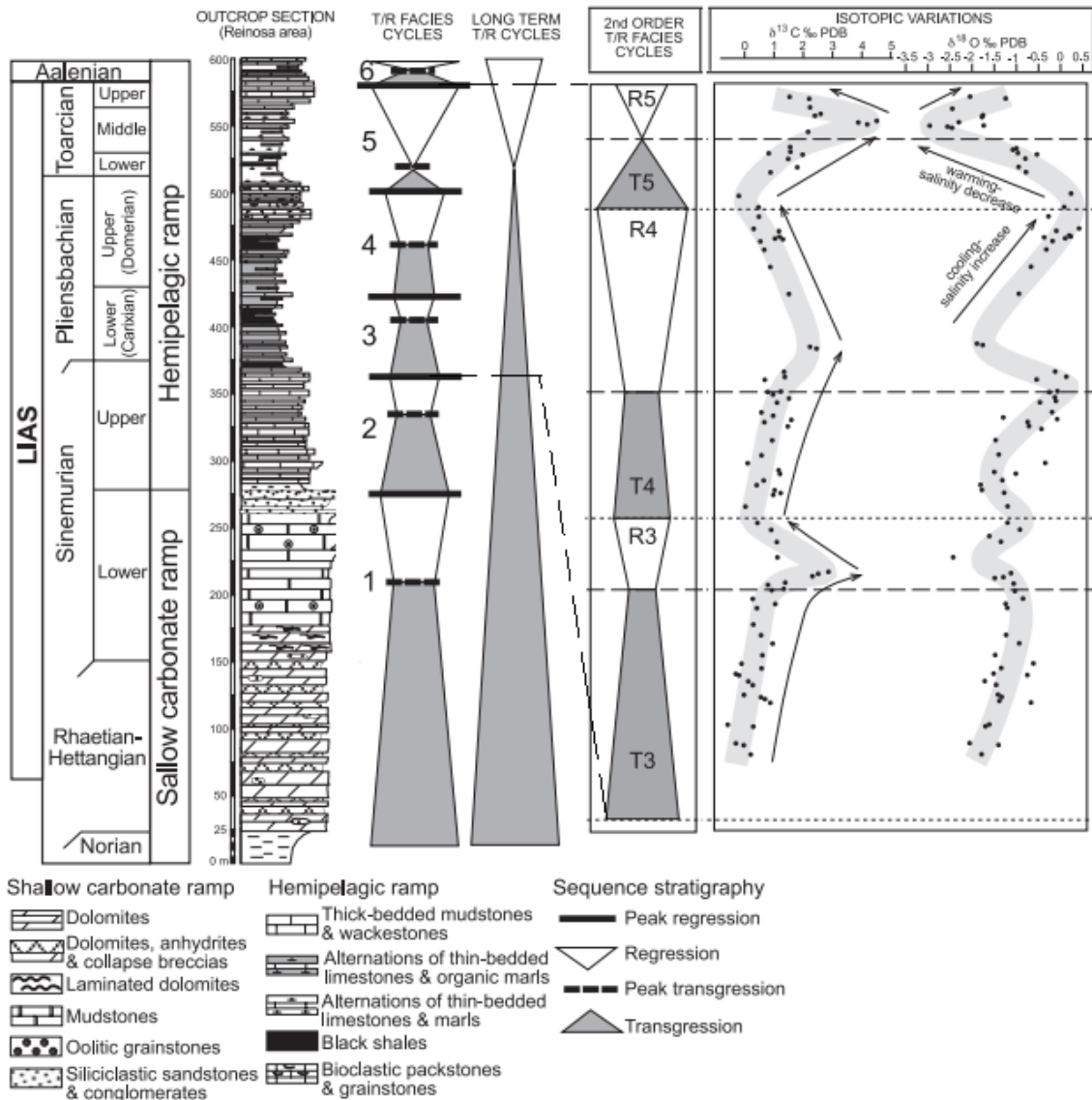


Fig 4: Ciclo T-R de primer orden del Lías con sus cinco ciclos de facies sintetizados de los afloramientos de Reinoso. En detalle puede observarse la correlación entre los últimos tres ciclos de facies y las excursiones isotópicas de  $\delta^{13}C$  y  $\delta^{18}O$ . Modificado de Rosales et al., 2006.

## 4- CARACTERIZACIÓN DEL JURÁSICO MARINO EN LA ZONA DE ESTUDIO

Para el análisis del Jurásico marino en esta parte de la cuenca, con afloramientos muy escasos, reducidos y parciales en cuanto a edad, se han estudiado tres sondeos: Ancillo 1, Monillo 1 y Castro Urdiales 1 (Fig 1A, B), y seis diagráfias de sondeo, de tipo radiación gamma, resistividad, potencial espontáneo y sónica. A continuación se describe la caracterización del Jurásico marino en cada sondeo.



#### 4.1. SONDEO CASTRO URDIALES – 1.

En este sondeo se han estudiado tres diagráfias, correspondientes a potencial espontáneo (SP), radiación gamma (GR) y resistividad (R) (*Fig 5*). Las primeras electrofacies representan valores altos del GR y muy heterogéneos en el GR y R, que caracterizan a las facies de Keuper, las cuales llegan hasta una profundidad de 1290 m. Sobre estos materiales, entre 1290 y 1260 m se observa una secuencia de electrofacies caracterizada por valores bajos y ligeramente aserrados del GR, típica de la Formación Dolomías de Imón, posteriormente entre 1260 y 1115 aparece una alternancia de 145 m de valores bajos y fuertemente aserrados en el GR típica de las secuencias de sabkha (Fm Puerto de la Palombera) de la Rampa Carbonatada Somera. Entre 1115 y 1068 m aparece una alternancia cilíndrica aserrada con valores bajos en el GR y altos en la R, que caracteriza a los materiales de la unidad tempestítica (Fm Sopeña) de la RCS.

Posteriormente viene una secuencia ligeramente en campana aserrada de unos 58 m (1068 - 1010) con aumento progresivo de los valores del GR y disminución de los valores de R, que es típica de las intercalaciones de calizas y margocalizas de la Fm Pozazal, que marca el inicio de la Rampa Hemipelágica. Posteriormente se dispone una sucesión cíclica, fuertemente aserrada, entre los 1010 y 955 m que marca un mayor contenido en material margoso y lutitas negras, que caracteriza a la Fm Camino del Pliensbachiense, donde se observan tres picos de máximo valor de GR que marcan los tres niveles de black shales dentro de esta Formación.

Entre los 955 y 895 m se observa una secuencia de disminución progresiva en los valores del GR que caracteriza la secuencia margo- caliza de la Fm Castillo Pedroso, que incluye un pico positivo hacia los 940 m que marca el black shale del Toarciense inferior. Entre los 895 y 890 m aparece un pequeño pico que caracteriza los materiales del Aalenense y que marca el inicio de la sucesión del Dogger.

Sobre estos materiales aparecen 50 m (entre 890 y 840 m) de una secuencia que empieza siendo cilíndrica aserrada, que marca una alternancia margo- caliza típica del nivel carbonatado con zoophycus del Bajociense inferior; sigue con un aumento en los valores del GR que marca un mayor contenido margoso y finaliza con una secuencia en embudo aserrada que marca mayor contenido en caliza progresivamente, que representa el nivel carbonatado del Bajociense superior con esponjas. Posteriormente viene una secuencia ovoidal o cíclica aserrada que empieza con una disminución progresiva en los valores del GR con posterior aumento en los mismos, que marca la típica secuencia de margas, calizas y margocalizas del Bathoniense, que va entre 840 y 775 m.

Por último aparece una sucesión cilíndrica aserrada marcada por valores heterogéneos en las electrofacies del GR, R y SP, típica de la secuencia del Calloviense (con una subunidad basal de valores de GR más altos correspondientes al nivel de margas grises y black shale), que termina bruscamente con el cambio a electrofacies fuertemente aserradas que marca el paso a los materiales del Purbeck.



