

Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica



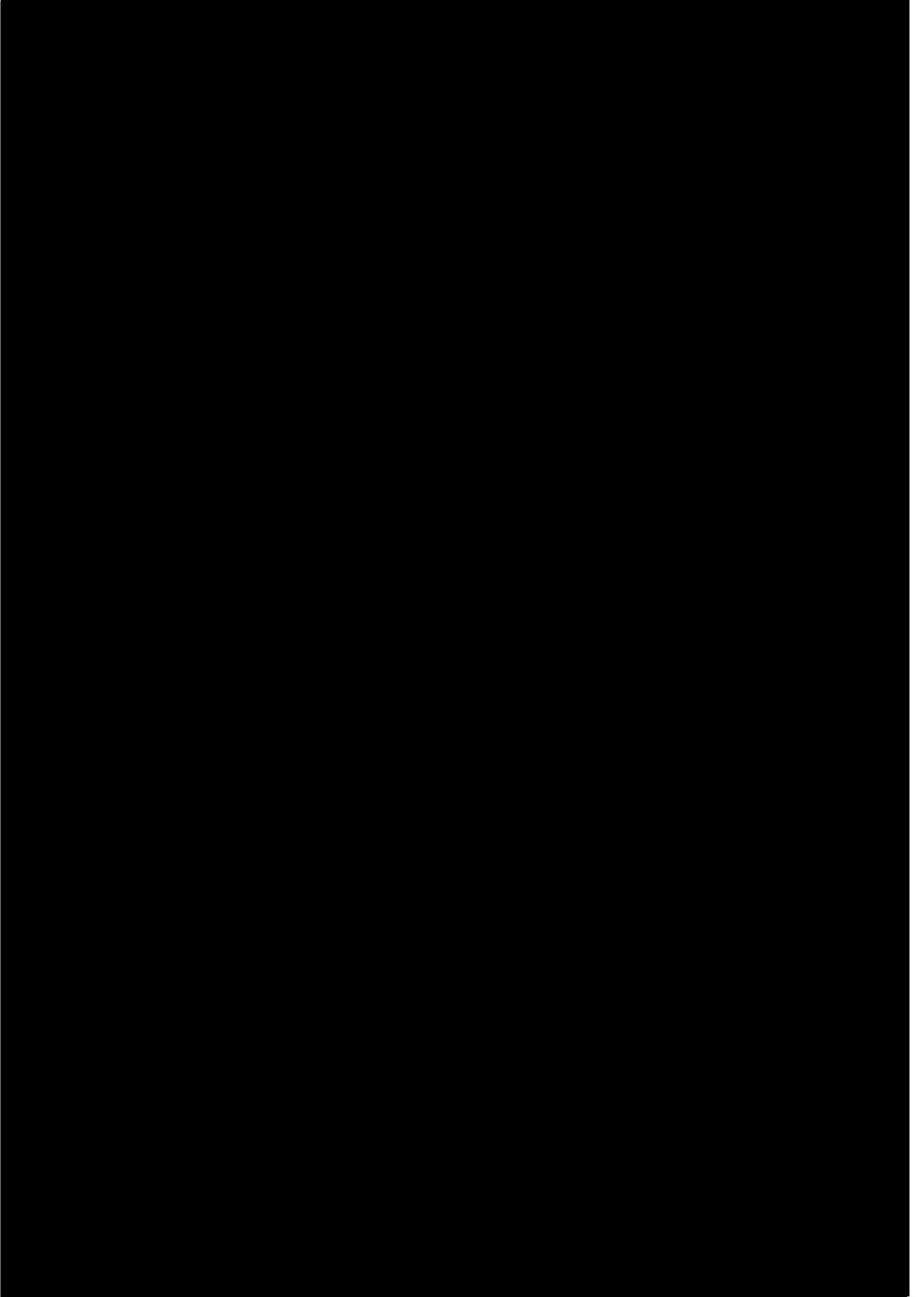
Universidad de Oviedo

TRABAJO FIN DE MÁSTER

Caracterización geológica y geofísica de fallas desarrolladas en la rasa en los concejos de Valdés y Cudillero (costa occidental del Principado de Asturias)

Ayrton Suárez Arana

Febrero 2025



A mis padres
y mis abuelos,
mis grandes maestros de vida.

