

**Programa Geosentrip
Geoparque de Las Loras
Museo del Petróleo de La Lora
Merindades**

Día 1. 28-Mayo-2019

Viaje Madrid – Burgos (8:00-11:00)

- 1.1. Peña Amaya (12:00-13:30)
- 1.2. Corte geológico por el Geoparque de las Loras (13:30-14:30)
- 1.3. Indicios de petróleo de Basconcillos del Tozo. Erosión remontante de la sub-cuenca del río Hurón. (14:30-15:00)
Comida en Sargentos de la Lora. Bar Oro Negro
- 1.4. Museo del Petróleo de la Lora, Campo de Ayoluengo y Dolmen de la Cañada (17:30-19:30)
- 1.5. Anticlinal de Polientes (19:30-20:00)

Cena y noche en Polientes

Día 2. 29-Mayo-2019

- 2.1. Bárcena de Ebro (8:00-10:00)
- 2.2. Polientes- Cañones del Ebro-Orbaneja del Castillo (10:00-12:00)
- 2.3. Valle de Zamanzas. Antiguas explotaciones de hidrocarburos (12:00-13:30).
- 2.4. Puerto de La Mazorra. Vista de las estructuras de la zona (13:30-14:30)
Comida en Villarcayo
- 2.5. San Pantaleón de Losa. Anticlinal de La Hoz (16:30-18:00)
- 2.6. Anticlinal de Tesla desde el Castillo de Tedeja (18:00-19:00)

Cena y noche en Oña

Día 3. 30-Mayo-2019

- 3.1. Diapiro de Poza de La Sal y Centro de Interpretación de las Salinas de Poza de la Sal
Comida en Poza de la Sal, o Burgos.
Opcionalmente, Museo de la Evolución Humana en Burgos

Regreso a Madrid (17:00-20:00)



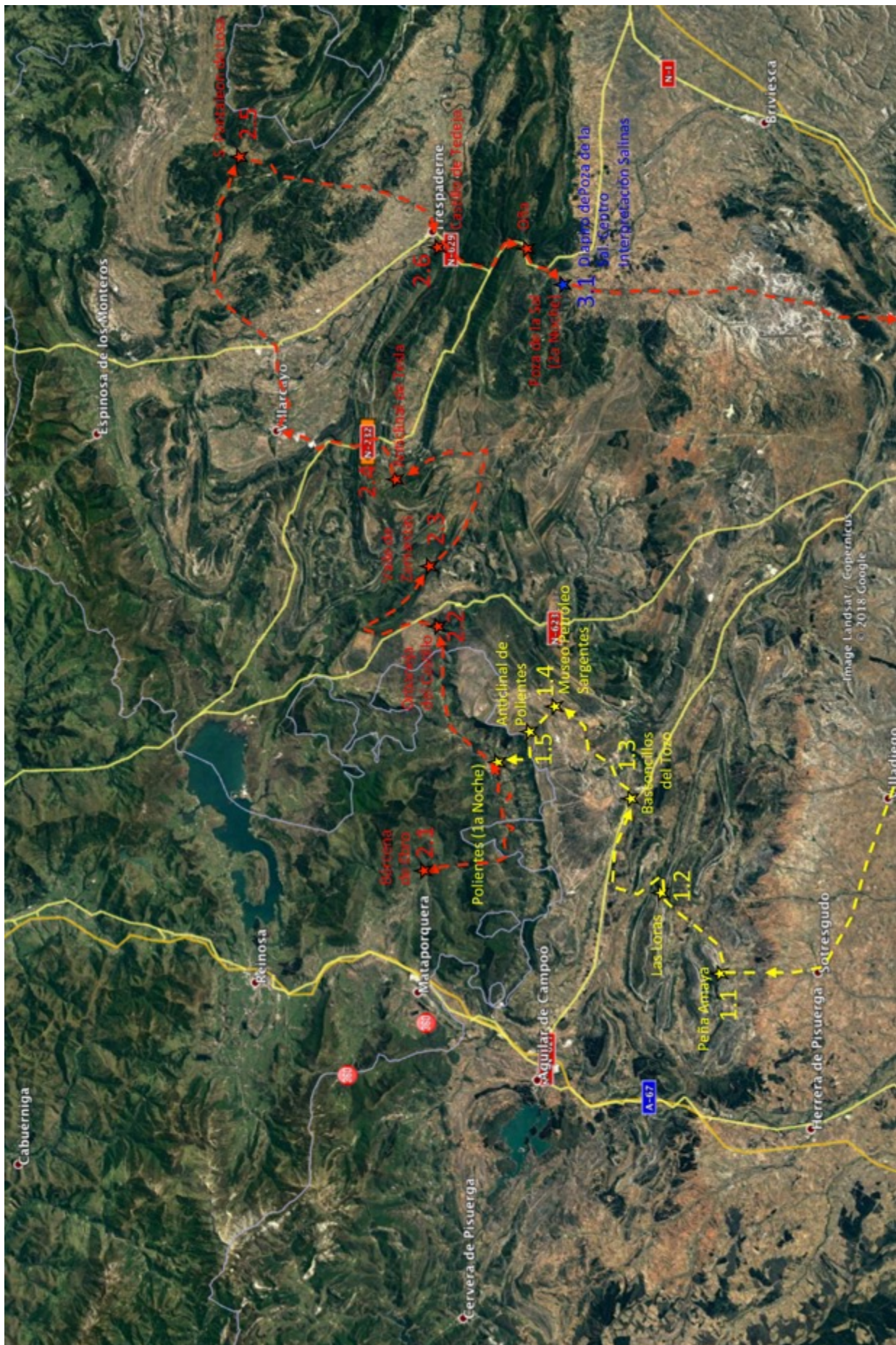


Imagen de Google Earth con las paradas y el itinerario de la excursión



Mapa geológico con las paradas y el itinerario de la excursión

Resumen geológico de la Cuenca Vasco-Cantábrica.

Estructura

La Cadena Pirenaica puede dividirse en dos grandes sectores, los Pirineos propiamente dichos, y la Cuenca Vasco-Cantábrica, o Pirineos Occidentales. El límite entre ambos sectores se ha ubicado en la Falla de Pamplona. La Cuenca Vasco-Cantábrica se caracteriza por una potente sucesión sedimentaria, de edad Mesozoica y Terciaria fundamentalmente. Está limitada al Norte por el cañón de Cap Breton, al Sur por las depresiones del Ebro y Duero, al Oeste por el macizo Cántabro-Asturiano, y al Este por los macizos paleozoicos de Cinco Villas y Aldudes o Quinto Real, y por la alineación de los diapiros navarros donde se ha situado la falla de Pamplona.

En la Cuenca Vasco-Cantábrica se pueden reconocer varios dominios geográficos y geológicos. En cada uno de ellos, la estratigrafía presenta grandes variaciones tanto en espesor como de facies sedimentarias. Esta variación es un reflejo de la configuración estructural que tenía la cuenca durante la etapa rift en el Cretácico inferior, como consecuencia de la apertura del Golfo de Vizcaya formado a partir de una separación y giro de la placa ibérica con relación a la placa europea.

En base a criterios estructurales o en diferencias estratigráficas, pueden distinguirse varios dominios:

El *Bloque Santanderino* se sitúa al oeste del accidente N-S de Ramales y al norte de la falla de Cabuerniga, y representa la terminación mas occidental de los afloramientos Mesozoicos de la Cuenca.

El área meridional, o Plataforma de Montorio-La Lora, constituye una amplia zona con entidad por si misma y rasgos diferenciados, denominada Plataforma Burgalesa, o Plataforma Norcastellana.

La *Plataforma Burgalesa* limita al sur con la depresión del Duero sobre la que cabalga por medio de la compleja Banda plegada de Montorio, continuando los materiales Mesozóicos bajo la cobertera Terciaria de la Cuenca del Duero. En este dominio pueden distinguirse a su vez otras áreas diferenciadas como la Cubeta o Cuenca de Polientes, Cubeta de Sedano, etc. El límite septentrional vendría definido por la Banda plegada de Tesla. Este dominio representa un borde sur del margen Noribérico con ambientes sedimentarios mas internos para el Cretácico-Terciario que el dominio del Surco Navarro-Alavés localizado mas al norte.

El *Surco Navarro-Alavés* limita al norte con el anticlinal de Bilbao y el Arco Vasco, y al sur con la Banda plegada de Tesla, y con la Cuenca del Ebro-Duero por medio del Frente cabalgante de la Sierra de Cantabria-Montes Obarenes. En general presenta una estructura suave monoclin al sur, con excepción de los sinclinales de Villarcayo y Treviño-Urbaña localizados en la zona meridional. Corresponde con una zona en la que ha existido una fuerte subsidencia, por lo que las denominaciones hacen referencia a "surco" o "cubeta", etc. Las facies en general son de plataforma externa o abierta, pero sin llegar a un dominio marino profundo.

El *Arco Vasco* se localiza entre la costa vasca y el Bloque Alavés y es la zona de mayor complejidad estructural, con presencia local de metamorfismo térmico y magmatismo en el Cretácico.



Esquema estructural de la Cuenca Vasco-Cantábrica

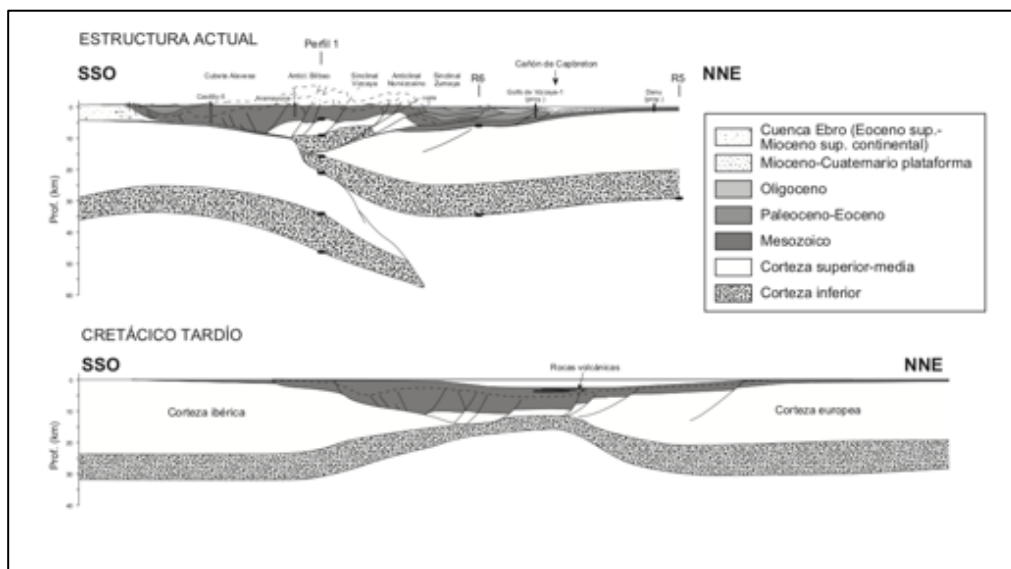
Una característica distintiva de la Cuenca Vasco Cantábrica es la existencia de una tectónica salina activa con presencia de numerosas estructuras diapíricas circulares que han llegado a perforar las series superiores hasta aflorar en superficie. El movimiento de la sal se ha producido a lo largo del Cretácico inferior fundamentalmente, siendo evidente como la distribución de la sal, condicionó la sedimentación a lo largo de la cuenca.

Después de la apertura del Golfo de Vizcaya y la rotación o traslación sinistral de Iberia con relación a Eurasia, tuvo lugar una fase de colisión y acercamiento de placas que formó la cadena pirenaica. Con anterioridad a esta colisión se produjo la apertura del Golfo de Vizcaya y la rotación de la península Ibérica aproximadamente 35° hacia el NE, formándose un sistema de rift en el Jurásico superior-Cretácico inferior. Existen tres modelos descritos de apertura. En el primero, la apertura iría acompañada de una traslación senestral de 300 a 500 km de la Península Ibérica a favor de una gran falla de desgarre norpirenaica estando el polo de rotación en París. En un segundo modelo, la apertura sería "en tijera" mediante un polo de rotación situado en la esquina surenoriental del Golfo de Vizcaya, o en la parte occidental de los Pirineos, y por último un tercer modelo se habría producido en varias fases con distintos polos de rotación.