# CASTRO URDIALES

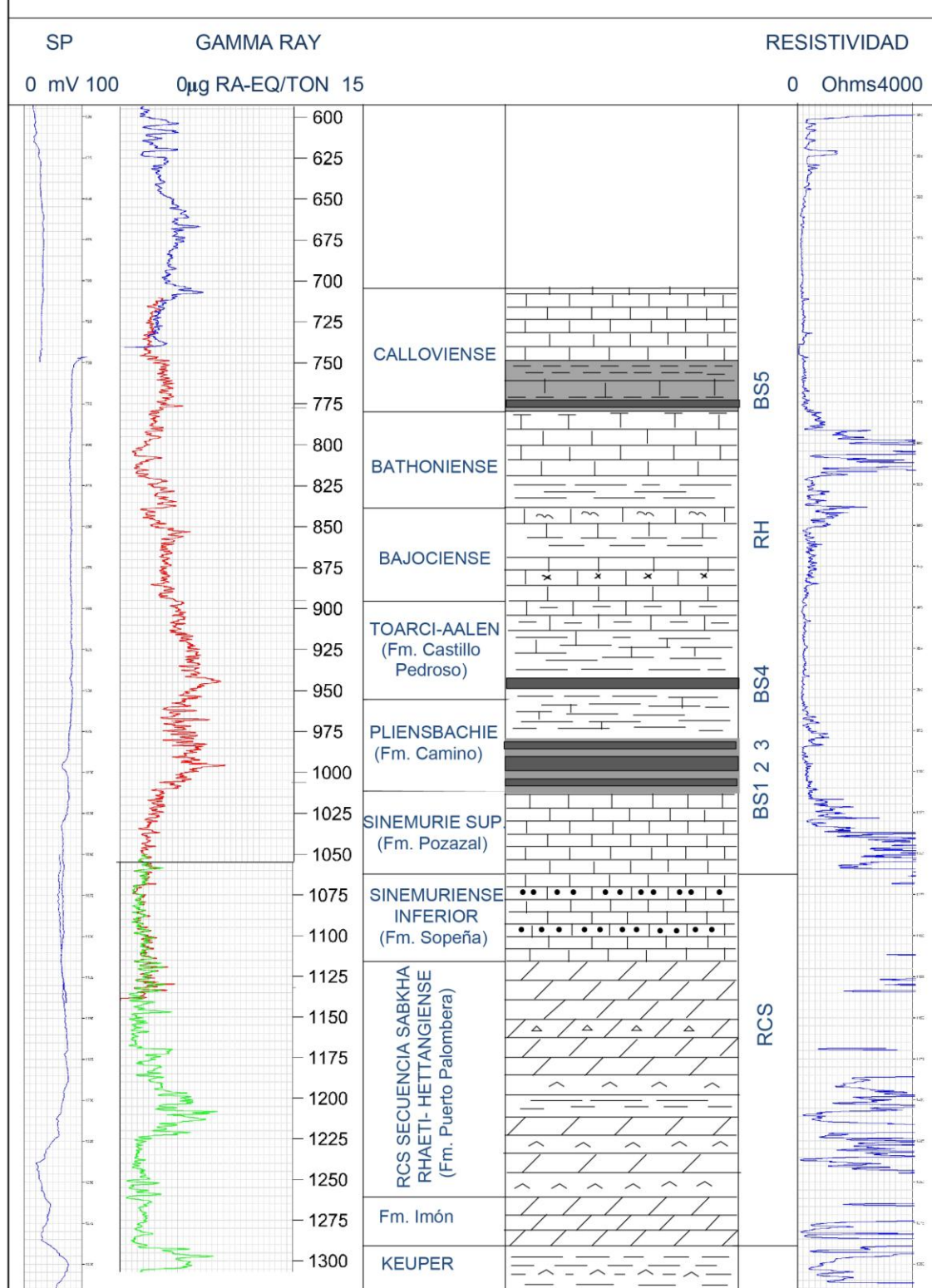


Fig 5: Columna estratigráfica deducida a partir de las diagráfias SP, GR y R realizadas en el Sondeo de Castro Urdiales – 1. La leyenda aparece en la Figura 9.

## 4.2. SONDEO MONILLO – 1.

Su estudio se ha realizado a partir de dos diagrfías, radiación gamma y sónica (*Fig 6*). En este caso, el tránsito entre el Triásico y el Jurásico inferior se encuentra a 1120 m aproximadamente, debido a que tenemos 40 m (entre 1160 y 1120) de electrofacies cilíndricas ligeramente aserradas típicas de la Formación Dolomías de Imón. Sobre esta unidad se observa un cambio brusco en el GR, pasando a electrofacies más heterogéneas y con valores más altos característicos de la Fm Puerto Palomera de la RCS. Esta unidad de sabkha va desde los 1200 m hasta los 985. Sobre esta, y hasta los 920 m se dispone el cinturón tempestítico (Formación Sopenña) caracterizados por unos valores del GR menores y menos erráticos. En conjunto, la RCS tiene una potencia de 240 m en esta zona.

Posteriormente los valores del GR van aumentando progresivamente hacia arriba y se identifican electrofacies en forma de campana aserrada, esto nos indica que empiezan a haber intercalaciones margosas que cada vez son mayores, lo que significa que nos encontramos en la plataforma Lotaringiense o Formación Pozazal que va desde los 920 hasta los 870 m y que representa el inicio de la Rampa Hemipelágica. Sobre ella se observa un cambio brusco en los valores de las diagrfías GR y Sónica (aumento brusco y fuerte del GR y del tiempo de tránsito de las ondas sónicas), que corresponden a una alternancia rítmica de calizas y margas, con intercalación de lutitas negras. Esta secuencia representa la Formación Camino que va desde los 870 hasta los 848 m e incluye tres niveles guía de lutitas negras que corresponden a tres picos más altos en el GR y S situados entre los 840 y 870 m aproximadamente, en el caso de la diagrfía sónica, los valores altos se deben a un aumento relativo en el tiempo de tránsito a través de los black shales.

Por encima de estos materiales nos encontramos otro cambio en las electrofacies del GR y S, con una disminución en los valores de ambas diagrfías, esto se debe a la aparición de materiales en los que predominan las facies carbonatadas. Se trata de la barra carbonatada del Toarciense de la Fm Castillo Pedroso, que tiene una potencia de 21 m (desde los 848 hasta los 827 m). En la base de dicha unidad se localiza el nivel de black shales del Toarciense basal (hacia los 845 m), identificado por el pico de alto valor del GR y tiempo de tránsito positivo.

Desde los 827 hasta los 823 m hay un pequeño pico en el GR que marca los materiales del Aalenense. Sobre estos, hasta los 795m, aparece una secuencia muy heterogénea perteneciente al Bajociense (28m), caracterizada por un tramo inferior carbonatado con aumento progresivo de materiales margosos. En el tramo del Bajociense medio dominan los materiales puramente margosos que dan picos altos en ambas diagrfías, por último, el tramo superior se caracteriza por un aumento considerable de los materiales carbonatados en los que dominan las calizas que representan la rampa esponjiolítica del Bajociense superior.

Sobre esta secuencia aparecen electrofacies muy heterogéneas con tendencia general ovoidal (o cilíndrica), de GR y Sónica, que representan una intercalación de margas, calizas y margocalizas (con una zona central carbonatada), típica de la secuencia del Bathoniense, que va desde los 795 hasta los 750 m. Por último, se observa un pico que indica un máximo en contenido de lutitas y margas ricas en materia orgánica, que refleja el tránsito entre el Bathoniense y el Calloviense. Los valores en el GR y S son más altos debido a que la secuencia es parecida a la anterior, pero hay mayor contenido margoso. En total, el Calloviense tiene unos 35 m hasta terminar en una disconformidad a los 715 m, marcada por un aumento en los valores del GR que también indican el final del Jurásico marino en esta parte de la cuenca.