Agradecimientos

A Josep Poblet Esplugas y Jorge Gallastegui Suárez, del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, por sus valiosas indicaciones y recomendaciones en su persistente labor de dirigir el presente trabajo, asimismo por compartir conmigo generosamente sus experiencias y conocimientos, además de contagiarme siempre la pasión por las ciencias geológicas.

A Juan Manuel González Cortina, parte del equipo de investigación de geofísica del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, por su apoyo durante las salidas de campo para la ejecución de los ensayos geofísicos.

A Rosana Menéndez Duarte, Profesora Titular del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, por orientarme en el uso de herramientas de sistemas de información geográfica.

A Javier Olona Allué, especialista en geofísica, por orientarme en temas puntuales sobre el procesamiento e interpretación de los datos geofísicos.

A mis amigos, Daniel Ruiz Blasco, por su ayuda desinteresada en los trabajos de campo, y Pablo Gallardo del Río, por colaborar conmigo en el uso de los programas de modelización geofísica.

A Eldar Ibragimov, Joel Coronel Ambrosi, Joaquín Jurado Brenes, Elena Fernández Martín, Noa Pardo Rivera y todos los compañeros del Máster que han cooperado conmigo de algún modo, además de haberme brindado su amistad.

A Anabell Lozada Hidalgo, por su compañía, así como por sus sugerencias y comentarios para mejorar los gráficos de este trabajo.

A Juan Talledo Castillo, por intercambiar conmigo conocimientos en geofísica.

A todos los profesores del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo que me impulsaron a ser perseverante durante el desarrollo del Máster.

A mis padres Walter y Marisol, mis hermanas Allison y Ayllin, y toda la familia por su soporte incondicional.

ÍNDICE

RESUMEN	3
ABSTRACT	4
1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	5
1.1. Introducción	5
1.2. Área de estudio	5
1.3. Antecedentes	5
1.4. Objetivos	7
2. METODOLOGÍA	7
2.1. Trabajo de gabinete	7
2.1.1. Geología del Instituto Geológico y Minero de España (IGME).....	7
2.1.2. Topografía del Instituto Geográfico Nacional (IGN)	8
2.1.3. Batimetría de la Red Europea de Observación y Datos Marinos (EMODnet)	10
2.1.4. Sismología del Instituto Geográfico Nacional (IGN)	11
2.1.5. Interferometría del Servicio Europeo de Movimientos Terrestres (EGMS)	11
2.2. Caracterización en campo	13
2.3. Métodos geofísicos	14
2.3.1. Sísmica de refracción	15
2.3.2. Tomografía eléctrica	18
3. CONTEXTO GEOLÓGICO	21
4. ESTRATIGRAFÍA	24
4.1. Grupo Cándana-Herrería (Cámbrico Inferior)	24
4.2. Caliza de Vegadeo (Cámbrico Inferior-Medio)	24
4.3. Serie de los Cabos (Cámbrico Medio-Ordovícico Inferior)	26
4.4. Pizarras de Luarca (Ordovícico Inferior-Medio)	26
4.5. Depósitos de rasa (Neógeno-Cuaternario)	26
5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	26
5.1. Portizuelo (Luarca)	27
5.1.1. Descripción geológica.....	27
5.1.2. Análisis de evidencias.....	33
5.2. Cabo Busto	36
5.2.1. Descripción geológica.....	36
5.2.2. Caracterización geofísica	41
5.2.2.1. Línea Busto-1	42
5.2.2.2. Línea Busto-2	47
5.2.2.3. Línea Busto-3	49

5.2.3. Análisis de evidencias.....	55
5.3. Cadavedo.....	61
5.3.1. Análisis de evidencias.....	61
5.4. Concha de Artedo (Lamuño).....	64
5.4.1. Descripción geológica.....	64
5.4.2. Análisis de evidencias.....	65
5.5. Relación entre las estructuras.....	69
6. CONCLUSIONES.....	71
7. BIBLIOGRAFÍA.....	72
8. ANEXOS.....	74

RESUMEN

En la región costera noroccidental del Principado de Asturias, se han analizado evidencias geológicas, sísmicas, topográficas y batimétricas relacionadas con la rasa, utilizando información bibliográfica y cartográfica disponible, así como técnicas de teledetección y reconocimiento en campo, con el fin de caracterizar posibles zonas con actividad tectónica asociada a fallas. Aparentes zonas de debilidad visibles en la forma de la costa actual, el relieve terrestre y submarino, la paleolínea de costa desplazada y las rasas que tienen distinta altura y buzamiento, sugieren actividad de fallas durante el Cuaternario, posterior al desarrollo de rasas. Adicionalmente, la presencia de sismos asociados a las trazas de falla y los desplazamientos en los datos de InSAR indican posible actividad actual.