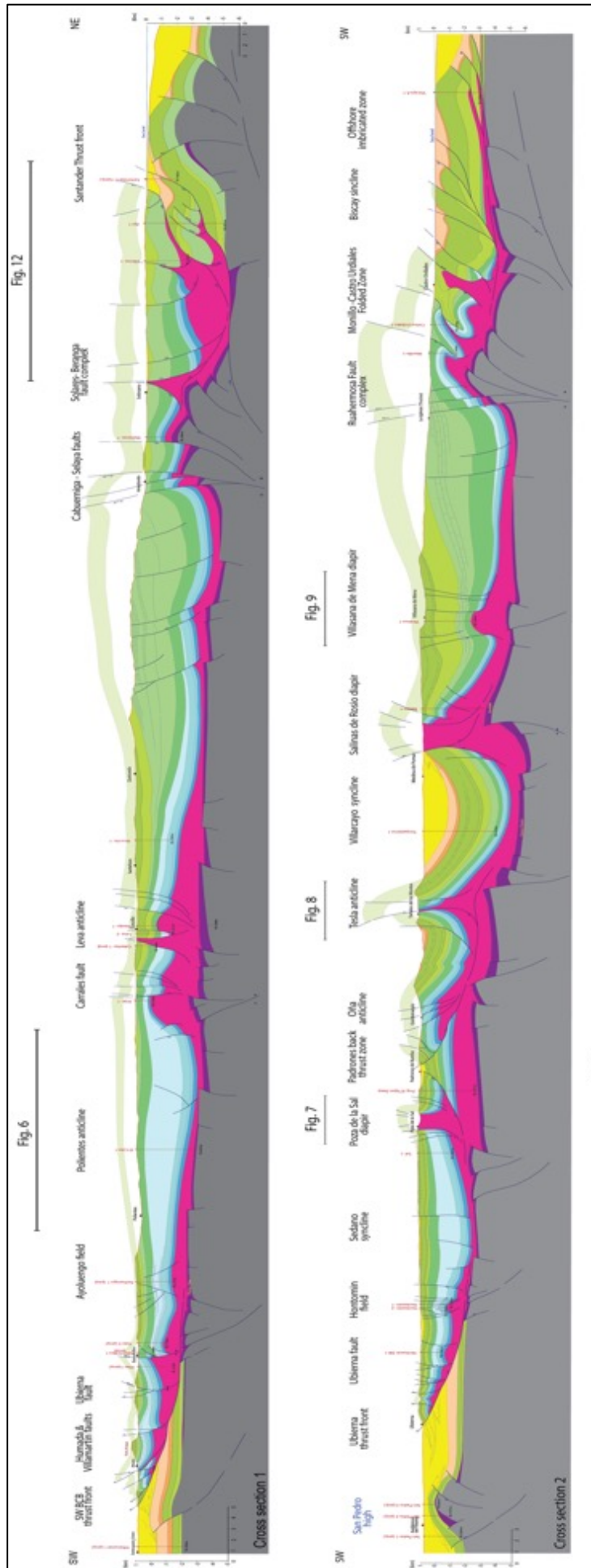
La formación de la colisión ha sido también objeto de diferentes teorías e interpretaciones, tratando de explicar los grandes elementos de la cadena como la *Falla Norpirenaica*, emplazamiento de los diferentes macizos y vergencias y geometría de la corteza profunda. Desde el inicio se postuló una zona de subducción a lo largo del margen Noribérico, con estructuras similares a un prisma de acreción, invocándose diversos modelos de colisión entre placas, con subducción de corteza oceánica hacia el sur bajo la placa ibérica y colisión continental en la zona oriental. Después de la adquisición de líneas sísmicas profundas de reflexión como el ECORS en los Pirineos centrales, la imagen resultante derivó en la interpretación de una corteza europea más delgada que al indentarse con la corteza ibérica, produjo una subducción de esta bajo la europea.

En los últimos años se han adquirido numerosos perfiles complementarios para perfeccionar los modelos de formación de la cadena pirenaica. A partir de los datos aportados por las campañas ESCIN y MARCONI en el off-shore asturiano, se ha podido reconstruir el modelo rift inicial, según el cual desde el Jurásico superior se instauró un régimen extensional relacionado con la apertura del Golfo de Vizcaya. A partir del Cretácico superior-Eoceno se produjo la principal fase de compresión con la inversión de estructuras previas de la cuenca, coincidiendo con la subducción de la placa Ibérica bajo la Europea, aunque algunos autores han propuesto un modelo diferente con subducción hacia el sur de la placa Europea bajo la placa Ibérica.

La estructura profunda de la Cuenca Vasco-Cantábrica, se interpreta con una superficie cabalgante continua desde el frente de la Sierra de Cantabria hasta el manto por debajo del cual se habría producido la subducción de la corteza ibérica (ver figura adjunta). La geometría de esta estructura fue condicionada por la geometría de la cuenca mesozoica y responde a la inversión de una falla normal que la delimitaba por el sur. El modelo ha sufrido variaciones recientemente postulándose una hiperextensión en la fase rift que habría producido un adelgazamiento extremo de la corteza con un manto muy superficial, responsable del metamorfismo local que se encuentra en algunas zonas del Arco Vasco.



Reconstrucción cortical de un corte oriental de la cuenca Vasco-Cantábrica (Pedreira, 2004)

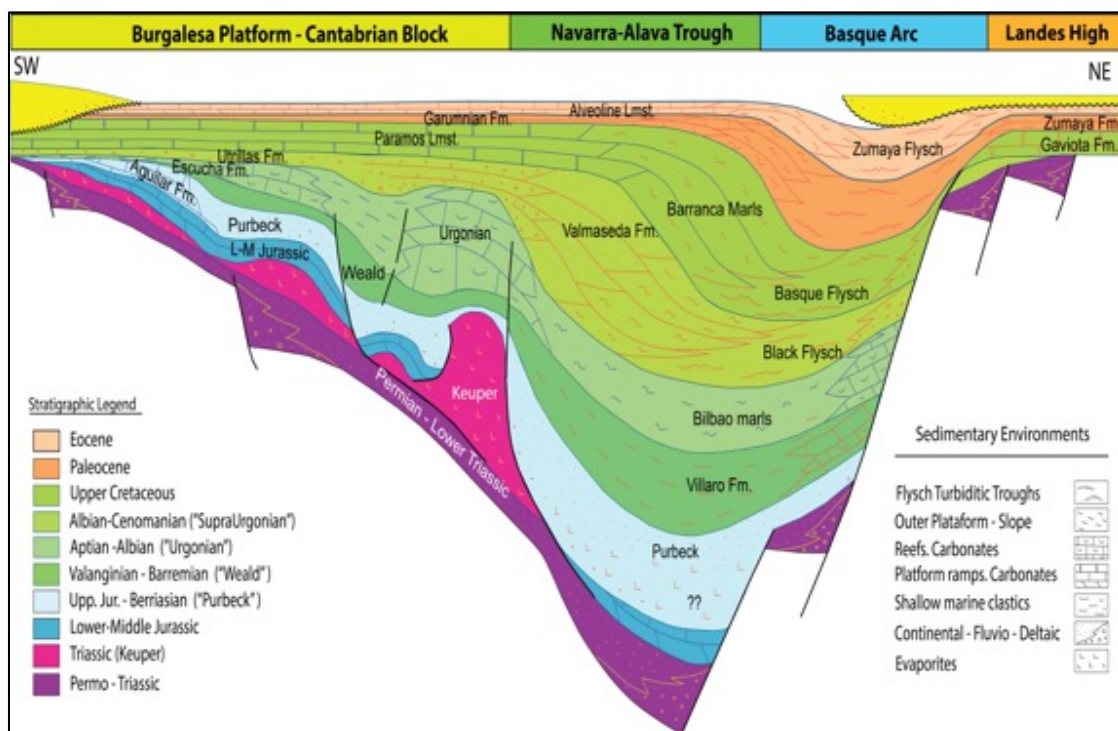
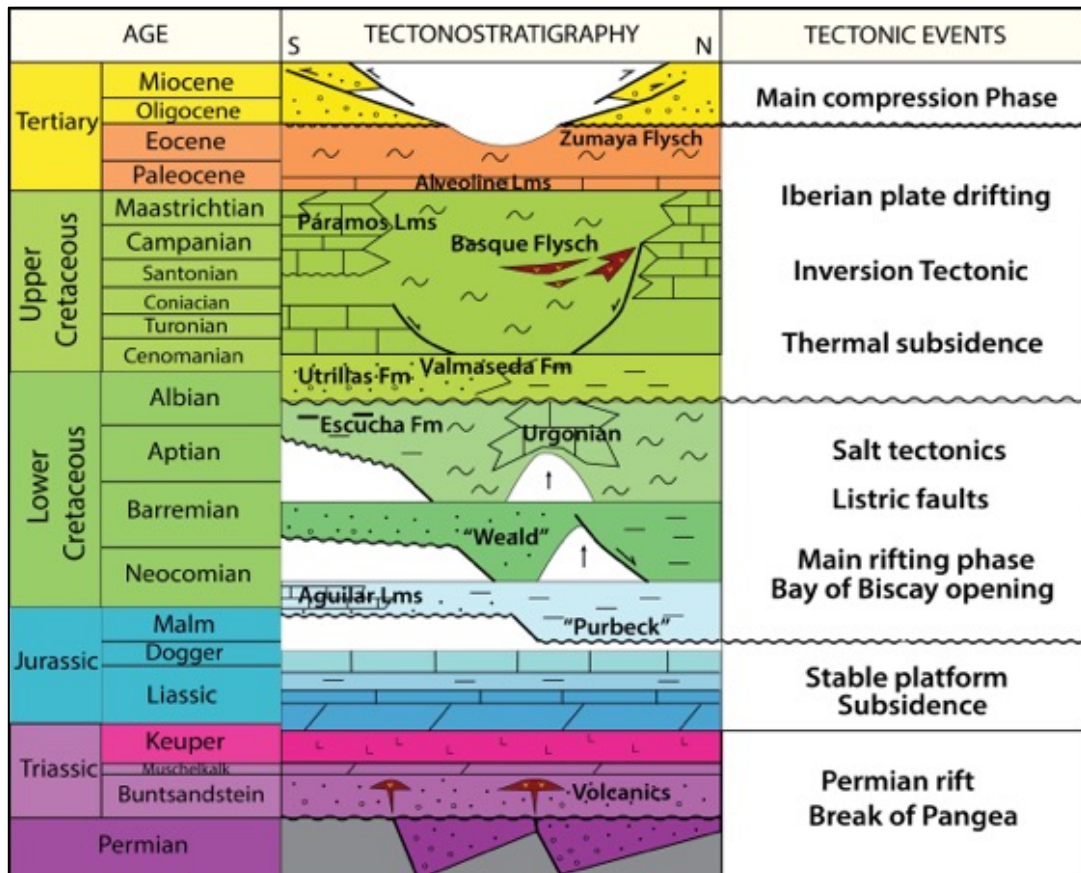


Cortes geológicos de la zona occidental de la Cuenca Vasco-Cantabrica

Estratigrafía

La estratigrafía regional de la Cuenca Vasco-Cantábrica está relacionada con la evolución geodinámica de la misma y es difícil resumirla de forma general ya que presenta importantes variaciones de potencia, (llegando a alcanzar mas de 15 kms. de espesor), y facies.

La estratigrafía regional y las relaciones sedimentarias entre las distintas formaciones de la Cuenca Vasco-Cantábrica puede verse resumidas en las figuras adjuntas. Puede ser dividida en grandes secuencias deposicionales, separadas por discordancias a nivel regional. En dichas figuras aparecen representados algunos nombres de formaciones mas comunes usadas en la Cuenca.



Parada 1.1. Peña Amaya

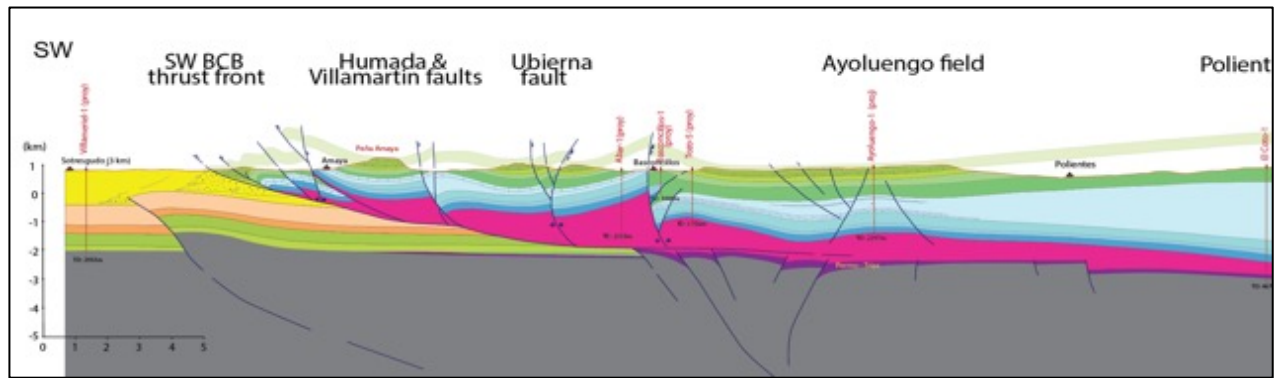
Desde la localidad de Amaya, subida hasta la planicie donde se ubica el Castro Cantabro del mismo nombre y desde donde hay una buena vista del borde sur del Geoparque de Las Loras.