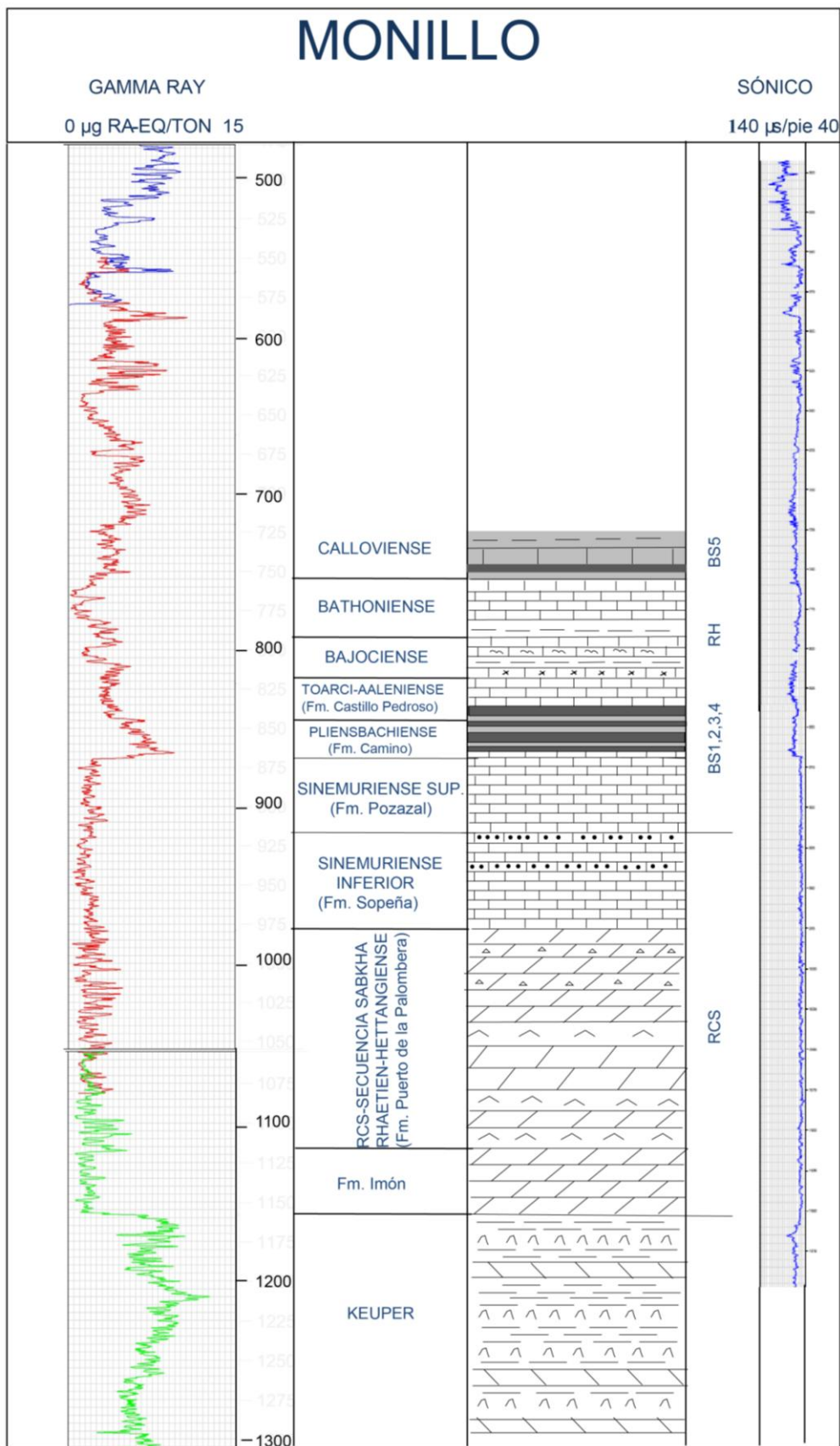


Fig 6: Columna estratigráfica deducida a partir de las diagramas GR y S del sondeo Monillo – 1.  
La leyenda aparece en la Fig 9.

### 4.3. SONDEO ANCILLO - 1:

Su interpretación se ha realizado a partir de la diagráfia de radiación gamma (*Fig 7*). En ella se observa un cambio típico de electrofacies de secuencias de sabkha (Fm Puerto de la Palombera) que son de carácter aserrado (heterogéneo) a rampa tempestítica con valores medios, algo más bajos y más homogéneos (Fm Sopeña) a los 860 m. La base de la Fm Puerto Palombera no está clara debido a que el sondeo no está completo y sólo llega hasta los 925 m, pero suponemos que puede llegar hasta los 985 m aproximadamente, de acuerdo con la tendencia de las isopacas del Jurásico en esa zona (*Fig 1A*), por lo cual estimamos que la unidad de sabkha tendría una potencia total de 125 m. Hacia los 800 m hay un cambio de electrofacies pasando bruscamente de una zona algo más homogénea y con valores de GR más bajos, a una zona más heterogénea con valores más altos, esto nos marca el límite de la rampa tempestítica (techo de la RCS), por lo que su potencia es de 60 m aproximadamente (desde los 860 hasta los 800 m). En total, la Rampa Carbonatada Somera tiene una potencia de 185 metros.

Seguidamente viene una secuencia de unos 70 m (desde 800 a 730 m) de electrofacies más heterogéneas, con valores más altos, y ligeramente en campana que indican intercalaciones de calizas y margas más abundantes hacia techo, típica de la Fm Pozazal. Sobre estos materiales se dispone una secuencia de unos 52 m (730 a 678 m) de valores más altos y heterogéneos en el GR, que nos indica un mayor contenido en margas y lutitas que las formaciones anteriores. Esta secuencia es típica de la Fm Camino y cabe destacar que tiene una potencia mayor que en el sondeo Monillo y que en este caso se identifican muy bien los tres intervalos de black shales del Pliensbachiense, situados respectivamente a 730, 715 y 705 m aproximadamente.

Entre los 678 y 625 (~49 m) se dispone una secuencia de materiales caracterizada por un aumento progresivo en los valores del GR hasta llegar a un pico positivo situado entre los 665 y 670 m, que marca el black shale del Toarciense. A partir de ahí, los valores del GR se van reduciendo y aparece una electrofacies en campana suavemente aserrada, que nos indica un mayor contenido en carbonato. Esta secuencia es típica de la Fm Castillo Pedroso. Entre los 629 y 625 m vuelve a aparecer un aumento positivo en los valores del GR, que representan los materiales del Aaleniense, que es una pequeña unidad de unos cinco metros que representa el inicio de las facies del Dogger.

Posteriormente se observa una unidad de unos 50 m (625 – 575) caracterizada por un tramo inferior heterogéneo que indica intercalaciones entre calizas y margas (nivel calcáreo-margoso con zoophycus del Bajociense inferior), un tramo medio de valores altos en el GR que indica mayor contenido en margas, y un tramo final de valores bajos, que indica que hay un dominio de calizas (nivel de calizas con esponjas del Bajociense superior). El aumento brusco del valor de GR entre 575 y 565 m marca el nivel margoso que individualiza la unidad de calizas con esponjas del Bajociense superior del nivel calcáreo del Bathoniense, que es siempre el más potente y carbonatado de la Rampa Hemipelágica. Muestra una electrofacies ovoidal compleja entre 565 y 530 m (35 m de potencia) que indica una mayor carbonatación en la parte central de la unidad. A partir de los 530 m se desarrolla una electrofacies en embudo aserrado, que indica un aumento progresivo hacia valores margosos, característico de la sucesión del Calloviense, que tiene una potencia conservada de unos 20 m. El paso a materiales del Purbeck está marcado por valores muy heterogéneos en el GR con electrofacies fuertemente aserradas, característica de la alternancia de facies siliciclásticas (arenas y lutitas) y carbonatados. Esta unidad está separada del Jurásico marino por una superficie de disconformidad y regresión erosional.