En algunos casos, como en las zonas de Cabo Busto y Lamuño, las evidencias señalan que las fallas podrían estar activas en la actualidad, mientras que, en Cadavedo, la falla podría haber estado activa durante el Cuaternario, pero es inactiva actualmente debido a la ausencia de sismos asociados. Por otro lado, en Portizuelo, no existen evidencias que sugieran actividad actual ni en el Cuaternario. En las estructuras analizadas que muestran actividad con posterioridad a la formación de la rasa, se tiene una orientación NE-SO siguiendo las estructuras variscas, el bloque noroeste está hundido y la paleolínea de costa está desplazada en sentido levógiro.

En Cabo Busto, la falla localizada en los taludes de la autovía del Cantábrico, fue rastreada a lo largo de 200 metros mediante diversos métodos geofísicos no invasivos en el área circundante, comprobando que tiene una dirección aproximada NE-SO, paralela a la estratificación de la Serie de los Cabos. Aunque no se puede confirmar su extensión más allá de este tramo, es probable que el desplazamiento vertical de la falla se reduzca progresivamente hasta su terminación hacia el noreste, donde el desplazamiento es absorbido por una falla identificada en el acantilado en playa Ferreiro.

ABSTRACT

In the northwestern coast of the Principality of Asturias, geological, seismic, topographic and bathymetric evidences related to the rasa have been analyzed, using available bibliographic and cartographic information, as well as remote sensing and field reconnaissance techniques, in order to characterize possible zones with tectonic activity associated with faults. Apparent zones of weakness visible in the shape of the present-day coastline, the land and submarine relief, the displaced paleoshoreline, and the rasas with different heights and dips, suggest fault activity during the Quaternary, subsequent to the development of the rasas. Additionally, the presence of earthquakes associated with the fault traces and the displacements in the InSAR data indicate possible current activity.

In some cases, as in the Cape Busto and Lamuña areas, the evidence indicates that the faults could be currently active, while in Cadavedo, the fault could have been active during the Quaternary, but is currently inactive due to the absence of associated earthquakes. On the other hand, in Portizuelo, there is no evidence to suggest current or Quaternary activity. In the analyzed structures that show activity after the formation of the rasa, there is a NE-SW orientation following the variscan structures, the northwestern block is subsided and the paleoshoreline is displaced in a levorotatory direction.

In Cape Busto, the fault located on the slopes of the Cantabrian highway, was traced along 200 meters using non-invasive geophysical methods in the surrounding area, verifying that it has an approximate NE-SW orientation, parallel to the stratification of the Cabo Series. Although its extension beyond this section cannot be confirmed, it is likely that the vertical displacement of the fault is progressively reduced until its termination to the northeast, where the displacement is absorbed by a fault identified in the Ferreiro beach cliff.

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1.1. Introducción

El estudio de la actividad de las fallas geológicas es crucial para comprender los procesos tectónicos y su impacto en el entorno geológico actual, además de los riesgos geológicos asociados. Este trabajo se centra en la identificación y evaluación de estructuras tectónicas y contrastes litológicos que pudieron comportarse como fallas potencialmente activas durante el Cuaternario en la rasa de la costa asturiana, a través del análisis de datos geomorfológicos, geológicos y geofísicos, así como la utilización de registros de interferometría de radar satelital, los cuales pueden proporcionar información que permite cuantificar el movimiento de estas fallas.

La importancia de este estudio radica en poner en práctica las distintas metodologías, técnicas, programas informáticos y otros conocimientos adquiridos durante el desarrollo del Máster Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo, proporcionando de esta manera una base para futuras investigaciones.

1.2. Área de estudio

El área de estudio se localiza entre los concejos de Valdés y Cudillero, en la costa oeste del Principado de Asturias, al norte de España. Se propuso estudiar la franja costera comprendida entre los meridianos 6°40' W y 6°10' W (Figura 1), en la que se seleccionaron algunas zonas de estudio para un análisis más detallado.