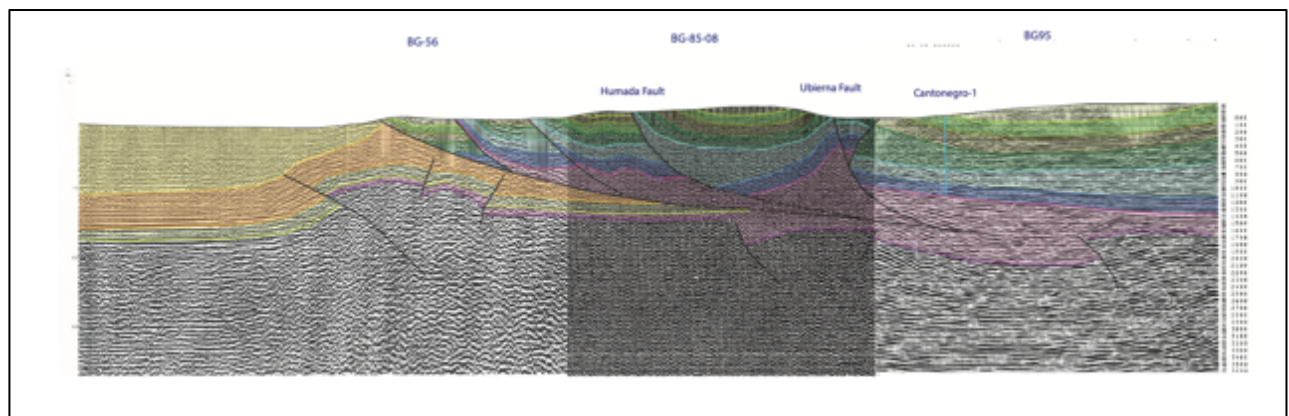
Vista de las Loras de Amaya y de Albacastro desde el Este

Parada 1.2. Corte por el borde sur del Geoparque de las Loras

Desde Amaya recorrido por la parte sur del Geoparque de Las Loras viendo sus estructuras principales como las fallas de Villamartin, Humada, Basconcillos, y Ubierna, así como los sinclinales de Humada y Corralejo (ver corte y línea sísmica adjuntos).



Corte geológico del Geoparque de Las Loras



Sección sísmica del borde sur de la plataforma Burgalesa

El pozo Villameriel-1 ubicado hacia el oeste proyectado en el sur, proporciona el control estratigráfico en la cuenca del Duero. En esta zona, el paleozoico se encuentra a 3 km de profundidad desde la superficie topográfica actual. La cuenca Vasco-Cantábrica cabalga los depósitos Cretácico y Terciario de la cuenca del Duero a través de un frente tectónico que emerge en superficie, parcialmente cubierto por los depósitos sin-tectónicos del Mioceno. El acortamiento tectónico de la CVC en esta transversal es de aproximadamente 15 km. Inmediatamente al sur del frente tectónico, se observa un pliegue que afecta al Paleozoico en la cuenca del Duero. Esta estructura presenta vergencia sur, y fue originada durante la fase compresiva Miocena. Presenta un estilo tectónico de piel gruesa debido a la ausencia del Keuper en esta área.

El Cretácico Superior de la Peña de Amaya está situado a 500 m topográficamente más alto que las rocas con la misma edad del frente tectónico sur. Esta es la consecuencia de la existencia de un cabalgamiento de dirección NE-SE que eleva y sobrepone a la serie Jurásico-Cretácico de Amaya, que sobre el Utrillas-Weald del bloque inferior. Las formaciones de Utrillas-Weald se disponen discordantemente sobre una delgada secuencia del Purbeck, compuesta por las calizas lacustres de Aguilar, y sobre un Jurásico inferior muy reducido.

El anticlinal Humada es un pliegue orientado en sentido WNW-ESE, afectado en su núcleo por una falla inversa. El espesor de Purbeck varía mucho en los dos flancos, debido a que esta falla actuó durante el rift del Jurásico superior-Cretácico inferior como una falla normal con mayor espesor sedimentario en el flanco norte. Posteriormente se invirtió como falla inversa durante el Terciario, y fue afectada por la falla de desgarre de Villamartin.

Una de las estructuras más distintivas de la plataforma Burgalesa en la parte SW de la cuenca es la falla de Ubierna. Tiene un sistema de fracturas tipo Riedel con bloques rotados, características de un modelo strike-slip. Desde el Terciario, ha actuado como falla transpresiva con un movimiento dextro a lo largo de 120 km de longitud, donde el desplazamiento acumulado del lado derecho supera los 15 km.

El anticlinal Basconillos fue perforado intensamente ya que en su núcleo existen numerosos indicios de petróleo conocidos desde la antigüedad. Se ve afectado por la falla de Basconillos, cuya disposición tectónica es similar a las fallas de Humada y Ubierna, mostrando una geometría en forma de flor negativa o positiva dependiendo del tramo extensivo o compresivo correspondiente.

El anticlinal Polientes aparece como un gran depocentro sinsedimentario invertido con un Purbeck muy potente como se evidencia en el pozo Coto-1, que perforó el mayor espesor de esta secuencia en el núcleo de el anticlinal. Durante el Cretáceo tardío-Cretácico inferior, este depocentro se ubicó entre dos áreas altas diapíricas salinas.



La falla de Ubierna en Google Earth



Calizas del Coniaciense del sinclinal de Valdelucio. Mostrando las fallas asociadas al desgarre de Ubierna

Parada 1.3. Indicios de Basconcillos del Tozo

En las cercanías de la localidad de Basconcillos del Tozo se encuentra asfalto impregnado en areniscas de edad Cretácico (Formación Utrillas). Este asfalto es el resultado de la degradación del crudo que estuvo almacenado en estas areniscas. La erosión hizo que estas areniscas afloraran a la superficie y el petróleo se degradara. La migración del petróleo se produjo principalmente a partir de la falla de Basconcillos. El anticlinal del Tozo representaría por tanto un antiguo yacimiento que ha sido desmantelado por la erosión como consecuencia de la elevación que sufrió toda la zona durante la etapa compresiva Terciaria.



Indicios de petróleo de Basconcillos del Tozo

Erosion remontante de la subcuenca del río Hurón

Cerca de Basconcillos del Tozo se puede observar como el río Hurón, perteneciente a la cuenca Hidrográfica del Duero, se sumerge en un valle ciego bajo un conjunto calizo kárstico del Cretácico superior, para aflorar nuevamente varios kilometro mas hacia el Este perteneciendo a la cuenca hidrografía del Ebro



Area de la subcuenca del rio Huron en la vertiente del Duero



Valle ciego del rio Huron



El rio Hurón en la vertiente del Ebro bajo el Puente del Diablo

Parada 1.4. El Museo de Petróleo de Sargentos de la Lora y el Campo de Ayoluengo

El Museo de Petróleo de La Lora fue inaugurado el 21 de Marzo de 2015, abriéndose al público para su visita. La creación de este Museo coincidió con el 50 aniversario del descubrimiento del campo de petróleo de Ayoluengo, celebrado el 7 de Junio del 2014. Para la gestión del museo se ha creado la Fundación del Petróleo de La Lora dependiente de la Diputación de Burgos y el Ayuntamiento de Sargentos de Lora. El Museo pretende dar a conocer por medio de paneles explicativos y videos, la historia del campo, así los como aspectos básicos de la exploración y producción de petróleo. Hay piezas y herramientas de perforación, registros eléctricos, y aparatos variados relacionados con la industria petrolera.

Existe además una variada colección de documentos gráficos, periódicos de la época, fotografías antiguas, etc. También se muestra la geología de la zona, ya que es parte del Geoparque de Las Loras. Recientemente se ha inaugurado en el exterior un jardín de rocas con muestras de las litologías mas representativas de la zona. Existe una web donde se pueden consultar mas datos, así como horarios de visitas



El Campo de Ayoluengo

El descubrimiento inicial, Ayoluengo-1, tuvo lugar después de varios intentos exploratorios en la zona, en la cual, debido a los muchos indicios de hidrocarburos, se perforaron pozos sobre todo en el valle de Zamanzas, pero con pobres resultados, ya que inicialmente fueron implantados basados en geología de superficie, sin apoyo sísmico. Así ya desde el año 1900, con el sondeo Huidobro, se conocen las actividades exploratorias de la provincia de Burgos.

El descubrimiento del campo de Ayoluengo representa un recuerdo vivo del inicio de la historia exploratoria petrolera de España. Amoseas consorcio descubridor, en el que participaron Campsa, Texaco y Chevron, perforó el pozo Ayoluengo-1 en 1964, recuperando en un DST, 85 bbls/d. de petróleo de 36° API en un nivel de areniscas del Purbeck de 5 m. de espesor.

El campo, inició la producción en el año 1967 la cual ha continuado durante 50 años de forma ininterrumpida. La producción diaria máxima fue de unos 5000 bbls/d. a finales de los años 60, manteniéndose estable en 1500 bbls/d. desde 1975 por 10 años, declinando posteriormente hasta la actualidad.

Sucesivamente ha sido operada por diferentes compañías desde Amoseas en el inicio, Chevron a partir del año 1985, Hispanoil en 1987, Northern Petroleum, en 2002, Ascent Resources Plc, en 2006, y finalmente Leni Gas&Oil, que opera el campo desde 2007 hasta la actualidad, con una producción diaria aproximada de unos 110 bbls/d. y 37.000 scf/d.

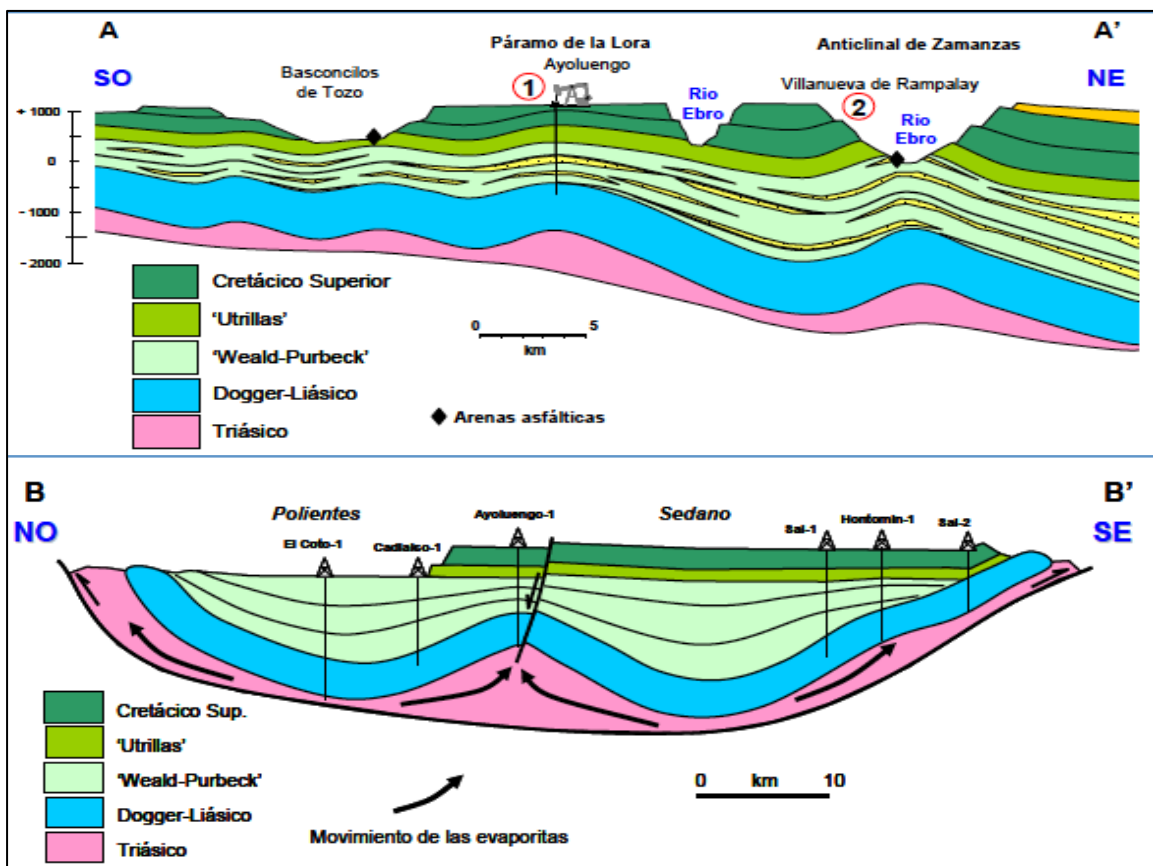
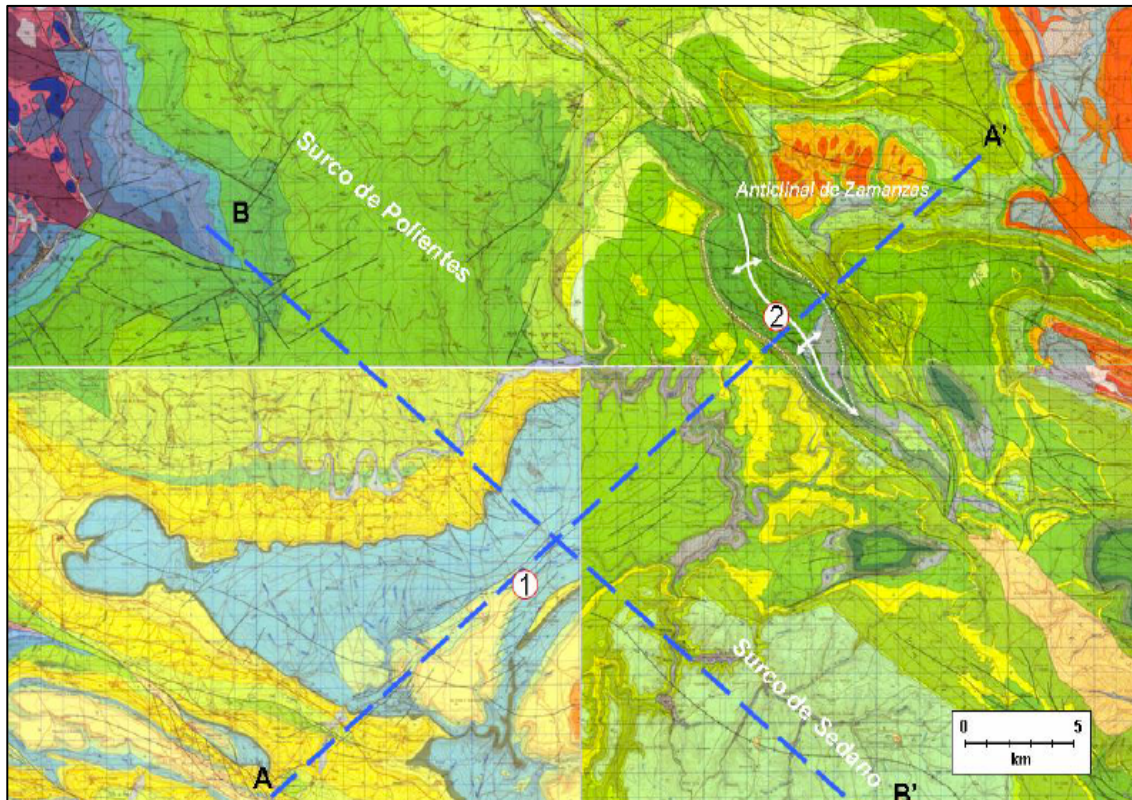
La producción total acumulada ha sido de unos 17 Millones de bbo., y para lograr dicha producción se han perforado 53 pozos. El numero de pozos tan elevado se debe a la naturaleza discontinua de los almacenes, que ha hecho difícil su producción, así como la cuantificación de sus reservas.