# ANCILLO

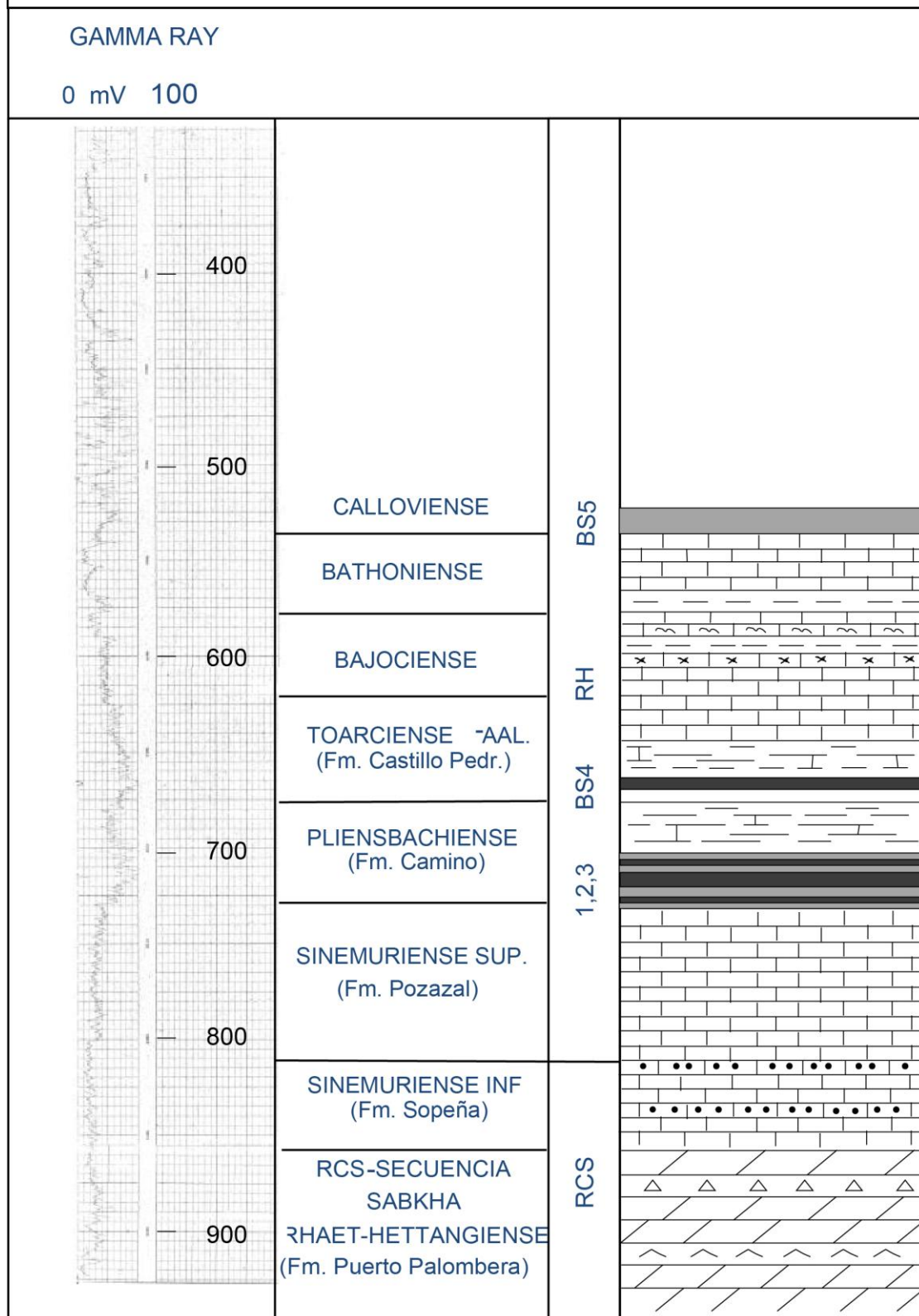


Fig 7: Columna estratigráfica deducida a partir de la diagráfia de radiación gamma en el sondeo Ancillo – 1. La leyenda aparece en la Figura 9.

## 5-CORRELACIÓN DE LOS SONDEOS ESTUDIADOS Y DISTRIBUCIÓN REGIONAL DE LAS UNIDADES DEL JURÁSICO MARINO.

La correlación litoestratigráfica se ha realizado en una dirección aproximada SW – NE, en base a una serie de niveles litológicos diferenciados en campo y diagráfias, y que tienen un significado ambiental preciso y una atribución cronoestratigráfica determinada (*Fig 8*). En la Rampa Carbonatada Somera se han diferenciado tres niveles de correlación y en la Rampa Hemipelágica un número bastante mayor debido a los frecuentes cambios verticales de facies.

En la Rampa Carbonatada Somera el primer nivel de correlación corresponde a la Fm Dolomías Tableadas de Imón (Noriense terminal - Rhaetiense) constituido por dolomías y calizas más o menos dolomitizadas, de color gris y bien estratificadas en capas centimétricas a métricas con potencia que oscila entre 30 y 40 metros en la zona de estudio. Esta unidad pertenece al Triásico Superior terminal y también puede reconocerse en otras zonas como Pirineo, Catalánides y la Cordillera Ibérica. En el caso del sondeo Ancillo 1, esta Formación no ha sido reconocida debido a que dicho sondeo no atraviesa todo el Jurásico marino y por tanto no llega hasta las facies del Triásico.

El segundo nivel correlacionado corresponde a la Unidad de Sabkha de la evaporítico - estromatolítico (Fm. Puerto de la Palomera, Rhaetiense – Hettangiense) que muestra un aumento progresivo de la potencia hacia el NE (desde Ancillo - 1 hasta Castro Urdiales - 1).

El tercer nivel de correlación es el correspondiente a las calizas mudstone y grainstone del cinturón tempestítico del techo de la Rampa Carbonatada Somera (Fm Sopeña del Sinemuriense Inferior). La potencia de este nivel entre Ancillo y Monillo es muy constante y sólo varía en Castro Urdiales, donde tiene un espesor reducido.

Es importante destacar la ausencia del nivel areniscas y microconglomerados siliciclásticos de la Formación Rio Polla, que representan un evento regresivo (somerización e incluso emersión y erosión subaérea) ocurrido en el Sinemuriense Inferior y que sólo aparecen en el margen sur de la cuenca (entre Reinosa y Aguilar de Campó) y también al sur de la Sierra de la Demanda en la zona de Cameros (extremo NW de la Cordillera Ibérica).

Dentro de la Rampa Hemipelágica se han diferenciado tres tipos de niveles de correlación: unidades carbonatadas, unidades margosas y unidades euxínicas/subóxicas.

En parte de las unidades de la Rampa Hemipelágica, principalmente en los niveles margosos y euxínicos, se observa una marcada disminución de la potencia en el sondeo Monillo 1. Este hecho consideramos que se debe a una laminación tectónica que afecta a esa parte de la serie en la zona del sondeo, descartándose que se deba a un menor acúmulo sedimentario (por subsidencia diferencial), dado que la disminución de potencia no se deba en las unidades inferiores (Rampa Carbonatada Somera) y tampoco en las superiores. Por el contrario, para las unidades del Bathoniense y Calloviense se observa de nuevo un pequeño aumento progresivo de la potencia hacia el NE.

Los niveles carbonatados de correlación son 6 (*Fig 8*), correspondientes respectivamente al:



- Sinemuriense Superior (Formación Pozazal) que muestra una disminución notable de espesor hacia el NE,
- Pliensbachiense Superior (Formación Camino),
- Toarciense Superior (Formación Castillo Pedroso),
- Nivel de calizas de zoophycus del Bajociense Inferior,
- Nivel de calizas de esponjas del Bajociense Superior,
- Bathoniense Superior.

De estos niveles carbonatados, especialmente los más potentes y continuos que corresponden a los dos superiores (nivel de esponjas de Bajociense superior y principalmente el nivel carbonatado del Bathoniense) pueden tener importancia como potenciales almacenes secundarios por fracturación

Los niveles euxínicos correlacionados son tres (*Fig 8*), correspondientes respectivamente al:

- Pliensbachiense Inferior,
- Toarciense basal,
- Calloviense Inferior.

Estos niveles están formados por margas grises, que presentan un incremento relativo en el contenido de materia orgánica (TOC) y en las que se intercalan niveles de lutitas negras con alto contenido en materia orgánica (black shales). Se han identificado y correlacionado tres niveles de black shales en el Pliensbachiense Inferior, uno en el Toarciense basal y uno en el Calloviense Inferior. Los más importantes por su potencia y continuidad lateral son los del Pliensbachiense Inferior (*Fig 8*).

Finalmente se han individualizado y correlacionado cinco niveles de margas hemipelágicas de fondo oxigenado (*Fig 8*) correspondientes respectivamente al:

- Toarciense Inferior,
- Toarciense medio,
- Aalenense,
- Bajociense medio,
- Bathoniense inferior.