El acceso a estas zonas de estudio se realiza por medio terrestre desde la ciudad de Oviedo, capital del Principado de Asturias, mediante la autovía del Cantábrico (A-8) y posteriormente tomando las vías municipales respectivas, hacia las localidades de Portizuelo, Busto, Cadavedo y Lamuño (Tabla 1).

Localidad	Distancia (km)	Tiempo aproximado
Portizuelo (Portizuelu)	92,4	1 hora
Busto (Bustu)	85,5	50 minutos
Cadavedo (Cadavéu)	80,4	45 minutos
Lamuño (Lamuñu)	63	40 minutos

Tabla 1. Detalles de la accesibilidad a las zonas de estudio desde Oviedo (Uviéu).

1.3. Antecedentes

Gutiérrez-Claverol et al. (2006) describen la primera evidencia de que la rasa ha sido cortada por diversas fallas inversas con dirección NE-SO que son paralelas a la estratificación del basamento rocoso en el área de Valdés (Asturias), cuya actividad neotectónica concuerda con estudios contemporáneos de sismicidad. Esta

deformación sería consecuencia de la reactivación de pliegues en el basamento paleozoico mediante flexural-slip. Los autores describen una falla inversa en un afloramiento de la autovía del Cantábrico, en Cabo Busto, paralela a las capas de la Serie de los Cabos, con una orientación 310/74. Sobre esta falla se tratará a fondo más adelante en el trabajo.

Por otro lado, Álvarez-Marrón et al. (2008) cartografían en la región de estudio diversas fallas recientes que cortan a la rasa, las cuales causan la inclinación de bloques y se ve reflejada en las variaciones del buzamiento de la plataforma. Aunque el buzamiento de la paleosuperficie es mayormente subhorizontal, este cambia abruptamente en zonas afectadas por fallas orientadas al NE y NO, relacionadas con estructuras del basamento Varisco. En este trabajo, la falla del talud de la autovía del Cantábrico se describe como una estructura strike-slip y con una orientación NO-SE, existiendo una discrepancia entre las interpretaciones de esta falla.

Según López-Fernández et al. (2020), a través de un análisis con modelos de elevación LiDAR, pudieron identificar dos sectores diferenciados de la rasa separados por la falla de Ventaniella: un sector occidental, en la que es continua e inclinada hacia el oeste, interrumpida ocasionalmente por fallas menores, y un sector oriental, sin inclinación, con múltiples superficies erosivas a diferentes alturas. Este trabajo se enfoca en un área del sector occidental de la rasa, al oeste de la falla de Ventaniella.