El mecanismo de producción del yacimiento es inicialmente natural por expansión del gas en solución. Debido a la depletación de este gas y a la caída de la presión que empuja el crudo, la producción tiene que ser ayudada por el uso de bombas de balancín.

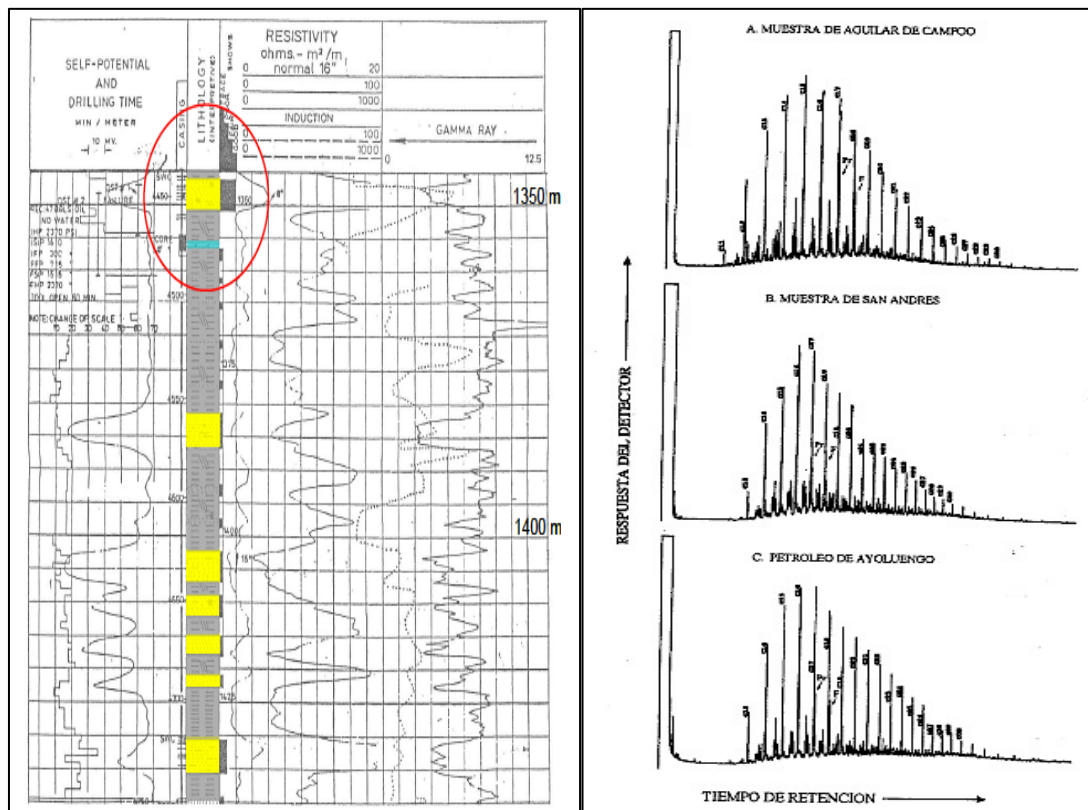
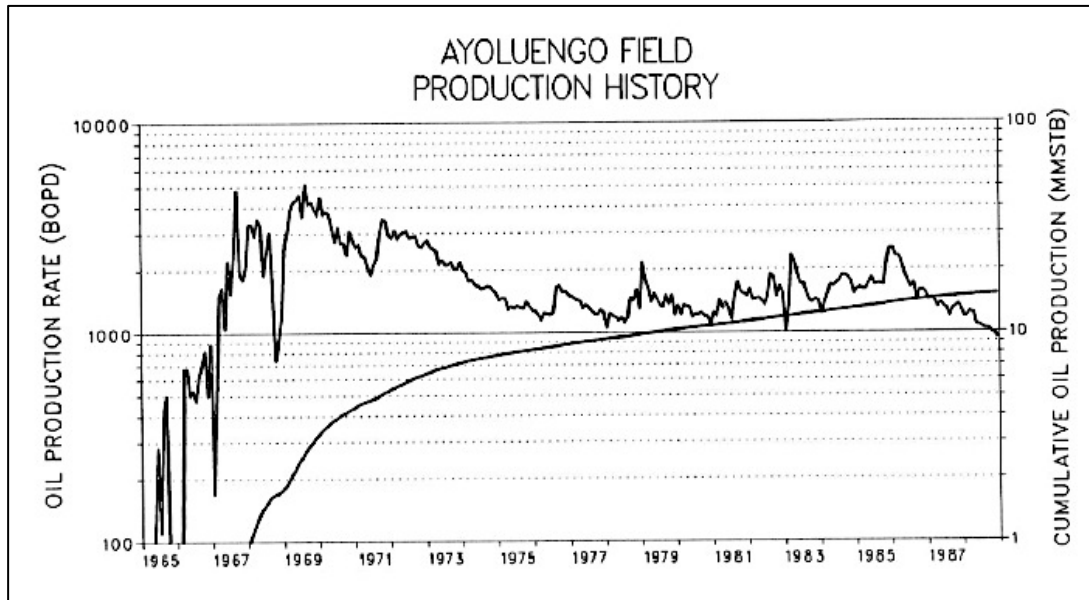
El almacén se encuentra en las arenas del Purbeck. Se han localizado mas de 40 niveles de areniscas discontinuas con geometrías lenticulares depositadas en un ambiente fluvial y marino somero. Los espesores varían entre 2 y 10m. y se hallan intercaladas entre arcillas que las separan. La porosidad media es del 18%, aunque a veces se llega al 28%, y a valores mínimos del 8%.

La permeabilidad es también muy variable, desde pocos mD., hasta 500 mD. La distribución irregular de las arenas, así como las características petrofísicas tan variables, ha hecho que el factor de recuperación del campo haya sido solamente del 20%.

La roca madre del Campo de Ayoluengo se encuentra en las margas negras de la formación Camino de edad Pliesbaquiense- Toarciense (Lías). La potencia de estas formaciones es de unos 100m., siendo el TOC del 1-8%, el tipo de querógeno I-II, y el índice de productividad S2 de hasta 50 mgr/gr. La migración desde los niveles jurásicos hasta los almacenes se puede haber producido a través de la intensa fracturación que afecta al campo. Existe una buena correlación de cromatogramas realizados sobre muestras de campo de esta formación, y en crudos del campo. (ver figuras adjuntas)



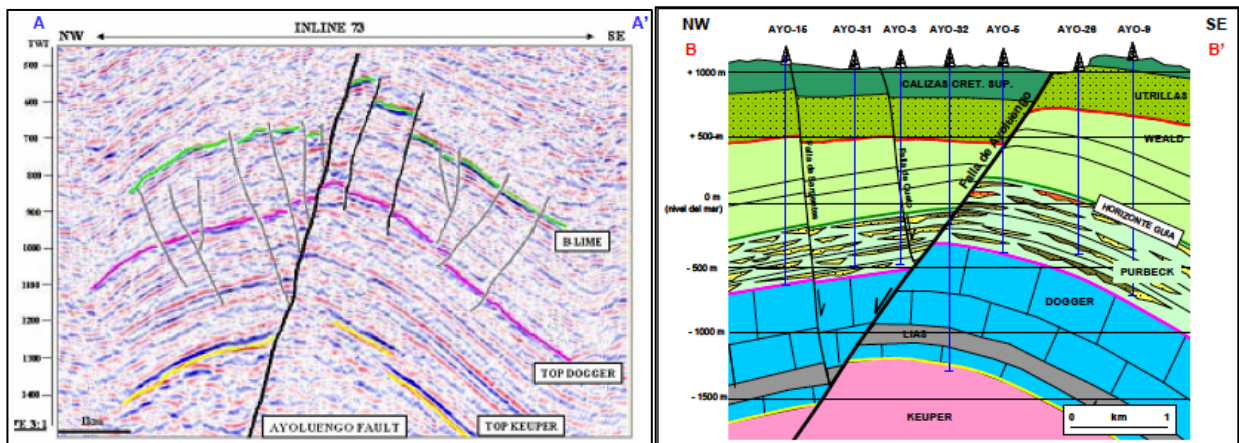
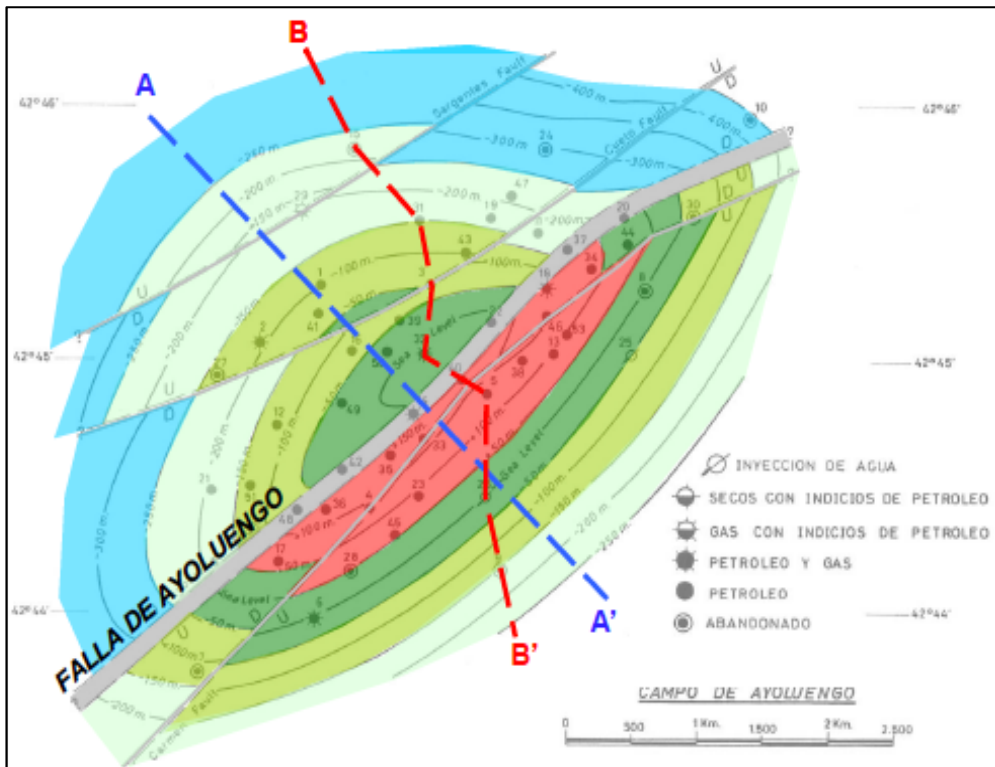
La trampa del campo es un antiguo anticlinal de origen salino orientado en sentido NE-SO invertido posteriormente. El eje del anticlinal tiene 10 km. de longitud y el cierre vertical es de 300m. Esta estructura se halla en un alto relativo entre los surcos de Sedano al este, y el de Polientes al oeste. El anticlinal esta fallado, con varias fallas de dirección NE-SO, que compartimentalizan el campo en varios bloques. La principal, llamada falla de Ayoluengo divide el campo en dos bloques y tiene un salto de 250 m. El anticlinal de Ayoluengo es una combinación de un movimiento salino en una edad Jurásico superior-Cretácico inferior y una tectónica alpina Terciaria que pliega mas la estructura.



Log eléctrico del intervalo 1345-1440m, del pozo Ayoluengo-1. Correlacion de cromatogramas entre el crudo de Ayoluengo y muestras de Roca madre del Lias

El sello regional se localiza en los tramos calizos y arcillosos del Purbeck superior, así como las arcillas que se sitúan entre los almacenes y por encima de ellos.