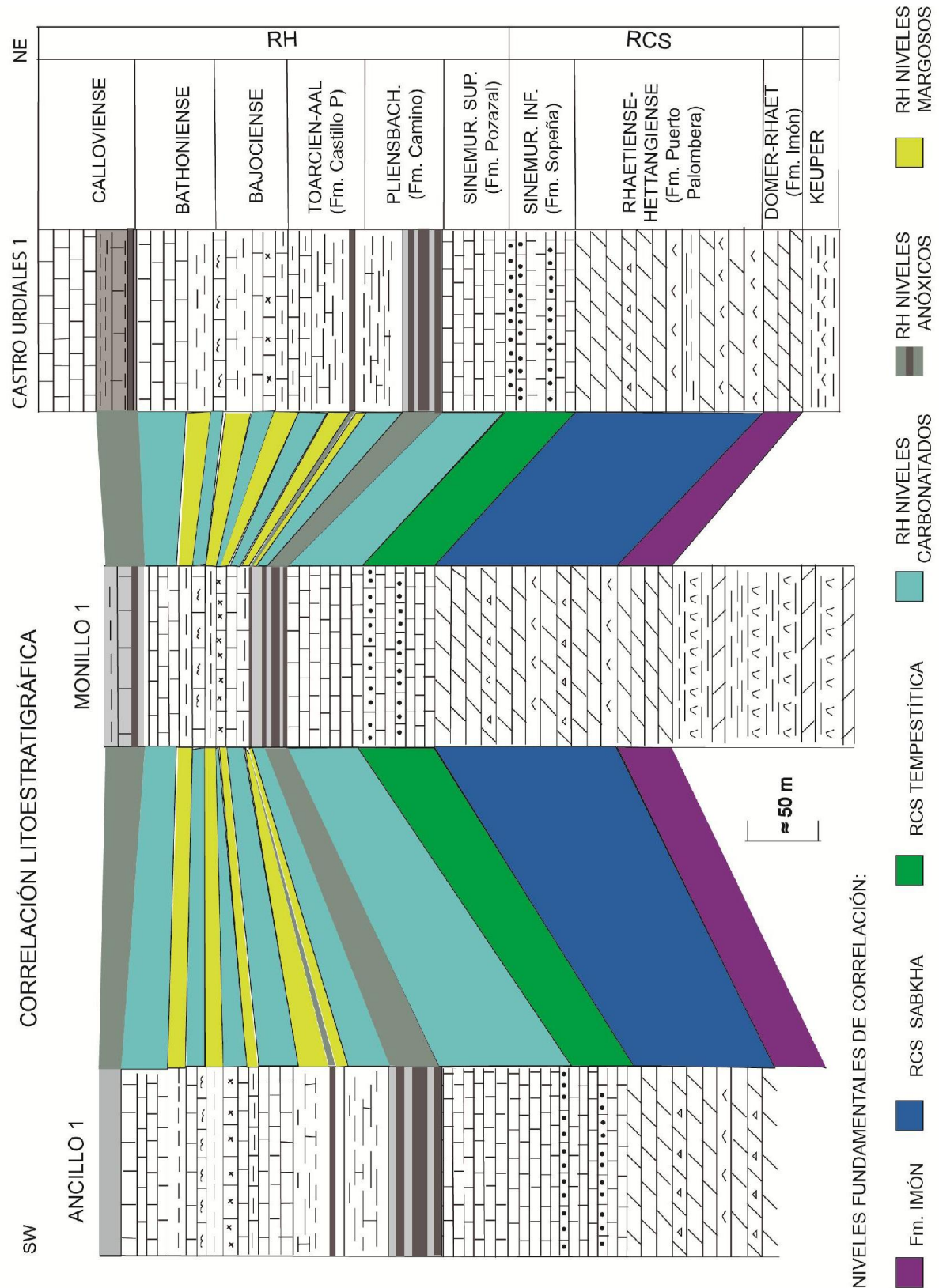


Fig 8: Correlación litoestratigráfica de las unidades del Jurásico marino en la zona de estudio realizada a partir de las diagramas de los sondeos estudiados. (Se ha tomado como referente de correlación el nivel anóxico del Calloviense, el más alto de los conservados en los tres sondeos). Entre Ancillo y Monillo hay unos 20 km y entre Monillo y Castro Urdiales hay unos 4 km.









LEYENDA:			
	Niveles carbonatados		Esponjas Bajociense sup.
	Niveles margosos		Zoophycus Bajociense Inf.
	Margas grises con niveles de black shales	BS1	Nivel de black shale
	Tempestitas	RH	Rampa Hemipelágica
	Carniolas y brechas de colapso	RCS	Rampa Carbonatada Somera
	Niveles dolomíticos		

Fig 9: Leyenda utilizada en las columnas estratigráficas de los sondeos, el diagrama de correlación y la tabla resumen.

## 6- CONCLUSIONES

El análisis de los afloramientos considerados como área tipo del Jurásico Marino de la Cuenca Vasco Cantábrica, situados principalmente en la zona occidental de Cantabria ha servido de referente para la interpretación y correlación de diagráfias de tres sondeos (Ancillo 1, Monillo 1 y Castro Urdiales 1) situados en zonas centrales de la cuenca con escasos afloramientos (límite Vizcaya – Cantabria). Esto ha permitido establecer la sucesión estratigráfica detallada y la distribución lateral del Jurásico marino dentro de la zona de estudio, que cubre un área de unos 400 km<sup>2</sup>.

De manera general se deduce que en la parte central de la Cuenca Vasco Cantábrica (área de estudio) se desarrollan todas las unidades de la Rampa Carbonatada Somera y de la Rampa Hemipelágica descritas en la parte occidental de la cuenca (excepto la Formación Rio Polla), además estas unidades pueden seguirse lateralmente de manera continua sin variaciones importantes de potencia. En el caso de las unidades establecidas a partir de los tres sondeos, también se observa una continuidad lateral con un cambio de potencia de unos 15 metros en la Rampa Carbonatada Somera y un cambio mucho más evidente en el caso de la Rampa Hemipelágica, con una variación entre 205 m en Monillo 1 y unos 355 m en Castro Urdiales 1, lo que evidencia una marcada disminución de potencia en el sondeo Monillo 1 que interpretamos como una laminación tectónica desarrollada en dicha zona.

En el caso de las unidades de la Rampa Carbonatada Somera hay un aumento progresivo de potencias hacia el NE, siendo por tanto más potentes las unidades en la zona de Castro Urdiales y menos potentes la zona de Ancillo. En el caso de la Rampa Hemipelágica, las unidades que generalmente tienen menor potencia son las de Monillo por la razón antes comentada.

Se destaca especialmente la existencia de varios niveles de potenciales rocas generadoras de hidrocarburos, desarrollados en los periodos de mayor subsidencia diferencial y en las zonas de mayor acúmulo sedimentario, que normalmente también coinciden con los picos transgresivos de ciclos de variaciones del nivel marino (ciclos transgresivo- regresivos de segundo orden). Son los diferentes niveles de black shales englobados en las tres unidades euxínicas correlacionadas, situadas respectivamente en el Pliensbachiense Inferior, Toarciense basal y Calloviense Inferior. El nivel del Toarciense, parece menos importante debido a su escasa potencia, el del Calloviense por su espesor podría ser importante pero su continuidad lateral es irregular debido a que sobre este nivel se desarrolló la superficie de erosión del inicio de la etapa rift del Golfo de Vizcaya, por lo que su potencial como nivel generador es más inseguro. Por lo cual, la principal unidad con potencial como roca madre de hidrocarburos dentro de la sucesión del Jurásico marino en la zona estudiada y seguramente de toda la Cuenca Vasco Cantábrica, corresponde a los tres niveles de black shales del Pliensbachiense Inferior (*Tabla 1*).

En cuanto a potenciales unidades como almacén de hidrocarburos son las Formaciones Puerto Palomera y Sopeña en la Rampa Carbonatada Somera, y dentro de la Rampa Hemipelágica, destacan los niveles carbonatados más potentes y continuos como es el caso de la rampa esponjiolítica del Bajociense Superior y el nivel carbonatado del Bathoniense superior (*Tabla 1*).

Los tres sondeos, Ancillo -1, Monillo -1 y Castro Urdiales -1, fueron emplazados en superficie en base a criterios estructurales, situándose sobre charnelas anticlinales que tienen reflejo en superficie. Su objetivo exploratorio era el Jurásico, situado a poca profundidad en los tres casos. Este hecho posiblemente fue determinante para que los tres sondeos fueran negativos, alguno de ellos encontró aguas meteóricas en las potenciales formaciones reservorios descritas en este informe.