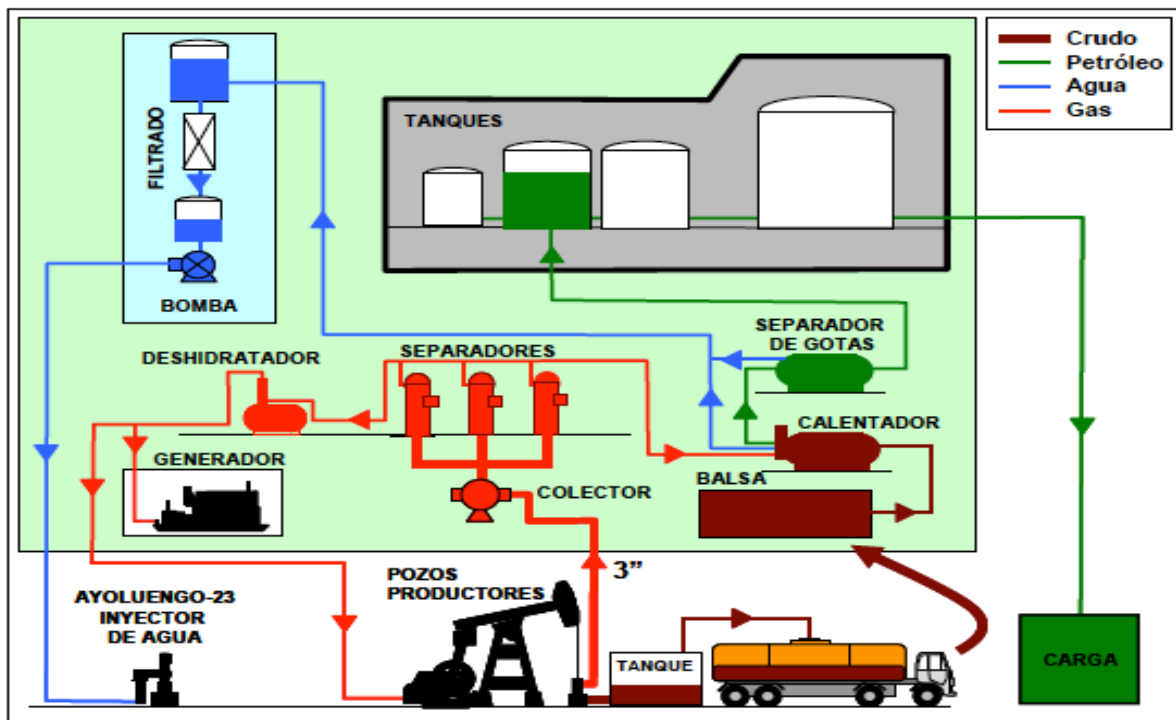
Los pozos productores están unidos con las instalaciones del campo a través de dos tuberías. Una transporta el gas hasta la estación receptora. Parte del gas es enviado a través de una segunda tubería para mover los motores de los balancines. La mezcla de petróleo y agua es almacenada en tanques, y transportada a la estación receptora mediante un camión cisterna. El agua después de ser tratada se vuelve a inyectar en el yacimiento.



Mapa estructural techo almacén, línea sísmica 3D, y corte geológico del Campo Ayoluengo



Imágenes de los separadores, calentadores y separador de gotas



Esquema de las instalaciones de producción del Campo de petróleo de Ayoluengo

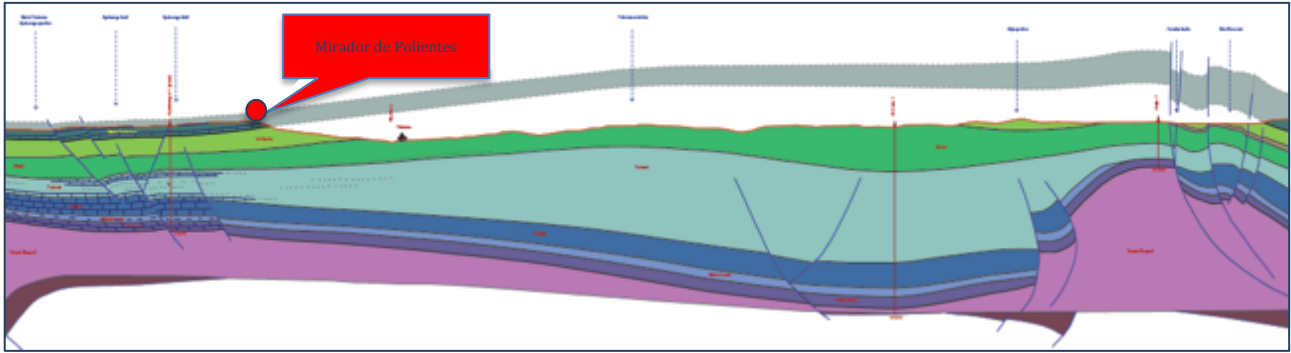
Dolmen de la Cañada

A 3 Km. De Sargentos de la Lora visita del monumento megalítico prehistórico del dolmen de la Cañada



Parada 1.5. Anticlinal de Polientes

Desde el mirador de Polientes se puede observar en una gran panorámica una vista del anticlinal del mismo nombre. El anticlinal de Polientes está delineado en sus niveles superiores por las crestas de las calizas del Cretácico superior, formando una gran estructura de decenas de kilómetros de longitud. El núcleo está formado por materiales del Purbeck y Weald, que alcanzan un espesor de varios miles de metros, como lo atestigua el sondeo perforado El Coto-1. Este espesor correspondió a un antiguo surco o depocentro donde se concentraron las mayores potencias sedimentarias. Posteriormente durante una inversión tectónica en el Terciario, dicho surco fue plegado y elevado resultando la configuración actual.



Corte geológico del anticlinal de Polientes

Parada 2.1. Purbeck-Weald de Polientes

En las proximidades de Barcena de Ebro se reconoce la serie del Purbeck superior equivalente litológicamente a los almacenes productores del campo de Ayoluengo

Descripción de la Formación Loma somera (García de Cortazar y Pujalte, 1982)

Definida también por PUJALTE (1982), designa la intercalación marina de la parte superior del Grupo Cabuérniga. Se trata de una formación muy variable litológicamente, cuyo rasgo individual más distintivo es la presencia de ostreidos. Su espesor máximo es de 700 m en la zona de Reocín de los Molinos-Bárcena de Ebro, y en algunos puntos parece descansar en suave discordancia sobre la infrayacente Formación de Aroco. Hacia el SO y hacia el NO se interdigita lateralmente con la formación de Arcera. La unidad consta de 3 Miembros. El *inferior* (125m en el corte tipo) está formado por la repetición vertical de secuencias como la esquematizada en la figura 6b: constan de un tramo basal de cuarciarenitas de tamaño de grano fino a medio, cementación silíceea y estratificación cruzada del surco que da lecturas de paleocorrientes unidireccionales.



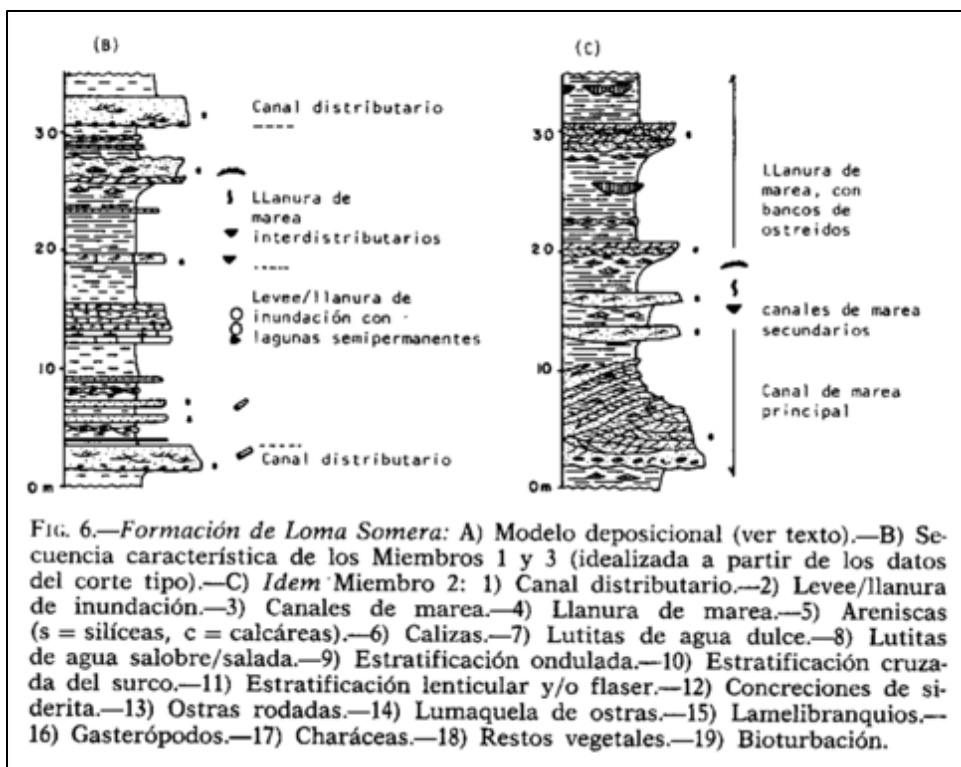
Imagen de la Formación Loma somera

La secuencia ideal del Miembro 1 consta de una parte inferior de agua dulce y una superior de agua salada. Las litologías del *Miembro 2* (150 m en el corte tipo) son siempre carbonatadas, y su asociación faunística exclusivamente de agua salada. Está caracterizado por la repetición vertical de dos facies principales, atribuibles respectivamente a canales de marea y a la llanura mareal (Fig. 6c). La facies de canal está representada por litosomas heterolíticos, de base erosiva, formados principalmente por calcarenitas más o menos impuras con estratificaciones cruzadas bi o multidireccionales. Los litosomas de espesor métrico se interpretan como canales de 20 ó 30 orden, mientras los de mayores dimensiones (hasta 10 m) se consideran de primer orden. En la parte media-superior de uno de estos últimos se ha observado una estratificación cruzada a gran escala de bajo ángulo, atribuible a acreción lateral. Las facies de llanura mareal, por su parte, se componen unas veces de lutitas calcáreas con laminación horizontal, otras por rápidas alternancias de areniscas calcáreas y lutitas con estratificaciones lenticular y flaser (llanura mixta). De manera esporádica aparecen además pequeños biohermos de ostreidos en bancos irregulares de hasta 1 m de espesor.

El *Miembro 3* (425 m en el corte tipo, y parada de la excursión) es similar en su facies y organización secuencial al Miembro 1. En las secuencias de la parte baja de la unidad, el intervalo de agua salada presenta mejor desarrollo que el de agua dulce, situación que se invierte paulatinamente al ascender en la sucesión, hasta el punto de que las secuencias del tercio superior del Miembro carecen, por lo general, del intervalo de agua salada.

El modelo deposicional imaginado para la Formación de Loma Somera consiste en una extensa llanura de marea intersectada por una red jerárquica de canales, franjeada, hacia tierra firme, por una llanura costera aluvial. Dicha disposición es semejante a la existente hoy en día en partes de la costa W de Alemania, en determinados segmentos del delta del río Níger, y sus ingredientes se reconocen, a pequeña escala, en muchos estuarios del norte de la península (por ejemplo, en la ría de Treto, en Cantabria, o la de Guernica, en Vizcaya).

La posición de los diferentes subambientes del modelo no ha permanecido estática a lo largo del tiempo: en una primera fase la migración fue hacia el continente, dando lugar a la pauta «transgresiva» que culmina en el Miembro 2 de la Formación; a partir de aquí la pauta se invierte, originando la sucesión regresiva claramente detectable en el Miembro 3. Así, la Formación de Loma Somera puede considerarse como el resultado de un ciclo detrítico transgresivo-regresivo. Es interesante resaltar que se ha preservado tanto la fase transgresiva como la regresiva, situación indicativa probablemente de un equilibrio dinámico entre depósito y subsidencia.



Parada 2.2. Orbaneja del Castillo

Recorrido por los cañones del Ebro y visita de la localidad de Orbaneja del Castillo



Vista de los Cañones del Ebro en las proximidades de Orbaneja del Catillo

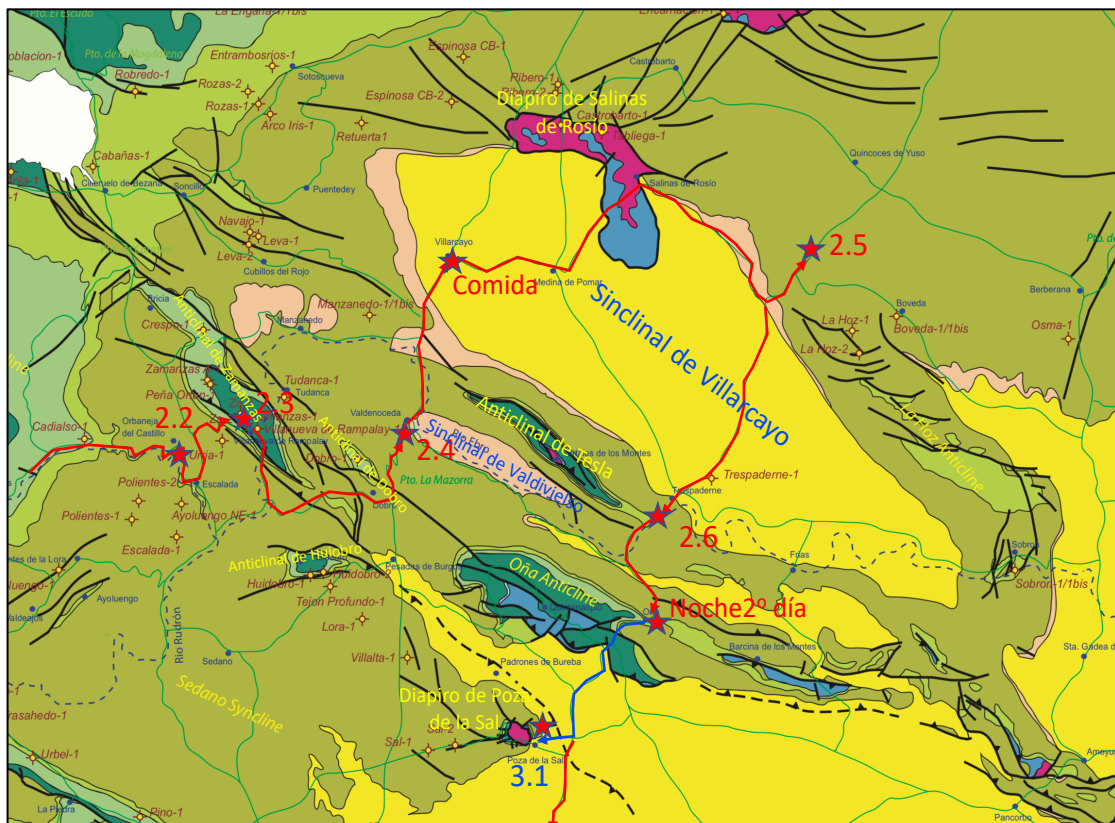
Parada 2.3. Valle de Zamanzas

El valle de Zamanzas corresponde con un relieve invertido sobre un anticlinal orientado en una dirección NO-SE. El anticlinal está situado entre el sinclinal de Valdivielso y la plataforma estructural de los Páramos que engloban un conjunto de amplias y suaves estructuras.

La estructura es vergente al sur, estando el núcleo y flanco sur afectado por fallas inversas que se amortiguan hacia el norte. El eje pincha hacia el SE, y hacia el norte está cortado por la falla de Carrales

El anticlinal de Dobro tiene una dirección próxima a la N-S, y es vergente al sur. En el núcleo afloran margas de edad Aptiense-Albiense. El anticlinal de Huidobro presenta una dirección E-O. Ambos anticlinales han sido objeto de perforación de hidrocarburos. El origen de estas estructuras es claramente compresivo, producido durante la fase compresiva alpina Terciaria.

La acumulación de espesores del Triás evaporítico (Keuper), muy potentes en esta zona ha podido condicionar la geometría final de los pliegues, actuando al mismo tiempo como nivel de despegue.



Mapa geológico mostrando el itinerario y paradas del 2º y 3er día



Vistas del Anticlinal de Zamanzas hacia el norte y sur desde las cercanías de Población de Arriba

Historia de la exploración en la zona de Burgos

La exploración de hidrocarburos en esta parte de la Cuenca Vasco-Cantábrica comenzó en 1900 cuando se perforaron los pozos de Huidobro, y los Tejón, en una zona donde las areniscas presentan manchas asfálticas. Los pozos arrojaron indicios siendo sus profundidades de 40 y 501 m. Tras el parón de la 1ª Guerra Mundial, se produjo un incremento de la actividad. Se perforó el sondeo de Ozane (Condado de Treviño) por una compañía privada hasta una profundidad de 200m. También el de Cubillo del Rojo, que había comenzado en 1924 y todavía estaba en ejecución en 1927, por una sociedad, la Española de Petróleos, en la que estaba el Sr. Ornilla, un industrial bilbaíno, y otros dos pozos en Robredo-Ahedo, con 614 y 1000m, que terminaron en 1927.

Rufino Duque, director gerente de la Compañía hispano-Británica de Petróleos S.A. desde 1917 se interesó en la exploración de la zona ostentando varias concesiones, una de ellas en Basconcillos del Tozo. Tras la Guerra Civil, Campsa exploró las posibilidades asociadas a las areniscas bituminosas aflorantes en Villanueva de Rampalay. Desde 1941 a 1953, se realizaron siete sondeos, el Tudanca-1 en 1941, con un TD de 1046m., los Zamanzas, 1,2 y 3 entre 1942 y 1945 mas cortos con 600 a 860m de profundidad. El Peña Ortún-1 en 1949, con 1221 m., el Dobro-1 en 1951 con 1221 m., y el Villanueva de Rampalay-1 en 1952 con 2177m. Salvo el Tudanca y el Dobro, todos tuvieron indicios.

A partir de los años 50, la actividad exploratoria la realizan Campsa, Valdebro, Ciepsa y Copisa, y mas tarde Amoseas, quien se asociará con Campsa para descubrir el campo de Ayoluengo. Ciepsa perteneciente al grupo Cepsa era la decana, ya que se había constituido en 1940 por Cepsa y Vacuum Oil Co. (hoy Exxon-Mobil) bajo la dirección técnica del geólogo R. Anderson y E. Dupuy de Lome. A partir de 1953 contaría con la colaboración técnica de la empresa alemana Deilman Bergbau, estrenándose en el sondeo Laño-1 en 1956. Valdebro formada por el INI, era una comisión hispano-norteamericana constituida en 1952, y tras el sondeo fallido de Marcilla-1 en el Valle del Ebro, perforo el sondeo Iglesias-1, y Arco Iris-1 en 1969. Copisa, formada por empresarios alemanes y el Banco Urquijo, perforó el sondeo Encarnación-1 en 1957.

Desde 1953 hasta 1964 se perforaron 32 sondeos, aumentando la profundidad alcanzada llegándose a los 3390m. en Retuerta-1. Esta actividad se vió favorecida por la Ley de Hidrocarburos de 1958, así como sobre todo por las campañas de geofísica realizadas que ayudaron notablemente en el emplazamiento de los sondeos. Así se llevo a la perforación de Ayoluengo-1 y al primer descubrimiento de petróleo comercial en Burgos y en España.

Entre 1970 y 1979 solo se perforaron 14 sondeos, 4 de ellos de producción en Ayoluengo. En la década de 1980-90 se perforaron 20 nuevos sondeos, siendo solo 5 de exploración. La tendencia decreciente continuó entre 1990 y 1999, concluyendo la exploración con la perforación de dos sondeos de exploración. En total, de 137 sondeos, 49 fueron productores, 37 tuvieron indicios no explotables y 51 fueron negativos.

La explotación de las arenas petrolíferas burgalesas se concentró en dos zonas principalmente, Huidobro y Villanueva de Rampalay, aunque existieron también en la zona del Tozo.

A fines del siglo XIX se recogía petróleo en unas areniscas de Huidobro. Parece ser que manaban unos 15 litros al día. Esta es la razón por la que se constituyó la sociedad de sondeos de Huidobro, que realizó los dos sondeos Tejón en 1900. En Villanueva de Rampalay, en las areniscas del Weald se explotó en mina subterránea una capa hasta 1941. La explotación por el método de cámaras y pilares, relativamente superficial, con cabestrantes movidos a mano, que extraían las vagonetas por un plano inclinado, la realizaban mineros de Barruelo de Santullán (Palencia). La arenisca, desmenuzada, se mezclaba con agua caliente, y se llevaba a unos decantadores, cuyos restos se pueden ver aun cerca del pueblo, y allí con cazos se extraía el petróleo que no pasaba de unos pocos barriles al día.

Después del Campo de Ayoluengo se descubrieron también por Campsa-Amospain los yacimientos no comerciales de Tozo y Huidobro en 1965-66 en arenas similares a las que producen en Ayoluengo.

El yacimiento de Hontomín perforado en un pequeño anticlinal, tuvo pequeñas producciones de petróleo de 32° API en las calizas del Lías, Jurásico inferior. En 1990 se reentró en Hontomín-2, recuperándose un total de 2900 bbl de petróleo. Sin embargo, el pozo fue abandonado en 1991 debido al alto corte de agua, superior al 85%. Actualmente la estructura de Hontomín se ha investigado como almacenamiento de CO₂.

Ciepsa realizó el Burgos-1 en 1966 y Copisa los Ribero-1 y 2, disminuyendo la actividad exploratoria paulatinamente. La razón fue la constatación de que las estructuras más prometedoras fueron perforadas sin resultado, lo cual subraya el hecho de que Ayoluengo es una singularidad.

En 1965 Amospain perforó 15 sondeos de exploración, llegando al Ayoluengo-19, realizando perforaciones en las áreas de Tozo, Hontomín y Poza de la Sal.

Parada 2.4. El anticlinal de Tesla y sinclinal de Valdivielso

El anticlinal de Tesla y el sinclinal de Valdivielso son dos bellos pliegues situados al sur del amplio sinclinal de Villarcayo y al norte de la banda tectonizada de Zamanzas-Oña. Esta última, representa la continuación del frente cabalgante de la Sierra de Cantabria – Montes Obarenes, con una dirección NO-SE y un origen transpresivo complejo en dirección dextral. Por el contrario, a partir del sinclinal de Valdivielso hacia el norte, las estructuras pierden complejidad y cada vez se hacen más suaves y continuas. Estos dos pliegues tienen una gran continuidad, que, en el caso del anticlinal de Tesla, llega a tener un eje con una longitud de más de 30 km. El anticlinal es una estructura apretada de dirección aproximada NO-SE y vergente al sur, llegando a tener el flanco meridional invertido y cabalgante. El núcleo en el cual llegan a aflorar materiales del Keuper, está afectado por una falla paralela, que hunde el flanco norte del anticlinal. La geometría de estos pliegues es de “tipo caja” con flancos verticalizados y charnelas más laxas.



El anticlinal de Tesla ocupando el alto topográfico y el sinclinal de Valdivielso en la depresión

El sinclinal de Valdivielso se halla al sur del anticlinal de Tesla y está cabalgado por el flanco sur de este. Ocupa una depresión, estando el anticlinal más alto topográficamente. En su núcleo afloran materiales terciarios en su mayor parte conglomerados calcáreos del Mioceno. El flanco meridional es más suave, que el septentrional, el cual presenta fuertes buzamientos.

El origen de estas estructuras es compresivo, producido durante las fases tectónicas en una edad Terciaria. La sedimentación de esta edad es sincrónica con la deformación, observándose claramente en la sedimentación de los depósitos continentales del sinclinal de Villarcayo.

La acumulación de espesores del Triás evaporítico (Keuper), muy potentes en esta zona, ha condicionado la geometría final de los pliegues, actuando al mismo tiempo como nivel de despegue.



Vista desde el NO del sinclinal de Valdivielso

Parada 2.5. San Pantaleón de Losa y Anticlinal de La Hoz

Visita a la ermita románica de San Pantaleón de Losa y vista del anticlinal de La Hoz



Ermita de San Pantaleon de Losa

La ermita de San Pantaleón de Losa es una ermita románica ubicada en la población de San Pantaleón de Losa. Se considera una de las obras más hermosas y originales del arte románico en Burgos. Es también conocida por la relación que algunos han hecho entre la edificación y la leyenda del Santo Grial.

La ermita se halla en lo alto de una colina con forma de proa de barco, alejada de la población que se encuentra en el valle, y está construida en sillería. Edificio relevante dentro del arte románico, su tamaño es, sin embargo, reducido. Consagrada en 1207 la ermita conservó una reliquia de San Pantaleón: su sangre que se licuaba el día de su festividad, que atraía a numerosos peregrinos y curiosos. El Convento de la Encarnación cuenta con una ampolla que se cree procede de esta ermita. Durante el proceso de restauración, los arqueólogos realizaron 19 sondeos, documentando la existencia de una necrópolis con tumbas fechadas entre los siglos XIII y XVII, así como la presencia de una basilica paleocristiana. Los estudios acerca de la iconografía, realizados por investigadores del CSIC desvelan la representación de los seis martirios de San Pantaleón: con plomo fundido, ahogamiento en el mar, en la rueda, en el potro, arrojado a las fieras y con una espada hasta que, finalmente, fue decapitado. Estos motivos fueron posteriormente imitados en otros templos románicos de la comarca.

Una de las partes más llamativas del templo es su original portada. Los arcos de medio punto de esta se sostienen en cada lado por dos columnas y una figura inusual: a la izquierda un gigante, identificado como un atlante; a la derecha una columna en zigzag. Los capiteles de las columnas están decorados con motivos variados: un reptil devorando a un hombre caído, una tinaja con cabezas, tres hombres sentados y la escena de Jonás y la ballena. Las arquivoltas muestran decoraciones comunes en templos románicos salvo una, que contiene rostros y piernas de personas como si estuviesen encerrados en el arco. Sobre la portada se encuentra una ventana ciega con 6 arcos que descansan sobre capiteles decorados con motivos vegetales.