En cualquier caso, al atravesar las facies generadoras jurásicas, todos ellos tuvieron indicios de gas (“gas indígeno”), lo cual demuestra que las potenciales facies generadoras jurásicas también lo son en este sector de la Cuenca Vasco- Cantábrica, y que en estas verticales han alcanzado el grado de maduración térmica suficiente para generar gas. El presente trabajo ha permitido reconocer, situar en las columnas y precisar los espesores de cada uno de los potenciales intervalos generadores del Jurásico marino.

Desde el punto de vista exploratorio la zona estudiada no parece adecuada para el objetivo jurásico, por situarse éste tan próximo a la superficie y posiblemente conectada con ella mediante fracturas. Hacia el Este la potencialidad puede ser mayor, pues la serie del Cretácico Inferior presenta una mayor potencia, por lo que la serie jurásica puede estar preservada de su conexión con la superficie, pero no se tienen datos precisos sobre las facies generadoras y los potenciales almacenes jurásicos aquí descritos.

Algo similar ocurre hacia el Sur, donde, de acuerdo con los mapas de isopacas del Jurásico marino de la CVC (Robles *et al.*, 2004 y Quesada *et al.*, 2005) es aún más plausible la existencia de facies generadoras bien desarrolladas.

		POTENCIA (METROS)			
		POTENCIAL HIDROCARBUROS	ANCILLO	MONILLO	CASTRO
DOGGER	CALLOVIENSE		20 (540-520)	35 (750-715)	60 (775-715)
		COMO ROCA MADRE			
	BATHONIENSE	COMO ALMACÉN Porosidad secundaria debida a fracturación	38 (578-540)	45 (795-750)	65 (840-775)
	BAJOCIENSE		47 (625-578)	28 (823-795)	50 (890-840)
	TOARCIENSE AALENIENSE (Fm. Castillo Pedroso)		53 (678-625)	25 (848-823)	65 (955-890)
	PLIENSBACHIENSE (Fm. Camino)	POTENCIAL COMO ROCA MADRE	52 (730-678)	22 (870-848)	55 (1010-955)
LIAS	SINEMURIENSE SUPERIOR (Fm. Pozazal)		70 (800-730)	50 (920-870)	58 (1068-1010)
	SINEMURIENSE INFERIOR (Fm. Sopeña)	POTENCIAL COMO ALMACÉN	60 (860-800)	65 (985-920)	47 (1115-1068)
	RHAETIENSE - HETTANGIENSE (Fm. Puerto de la Palombera)	Porosidad secundaria por dolomitización y kárstificación local además de fracturación	≈125	135 (1120-985)	145 (1260-1115)
	NORIENSE SUP RHAETIENSE (Fm. Imón)		---	40 (1160-1120)	30 (1290-1260)

Tabla 1: Sucesión del Jurásico Marino en la Cuenca Vasco Cantábrica. Se muestra el potencial que tienen las unidades como roca madre o almacén de hidrocarburos y las potencias de dichas unidades en los tres sondeos realizados en la zona de estudio.



## 7- ANEXO FOTOGRÁFICO



Foto 1: Formación Dolomías Tableadas de Imón (Tudanca).



Foto 2: Base de la Rampa Carbonatada Somera. a) Secuencia de Sabkha evaporítica – estromatolítica (playa de Usgo, Cantabria). b) Brechas de colapso con intercalaciones de lutitas de la Fm Puerto Palomera (Liendo, Cantabria). c) Estromatolitos laminares del techo de dicha secuencia (Cuchía, Cantabria).



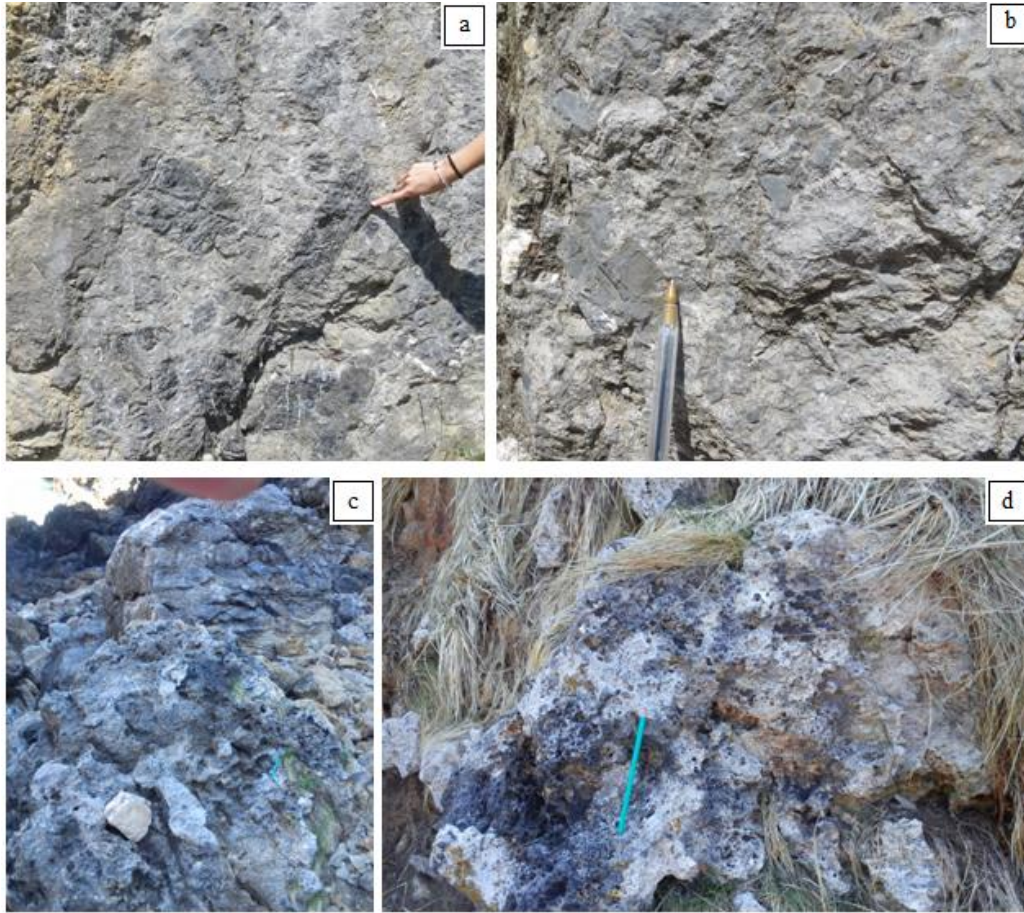


Foto 3: a y b) Clastos angulosos de las brechas de colapso (Tudanca). c y d) Brechas de colapso y carnioles de la base de la RCS (Playa San Julián, Liendo).



Foto 4: Cinturón tempestítico (Formación Sopena, techo RCS). Calizas grainstone que muestran capas de techo ondulado (tempestitas) entre calizas mudstone de buen tiempo (color gris claro). Cuchía (Cantabria).





*Foto 5: Detalle del acuñaamiento lateral de las tempestitas (Cuchía).*



*Foto 6: Detalle de las tempestitas amalgamadas.*



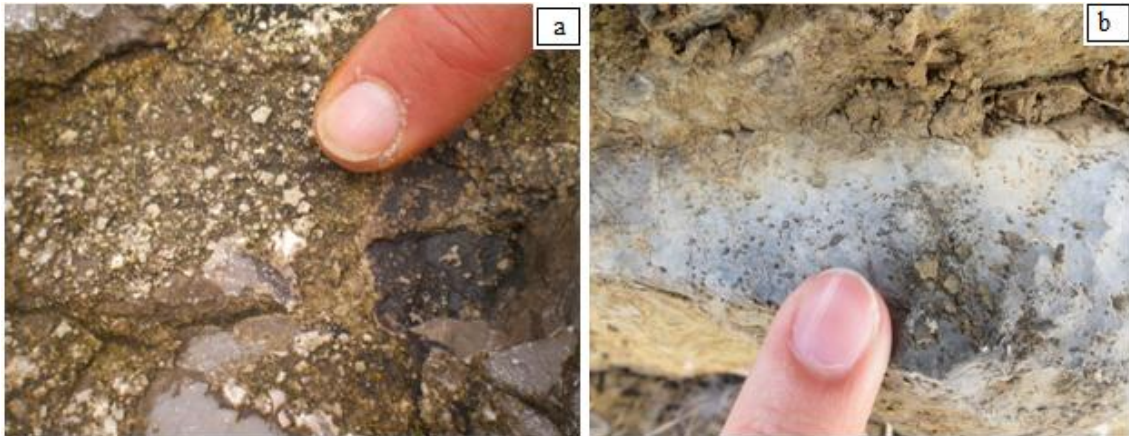
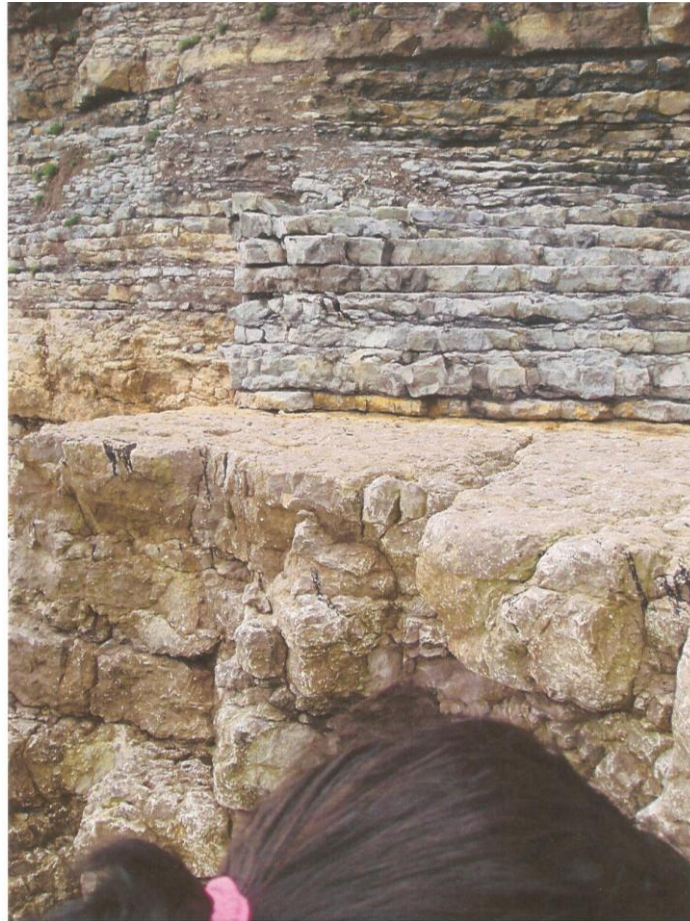


Foto 7: Grainstone bioclástico fundamentalmente de crinoideo que forman las capas tempestíticas.  
a) en Cuchía. b) en Tudanca.

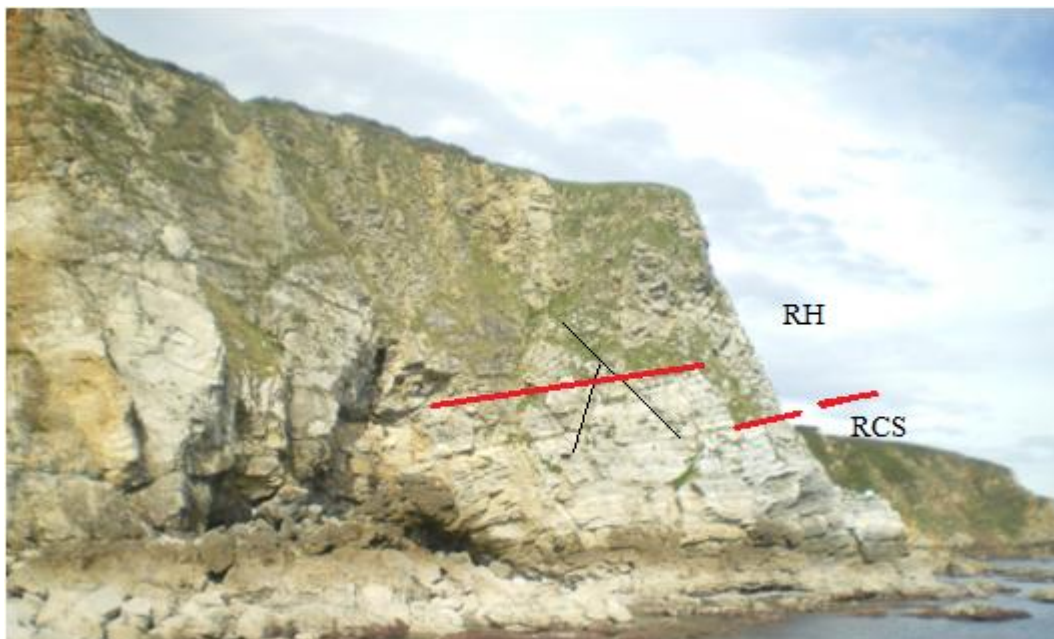


Foto 8: Sección transversal de una tempestita que muestra laminación ripple buzante hacia la derecha (Norte) en Cuchía. Este afloramiento demuestra (primera cita) que las tempestitas provienen del alto sinsedimentario de la Serie del Escudo de Cabuérniga.

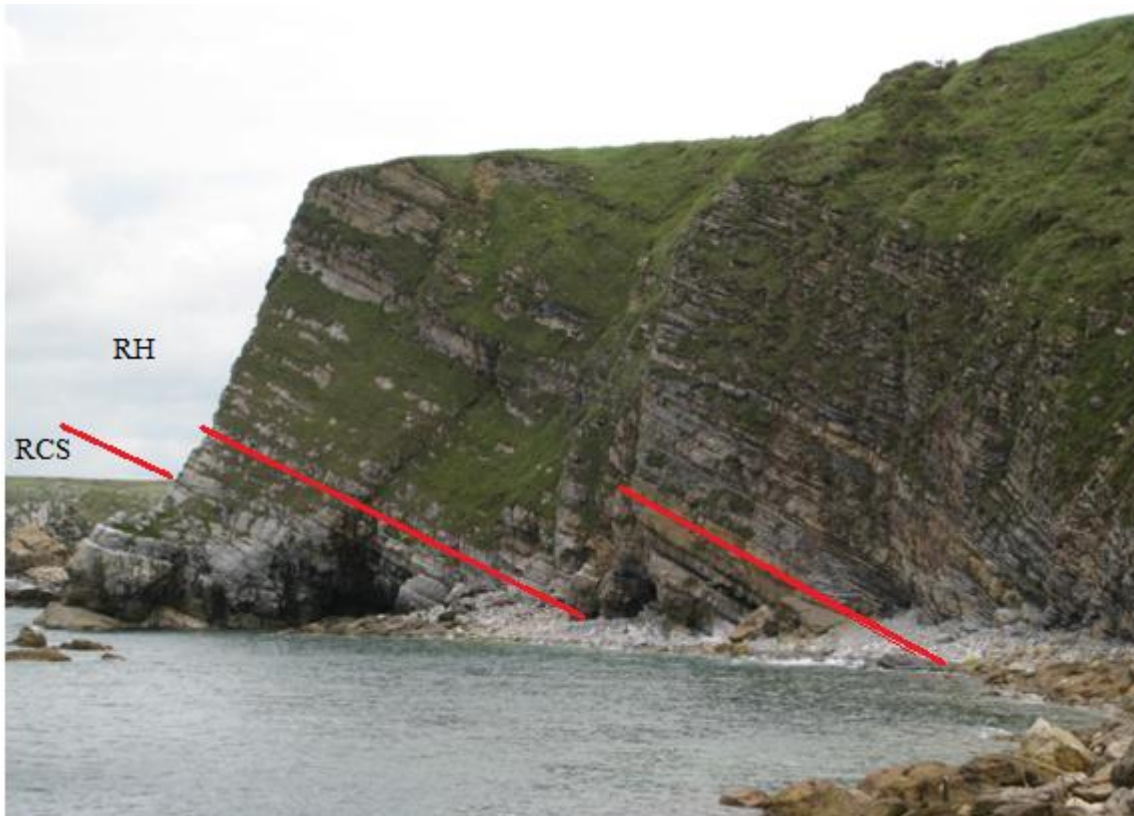




*Foto 9: Costra ferruginosa (fondo endurecido) Originado por el hundimiento tectónico brusco de la RCS y el desarrollo de una transgresión fuerte que originó el sistema de RH (marca el límite entre la RCS la RH).*