Desde la ermita hay una excelente vista del anticlinal de La Hoz en su terminación septentrional

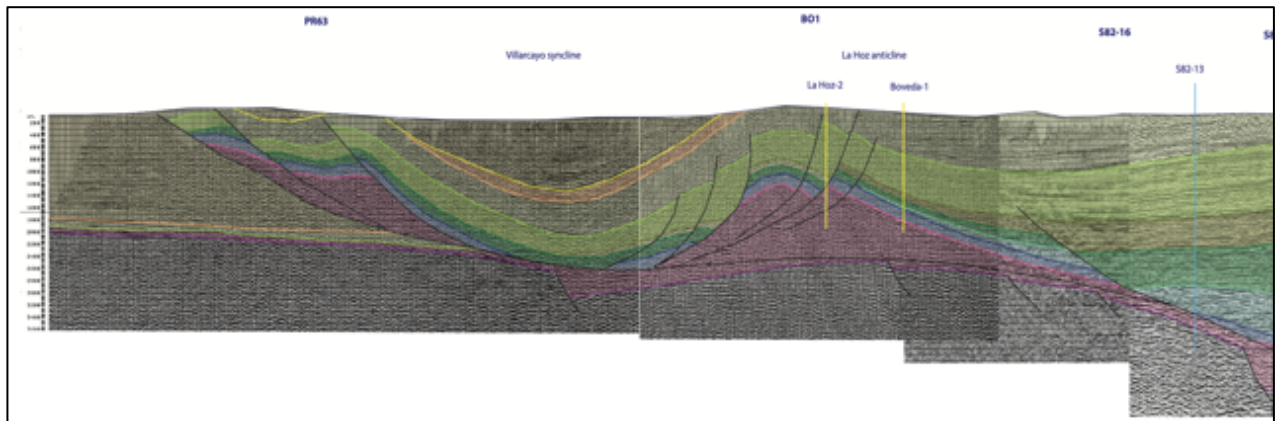


Anticinal de La Hoz visto desde la ermita de San Pantaleón de Losa

El anticlinal de La Hoz- Sobrón es la siguiente estructura localizada al NE del sinclinal de Villarcayo y tiene la peculiaridad de estar situada en un alto diapírico, entre los sinclinales de Villarcayo y el de Treviño. El anticlinal es un pliegue alargado de dirección NO-SE, girando al sur para tomar una dirección N-S.

El eje tiene una longitud de 25 km. Los flancos se desarrollan sobre las calizas del Coniaciense medio-Senoniense inferior. El flanco norte es mas abrupto, subvertical en algunos puntos. El flanco meridional buza como máximo 45°. Cerrando periclinalmente hacia el NE.

El núcleo esta intensamente fallado. Las fallas cartográficamente están dispuestas en forma de arco, hundiendo el flanco norte, y probablemente se trata de las antiguas fallas listricas asociadas a los movimientos salinos que han afectado a esta estructura durante el Cretácico. Este flanco norte con la compresión ha evolucionado a un retro cabalgamiento vergente al norte. El giro que adopta el anticlinal cambiando la dirección del eje a N-S en su zona meridional, pudo deberse a una falla o zona diapírica originalmente con forma de arco y que posteriormente fue plegada en la etapa compresiva alpina.



Perfil sísmico N-S interpretado mostrando el sinclinal de Villarcayo y el anticlinal de la Hoz

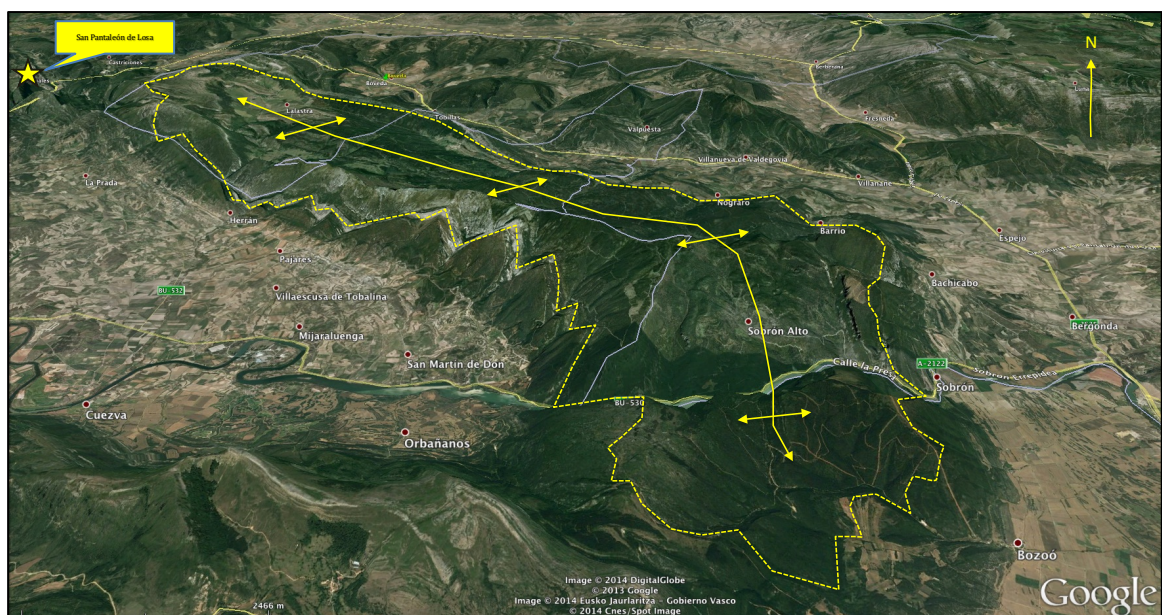


Imagen Google Earth del anticlinal de La Hoz

Parada 2.6 Anticlinal de Tesla desde el Castillo de Tedeja

Desde el castillo de Tedeja, fortaleza visigótica del siglo VI se observa el cierre SE del anticlinal de Tesla



Cierre periclinal sur oriental del anticlinal de Tesla en Trespaderne

La muy leal y valerosa villa de Oña



Aunque la localidad de Oña hunde sus raíces en los tiempos más remotos (cuevas con restos paleolíticos y un castro autrigón posteriormente romanizado) su entrada en la historia se puede situar a mediados del siglo VIII, cuando surgió como fortificado baluarte de uno de los más estratégicos accesos al norteño territorio en donde se habían refugiado las gentes cristianas ante la presión militar de los islamistas del sur. Dos siglos más tarde, en concreto en el año 950, el primer conde independiente de Castilla, Fernán González, le concede sus primeros privilegios. Su nieto, el conde Sancho García, el de los Buenos Fueros, eleva el lugar al rango condal y funda el monasterio de San Salvador que pone en manos de su hija, la infanta Trigidia. Desde ese momento el devenir de Oña va a estar ligado íntimamente a esta poderosa abadía benedictina (sus abades ostentaban el título de señores de Oña), que con el tiempo llegó a convertirse en una de las instituciones más influyentes de todo el reino de Castilla. Las exenciones y fueros con los que contaba Oña, en especial los concedidos por el rey Alfonso VIII, contribuyeron a su desarrollo económico y fueron el foco de atracción para una numerosa comunidad judía.



Monumentos y lugares de interés:

- Monasterio de San Salvador, fundado en el año 1011 por el conde de Castilla Sancho García. Desde el año de su fundación hasta 1033 estuvo formado por una comunidad mixta o dúplice, para más tarde pasar a ser dirigido por una comunidad benedictina hasta el momento de su exclaustación, acaecida en 1835. Allí fue Abad San Íñigo hasta la fecha de su muerte el 1 de junio de 1068. Fue declarado Bien de Interés Cultural en la categoría de Monumento el 3 de junio de 1931.11
- Iglesia parroquial de San Juan. (siglos XIII y XV) Posee portada gótica y su torre de origen románico. Su interior está presidido por un calvario medieval proveniente de la cercana localidad de Tamayo.
- Casas blasonadas de las familias Alonso de Prado y Díaz del Castillo'.
- Palacio del obispo González Manso.
- Urbanismo: conserva parte de sus antiguas y estrechas rúas medievales, en especial la calle Barruso, lugar donde estuvo ubicada su importante aljama judía. En un costado de la iglesia de San Juan se conserva el resto más importante de la muralla de Oña: el arco de la Estrella.
- La antigua Judería medieval de Oña, en la calle Barruso.

Bares y restaurantes

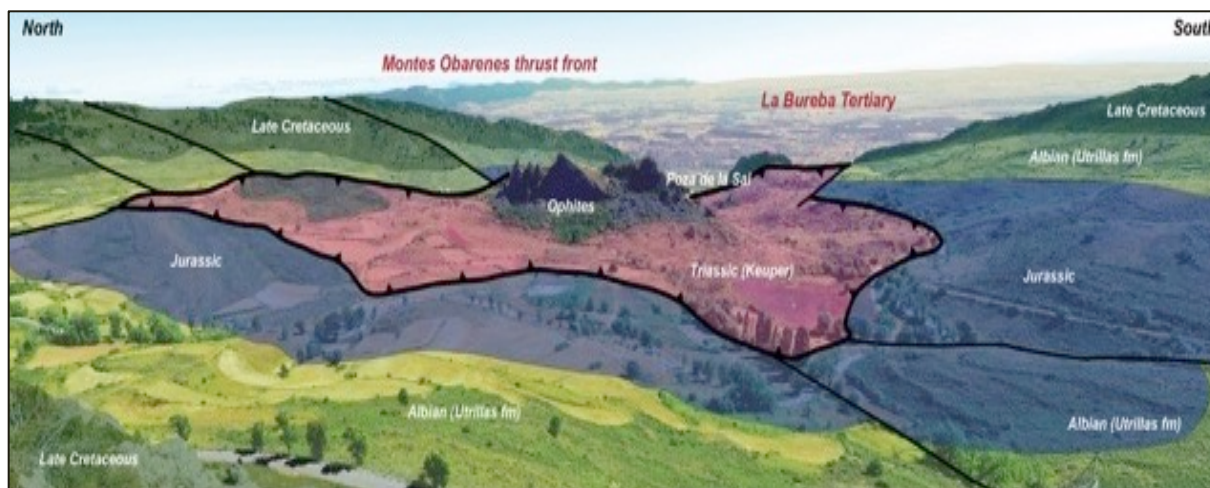
Blanco y Negro
El rincón del convento
Restaurante La Muralla
El cazador

Parada3.1. Diapiro de Poza de la Sal

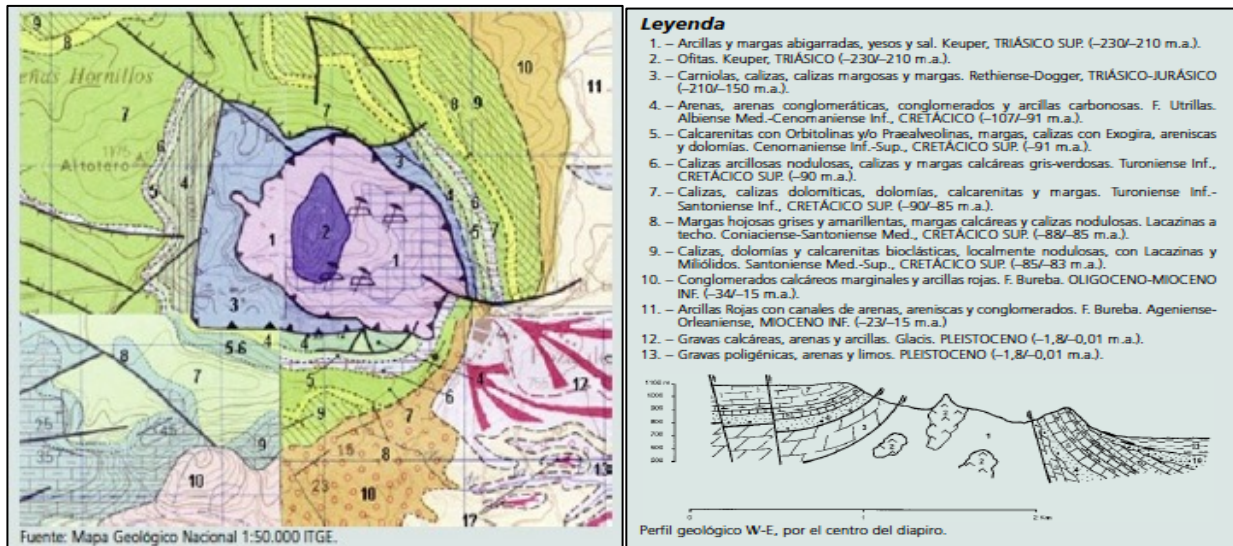
El diapiro de Poza de la Sal presenta una geometría circular con un diámetro de 2-2,5 km. En el núcleo afloran las evaporitas del Keuper, estando constituidos los flancos por materiales del Jurásico y Cretácico, con buzamientos sub verticales. Sobre las carnioles de edad Rethiense y calizas del Lías inferior, se hallan discordantes las facies Escucha y Utrillas (Albiense-Cenomaniense), finalizando la serie mesozoica con las calizas del Cretácico superior. En el centro del diapiro afloran rocas basálticas intrusivas (ofitas). La formación de la estructura ha deformado los materiales en su proceso de elevación halocinética, como ocurre en otros diapiros de la cuenca, y ha producido un cortejo de fallas radiales que se identifican claramente en la cartografía.

A 5 km. al oeste del diapiro se perforaron los Sondeos Sal-1 y 2. En el primero que llegó hasta 2000 m. en Lías, se recuperó petróleo de 32° API y gas a 1617m en las calizas del Dogger. Sal-2 fue mas somero encontrándose el Keuper a 1239 m.

La presencia de sal del Trías en el núcleo de este diapiro ha sido objeto de explotación desde la época romana. Estas salinas eran las mas importantes junto con las de Salinas de Añana del norte de la Península Ibérica. La producción se realizaba por medio de una red de acueductos hasta plataformas horizontales construidas con madera y piedra o “granjas” que aprovechaban el desnivel del terreno, repartiéndose el agua en parcelas rectangulares o “eras”. Por evaporación dejaba la sal muera lista para su recolección. El agua procedía de manantiales o se bombeaba al interior de la tierra para aumentar la producción. Las salinas fueron abandonadas definitivamente en 1974.