*Foto 10: Serie de Rampa Carbonatada Somera y Hemipelágica (Playa de Usgo, Cantabria), que aparecen cortados por algunas fallas antitéticas*



*Foto 11: Techo RCS (cinturón tempestítico) y base RH en Cuchía.*



*Foto 12: Facies de alternancia de caliza y margas de la base de la Rampa Hemipelágica (Tudanca).*





*Foto 13: Vista general del nivel de black shale del Pliensbachiense inferior (Tudanca).*



*Foto 14: Detalle del nivel de black shale en el que se observa la laminación y fósiles nectónicos (Tudanca). Foto 15: Nivel de black shale con intercalación de un evento turbidítico formado esencialmente por fragmentos bioclásticos (Tudanca). Foto 16: Nivel black shale (Liendo).*





*Foto 17: RH y el primer nivel de black shale del Pliensbachiense inferior situado detrás del geólogo con carpeta blanca, se observa la discordancia angular entre los materiales del Lías Superior y el Grupo Pas (Barremiense) que marca el contacto entre las etapas Inter rift y Rift del Golfo de Vizcaya de la CVC (Cuchía).*



*Foto 18: Nivel de zoophycus del Bajociense Inferior (Tudanca).*





*Foto 19: Nivel calcáreo del Bathoniense (Tudanca).*



*Foto 20: Contacto entre el nivel de margas grises y black shale del Calloviense inferior con el Grupo Campoo. Representa la disconformidad con regresión erosional que limita la etapa Inter Rift y Rift del Golfo de Vizcaya de la CVC (Tudanca).*

## 8- BIBLIOGRAFÍA

- Aurell, M., Meléndez, G., Olóriz, F., Bádenas, B., Caracuel, J., García-Ramos, J. C., Goy, A., Linares, A., Quesada, S., Robles, S., Rodríguez - Tovar, F. J., Rosales, I., Sandoval, J., Suárez de Centi, C., Tavera, J. M. and Valenzuela, M. (2002): Jurassic. En: Gibbons, W. & Moreno, M. T. (Eds.) *The geology of Spain*. Geological Society, London, 213 - 253.
- Aurell, M., Robles, S., *et al.* (2003): Trasgressive / regressive cycles and Jurassic paleogeography of northeast Iberia. *Sedim. Geol.*, **162**: 239 -271.
- Bádenas, B. (1996): El Jurásico superior de la Sierra de Aralar (Guipúzcoa y Navarra): Caracterización sedimentológica y Paleogeográfica. *Estudios Geol.*, 52: 147 - 170.
- Bádenas, B., Aurell, M., Fontana, B., Gallego, M. R., y Meléndez, G. (1997): Estratigrafía y Evolución Sedimentaria del Jurásico en la Cordillera Vasco - Cantábrica Oriental (Navarra y Guipúzcoa). *IV Congr. Jurásico España, Com.*, 41 - 43.
- Bádenas, B., Armendáriz, M., Rosales, I., Aurell, M., Piñuela, M., y García Ramos, J. C. (2013): Origen de los black shales del Pliensbachiense inferior de la Cuenca Asturiana (España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 26 (1), 41 - 54.
- Dahm, H. (1966). Stratigraphie und Paleogeographie in Kantabrischen Jura (Spanien). *Beih. Geol. Jb.*, **44**, 13 - 54.
- Fernández -López, S. y Suárez- Vega, L. C., (1980): Estudio bioestratigráfico (Ammonoidea) del Aalenense y Bajociense de Asturias. *Estudios Geol.* , **35**: 231 - 239.
- Gallego, M.R., Aurell, M., Bádenas, B., Fontana, B. and Meléndez, G. (1994): Origen de las brechas de la base del Jurásico de Leitza (Cordillera Vasco - Cantábrica oriental, Navarra). *Geogaceta*, 15, 26 - 29.
- Garmendia, J. M. y Robles, S. (1991): Litoestratigrafía del Jurásico de Guipúzcoa y NW de Navarra. *Geogaceta*, 10: 6 - 10.
- Gibbons, W. & Moreno T. (Editores), (2002): *The Geology of Spain*. The Geological Society, 649 págs.
- Jacquin, T. y Graciansky, P. C. (1998): Major transgressive - regressive cycles: the stratigraphic signature of European Basin development. En: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Sp. Publ.*, 60: 15 - 29.
- Pujalte, V., Robles, S., y Valles, J. C. (1988): El Jurásico marino de las zonas de alto sedimentario relativo del borde SW de la Cuenca Vasco - Cantábrica (Rebolledo de la Torre, Palencia). *III Col. Estratigr. Paleogeogr. Jurásico España, Guía de excursiones*. Ciencias de la Tierra (Inst. Estudios Riojanos), 11: 85 - 94.
- Quesada, S., y Robles, S., (1995a): Distribution of Organic Facies in the Liassic Carbonate Ramps of the Western Basque -Cantabrian Basin (Northern Spain). *17th Inter. Meet. Org. Geochem. Excursiones*: 36 p.

Quesada, S., y Robles., (1995b): Organic geochemistry, distribution and depositional dynamics of the Liassic organic facies of the Basque -Cantabrian Basin (Northern Spain). En: *Organic geochemistry: Developments and applications to energy, climate, environment and human history. Selected papers from the 17th Inter. Meet. Org. Geochem.* (J.O. Grimalt y C. Dorronsoro, Eds.). Graphycems, S.A., Donostia- San Sebastián, 464 - 465.

Quesada, S., Robles, S. y Dorronsoro, C. (1996) Caracterización de la roca madre del Lías y su correlación con el petróleo del campo de Ayoluengo en base al análisis de cromatografía de gases e isótopos de carbono (Cuenca Vasco - Cantábrica, España). *Geogaceta*, 20: 176 - 179).

Quesada, S., Dorronsoro, C., Robles, S., Chaler, R. y Grimalt, J.O. (1997): Geochemical correlation of oil from the Ayoluengo field to Liassic black shale units in the southwestern Basque- Cantabrian Basin (northern Spain). *Org. Geochem.*, 27: 25 -40.

Quesada, S., Rosales, I. y Robles, S. (2005). *Liassic organic facies in the Basque-Cantabrian basin (North Spain)*. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo. (ed) AGGEP. W. Martínez del olmo, 29- 52.

Quesada, S., Robles, S. y Rosales, I. (2005). *Depositional architecture and transgressive-regressive cycles within Liassic backstepping carbonate ramps in the Basque-Cantabrian basin, northern Spain*. *Journal of the Geological Society*, London, Vol. 162, 2005, pp. 531- 548.

Rat, P. (1962). Contribution à l'étude stratigraphique du Purbeckien-Wealdien de la région de Santander (Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **IV**, 3 -12.

Robles, S. y Quesada, S. (1995): La rampa dominada por tempestades del Lias inferior de la zona occidental de la Cuenca Vasco- Cantábrica. *XIII Congr. Esp. Sedim., Com.* 109- 110.

Robles, S., Pujalte, V. y Valles, J. C. (1989a) Sistemas sedimentarios del Jurásico de la parte occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *Cuad. Geol. Ibérica*, **13**: 185- 198.

Robles, S., Qusada, S., Rosales, I., Aurell, M. y García- Ramos, J. C. (2004) El Jurásico marino de la Cordillera Cantábrica. *Geología de España*. Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España.

Rosales, I., Quesada, S., y Robles, S. (2001): Primary and Diagenetic isotopic signal in fossils and hemipelagic carbonates: the lower Jurassic or northern Spain. *Sedimentology*, 48: 1149- 1169.

Rosales, I., Quesada, S., y Robles, S. (2001): Geochemical arguments for identifying second-order sea-level changes in hemipelagic carbonate ramp deposits. *Terra Nova*, 18, 233- 240.

Suárez Ruiz, I. (1987). Caracterización, Clasificación y estudio de la evolución de la materia orgánica dispersa en el Jurásico de Asturias y Cantabria. PhD thesis, Universidad de Oviedo.

Suárez Vega, L. C. (1974) Estratigrafía del Jurásico en Asturias. *Cuad. Geol. Ibérica*, **3**: 1- 368.

Stow, D. A. V., Huc, A. & Bertrand, P. (2001): Depositional processes of black shales in deep water. *Marine and Petroleum Geology*, 18: 491 - 498.