El diapiro de Poza de la Sal visto desde el Mirador de la Bureba



Mapa y corte geológico del diapiro de Poza de la Sal (AGB)



Vista del flanco este del diapiro de Poza de la Sal

Y algo de historia...



El corregimiento de las siete Merindades de Castilla-Vieja (Rafael Sanchez Domingo)

Constituye una cuestión debatida y necesitada de una consideración global el estudio de las circunscripciones territoriales de la Península Ibérica en la época medieval y moderna, circunscripciones muchas de ellas constituidas en provincias, partidos y corregimientos y no pocas evolucionadas de viejas estructuras de carácter civil, administrativo, fiscal y/o eclesiástico: arcedianazgos, obispados, infantazgos y desde luego, Merindades.

Los vecindarios y memoriales de la Castilla de los siglos XVI y XVII recogen junto a la documentación fiscal aquella diversa organización del territorio.

Según aquel vecindario, el territorio castellano aparecía dividido en 39 circunscripciones, la mayor parte denominada, según aquella fuente, provincias, y desde luego aquella organización territorial resultaba más precisa que la referida a aquellas ciudades con voto en Cortes, que para la Edad Media, se habían convertido en cabezas de distritos, incluyendo un conglomerado diverso de aquellos territorios señalados, uno de los cuales, por ejemplo, la ciudad de Burgos aparecía como la cabeza de un territorio que integraba: Merindades de Burgos, Villadiego, Castilla Vieja, Bureba, Asturias de Santillana, Rioja, Santo Domingo de Silos, Candemuño, Aguilar de Campoo, Cerrato, Castrojeriz.

Según algunas fuentes el nombre de provincias se ha generalizado, pero desde una perspectiva administrativa general, las circunscripciones territoriales "menores" pueden considerarse desde la óptica de los Corregimientos y así nos remite a los listados de Corregimientos castellanos de 1494, 1515, 1575, 1579 y 1610 que nos permiten observar los Corregimientos que corresponden a cada Audiencia y Chancillería y la fluctuación de estos. En la Castilla de los Austrias existen dos tipos de organización territorial civil, una económica: Provincias y Partidos, y otra judicial: Corregimientos.

El término de Provincias era de uso inseguro y en algunos documentos a veces se denominaban también Partidos, mientras que quedaron como Provincias las 18 que tienen por centro las ciudades con voto en Cortes. Castilla Vieja fue uno de los muchos distritos en los que aparece dividido el reino para la administración de su territorio y cuyo gobierno confiaba el monarca a un delegado o mandatario. La primera mención documental de Castilla Vieja corresponde al año 976 y con tal denominación continuará cuando aquellos territorios pasan a formar parte del gobierno de Alfonso-I de Aragón y de Navarra. Otros textos documentales recogen también esta precisa demarcación administrativa, como una escritura de la documentación del Monasterio de San Salvador de Oña de 1032, en la que del amplio territorio de León

y Castilla en que gobierna el rey Fernando I, se encuentran como distritos concretos Nájera y Castilla Vieja, bajo la titularidad del hermano del rey, Don García.

A lo largo de los siglos XI y XII maduró en aquel distrito la administración territorial intermedia, al tiempo que se consolidaba el poder real y se ampliaba el territorio de los reinos de León y Castilla. Los reyes atribuyeron el gobierno y la administración de los territorios y poblaciones a magnates y caballeros como un derecho de disfrute o “tenencia” temporal o vitalicia, cuyo objeto era el oficio o función de gobernar una comarca o el de administrar un territorio. Una de estas tenencias había de ser precisamente la de Castilla Vieja, documentada en 1182, en la que aparece al frente de este distrito el conde Don Fernando. La pieza esencial para conocer con exactitud el ámbito territorial, las instituciones y el régimen de dependencia de toda aquella gran Merindad de Castilla Vieja, tal como estaba concebida en el siglo XIV es el Becerro de las Behetrías, llamado también Libro de las Merindades de Castilla. La Merindad de Castilla Vieja constituye según aquella fuente, la 14ª Merindad, siendo la más extensa y la más compleja de todos los territorios del Reino, pues según el Libro Becerro, aparecen 534 entidades de población formando dicha Merindad, de las cuales, 371 son nombres, cabecera o epígrafes, 101 son aldeas y 54 son lugares. Ciertamente que la Merindad de Castilla Vieja resultará netamente menor geográficamente, pues corresponde tan sólo al distrito propiamente burgalés, quedando fuera la zona correspondiente a las actuales provincias de Álava y Comunidades Autónomas de Cantabria y La Rioja. Este territorio se fue conformando sobre sí mismo hasta quedar centradas las Merindades de Castilla Vieja en el ámbito burgalés que rodea la zona de Villarcayo, básicamente la demarcación de las montañas de Burgos, agrupando en el siglo XVI 230 entidades poblacionales circunscritas en las “Siete Merindades de Castilla Vieja”, compuestas por las siguientes entidades: **Merindad de Castilla Vieja, Merindad de Cuesta Urría, Merindad de Losa, Merindad de Montija, Merindad de Sotoscueva, Merindad de Valdeporres y Merindad de Valdivieso.**

La representación institucional que articulaba estos distritos era la Junta o Ayuntamiento General, máximo órgano representativo de dicho territorio. La Junta General actuaba sobre la base territorial y orgánica de siete elementos o distritos territoriales tal como podemos constatar a través de las primeras actas conocidas. Este sistema representativo de base territorial permaneció hasta 1835, apareciendo el municipio como nueva modalidad administrativa, una vez que se suprimió el Ayuntamiento General de las Merindades, con la excepción de la Merindad de Losa, que por su gran extensión se subdividió en diversos municipios.

Las Merindades de Castilla Vieja se configuran a lo largo de la Época Moderna como distritos de la Administración territorial autónoma a cuyo frente aparece la figura del Corregidor como sustitutos de unas primeras figuras propias, los Alcaldes Mayores, oficios estos que luego serán englobados en el mismo cargo o designados por aquel.

No se puede precisar documentalmente la fecha exacta en que aparece el Corregidor al frente de las Merindades de Castilla Vieja con funciones de magistrados encargados de la jurisdicción civil y criminal en primera instancia y de la dirección económica y política de un distrito o Merindades. Su nombramiento lo efectuaba el rey a propuesta del Consejo y era necesario para ello que el propuesto fuera letrado. La primera noticia que tenemos de un oficial que realizara estas funciones en las Merindades de Castilla data de 1560, con motivo de la toma de las varas de justicia de dichas Merindades por el Doctor Mendizábal, nombrado Justicia Mayor en las mismas.

A través de Castillo de Bobadilla conocemos una lista de 66 Corregimientos existentes en 1597 y en la que especifica el salario del Corregidor de las Siete Merindades de Castilla Vieja. En una memoria de Corregimientos del año 1711, se establece una división que engloba los de Capa y Espada y los de Letras, apareciendo el de las Siete Merindades dentro de los segundos.

La Justicia de las Merindades de Castilla Vieja estaba encomendada a la Casa de Velasco desde 1352, delegando esta función en la persona de los Alcaldes Mayores y Justicias Mayores, nombrados por ellos, hasta 1560 en que la corona rescató el Oficio¹⁹. Con dicho nombre continuaron conociéndose hasta principios del siglo XVII, en que tomaron el nombre de Corregidores. Algunos autores opinan que es a partir de 1612 cuando aparece la figura del Corregidor en las Merindades de Castilla Vieja como representante de la autoridad y poder regio. El nombramiento le correspondía al monarca a propuesta del Consejo y para ello era preciso que el propuesto fuera letrado, mayor en años, no ser natural del distrito en que había de ejercer su cargo, ser hijo legítimo, de buena vida y costumbres. Servía al Corregimiento durante tres años como máximo.

Los auxiliares del Corregidor eran principalmente el teniente y el alguacil, el primero era siempre jurista y los requisitos para este oficio eran prácticamente los mismos que para ser Alcalde o Corregidor y estaba asalariado, su cometido era sustituir a estos en su ausencia. El alguacil, que era nombrado por el Alcalde o Corregidor tenía como misión realizar ejecuciones, prendas, detener delincuentes, etc.

Algunas referencias

- (AGB), A. G. d. B., Ortega, L. I., Cuesta, J., Pineda, A., Porres, J. A., Basconcillos, J. J., Preciado, J. M., and Sánchez, C., 2013, Lugares de interés geológico en la provincia de Burgos. , Burgos, AGB, 323 p.
- Abeger, G., Serrano, A., and Quesada, S., 2006, Petroleum Geology of the Onshore Cantabrian Basin, in AGGEP, ed., Libro XXV aniversario AGGEP, p. 155-162.
- Beroiz, C., and Permanyer, A., 2011, Hydrocarbon habitat of the Sedano Through, Basque-Cantabrian basin, Spain: *Journal of Petroleum Geology*, v. 34, no. 4, p. 387-410.
- Cámara, P., 1997, The Basque-Cantabrian basin's Mesozoic tectono-sedimentary evolution: *Mem. Soc. Géol. France.*, v. 171, p. 187-191.
- Cámara, P., 2017, Salt and strike-slip tectonics in the Basque Cantabrian, in: *Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and Central Atlantic: Tectonics and Hydrocarbon Potential*, Elsevier, (Soto, J.A., Flinch, J., Gabor, T. Eds.)
- Ayala-Carcedo, F., 2006, El petróleo de la Lora. La esperanza que surgió del páramo., Burgos, Dossoles, 206 p.
- Feuillée, P., and Rat, P., 1971, Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques., *Publications de l'Institut Française du Peétrole, Histoire Structurale du Golfe de Gascogne.*
- García Mondejar, J., Agirrezabalala, L. M., Aramburu, A., Fernández-Mendiola, P. A., Gómez-Pérez, I., López-Horgue, M., and Rosales, I., 1996, Aptian-Albian Tectonic pattern of the Basque-Cantabrian Basin (northern Spain): *Geological Journal*, v. 31, p. 13-45.
- García Mondejar, J., Fernández-Mendiola, P. A., Agirrezabalala, L. M., Aramburu, A., López-Horgue, M. A., Iriarte, E., and Martínez de Rituerto, S., 2004, El Aptiense-Albiense de la Cuenca Vasco-Cantábrica, in Vera, J. A., ed., *Geología de España, SGE-IGME*, p. 291-296.
- Gibbons, W., and Moreno, M. A., 2002, *The Geology of Spain*, London, Geological Society London.
- Hernaiz, P. P., 1994, La falla de Ubierna (margen SO de la cuenca Cantábrica): *Geogaceta*, v. 16, p. 39-42.
- Klimowitz, J., Ruíz, G., Hernández, E., and Pérez, A., 2006, Caracterización estratigráfica de la serie Purbeck en el área de Polientes-Sedano y las franjas plegadas de Montorio y Zamanzas (Cuenca Cantábrica), in AGGEP, ed., Libro XXV aniversario AGGEP, p. 163-168.
- Navarro, J., 2012, Campo de Petróleo de Ayoluengo (Burgos), CEPESA Excursion de Campo.
- Olivet, J. L., 1996, La cinématique de la Plaque Ibérique: *Bull. Cent. Rech. Exp. Prod. Elf-Aquit.*, v. 20, no. 1, p. 131-195.
- Pedreira Rodríguez, D., 2004, Estructura cortical de la zona de transición entre los Pirineos y la Cordillera Cantábrica: Oviedo, 1-364 p.
- Pujalte, V., 1989b, Macrosecuencias deposicionales del Oxfordiense-Barremiense de la region Vasco-Cantábrica: Implicaciones estratigráficas y paleogeográficas., in AGGEP, ed., Libro Homenaje a Rafael Soler AGGEP: Madrid, p. 105-115.
- Quesada, S., Robles, S., and Rosales, I., 2006b, Liassic organic facies in the Basque-Cantabrian basin (North Spain), in AGGEP, ed., Libro XXV aniversario AGGEP.
- Rat, P., 1988, The Basque-Cantabrian Basin between the Iberian and European plates. Some facts but still many problems: *Rev. Soc. Geol. España*, v. 1, no. 3-4, p. 327-348.
- Roca, E., Muñoz, J. A., Ferrer, O., and Ellouz, N., 2011, The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen: Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey: *Tectonics*, v. 30, no. TC2001, p. 1-33.
- Roest, W. R., and Srivastava, S. P., 1991, Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present: *Geology*, v. 19, p. 613-616.
- Roure, F., Choukroune, P., Berástegui, X., Muñoz, J. A., Villien, A., Matherou, P., Bareyt, M., Seguret, M., Cámara, P., and Deramond, J., 1989, ECORS deep seismic data and balanced cross-sections: geometric constrains to trace the evolution of the Pyrenees.: *Tectonics*, v. 8, p. 41-50.
- Sanz, R., Ayoluengo field, Southwest Cantabrian Basin, in *Proceedings 7th World Petroleum Congress, Mexico, 1967, Volume 2*, p. 251-258.
- Serrano, A., Martínez del Olmo, W., and Cámara, P., 1989, Diapirismo del Triás salino en el dominio Cántabro-Navarro, in AGGEP, ed., Libro Homenaje a Rafael Soler AGGEP, p. 115-121
- Vera, J. A., 2004, *Geología de España*, Madrid, SGE-IGME, 890 p.