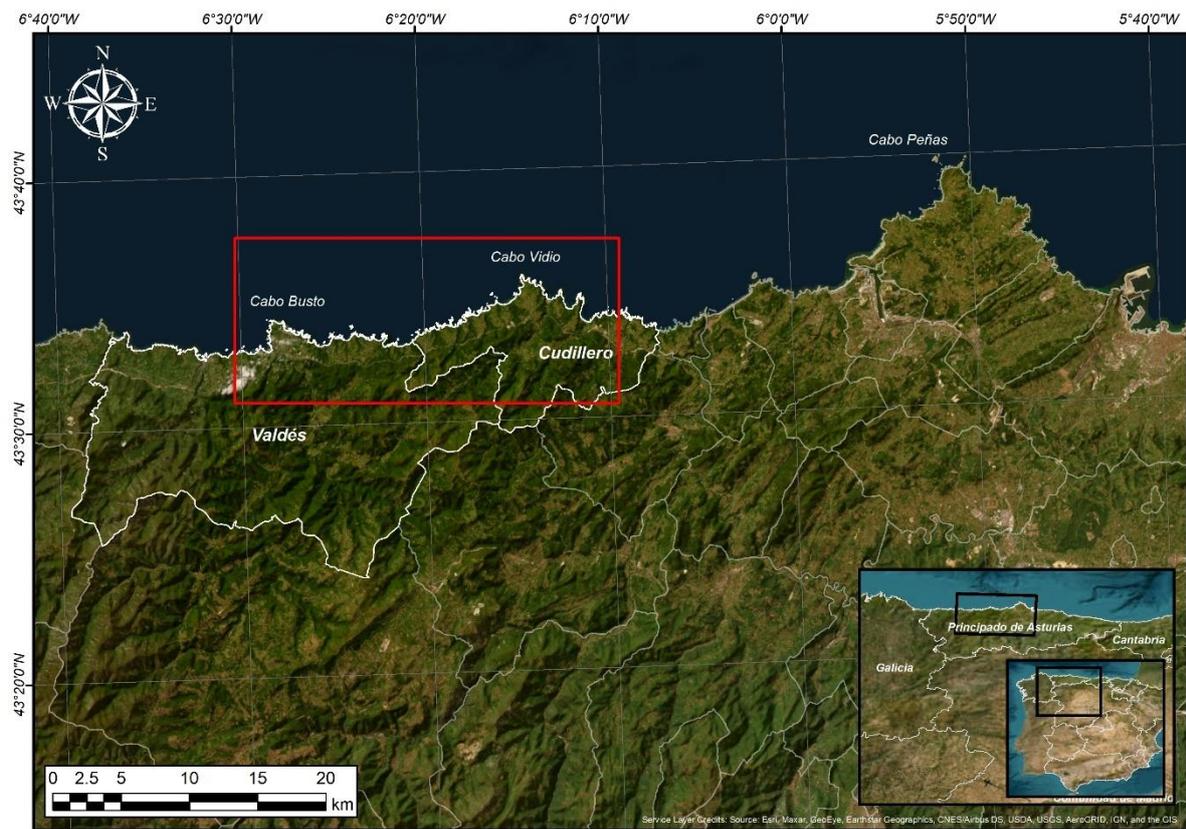


Figura 1. Ubicación del área de estudio.

1.4. Objetivos

- Identificar y caracterizar fallas potencialmente activas que afecten la rasa de la costa occidental asturiana mediante estudios geológicos, geofísicos y geomorfológicos.
- Valorar la aplicación de técnicas de estudio que son eficientes en contextos tectónica y sísmicamente activos, en un entorno como la Cordillera Cantábrica donde hay pocas evidencias de tectónica activa o reciente, y baja o muy baja sismicidad.
- Determinar y confirmar la orientación de la falla del talud de la autovía del Cantábrico que se ha interpretado previamente de dos maneras diferentes.
- Poner en práctica las distintas metodologías y técnicas adquiridas durante el Máster Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica.
- Desarrollar una base geológica para investigaciones posteriores.

2. METODOLOGÍA

En este capítulo se describen las distintas metodologías, técnicas y procedimientos seguidos en el presente trabajo, lo que fue fundamental para la recolección y análisis de datos detallado del área de estudio.

2.1. Trabajo de gabinete

A continuación, se detallan las fuentes de información usadas para el presente trabajo en la etapa de recopilación y análisis previo a los trabajos en terreno. Se examinaron los principales indicadores en la búsqueda de evidencia de fallas potencialmente activas durante el Cuaternario en cada una de las zonas propuestas, entre las que se destacan la presencia de fallas antiguas cartografiadas, la expresión morfológica de la topografía y la batimetría, el alineamiento de epicentros de sismos, y los movimientos relativos en el terreno.

2.1.1. Geología del Instituto Geológico y Minero de España (IGME)

El conocimiento de la geología local es fundamental porque nos permite identificar zonas de falla previamente cartografiadas y estudiadas por el Instituto Geológico y Minero de España. A través de esta información cartográfica se pudieron localizar algunas fallas geológicas que afectan rocas antiguas, contrastes definidos por contactos litológicos, así como fallas inferidas, que coinciden con cambios en los rasgos geomorfológicos de la línea costera actual.

Los mapas geológicos del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) proporcionan una visión detallada de las formaciones geológicas en el país, mostrando tipos de rocas y estructuras geológicas en distintas escalas. Estos mapas son cruciales para la planificación del territorio, la exploración de recursos, la gestión del medio ambiente y la evaluación de riesgos. La información se puede consultar en

formato digital a través del portal del visor cartográfico del IGME, el cual es un navegador que permite visualizar, consultar y gestionar datos geocientíficos. Para el estudio, se utilizaron los mapas de la cartografía geológica digital continua a escala 1:50.000, GEODE 50 (IGME, 2009), el cual es el resultado de la actualización y estandarización cartográfica de la serie MAGNA, que incluye 1143 mapas geológicos a escala 1:50.000 (Figura 2). El sector correspondiente a la Zona Asturoccidental-Leonesa fue realizada por González-Menéndez et al. (2008).

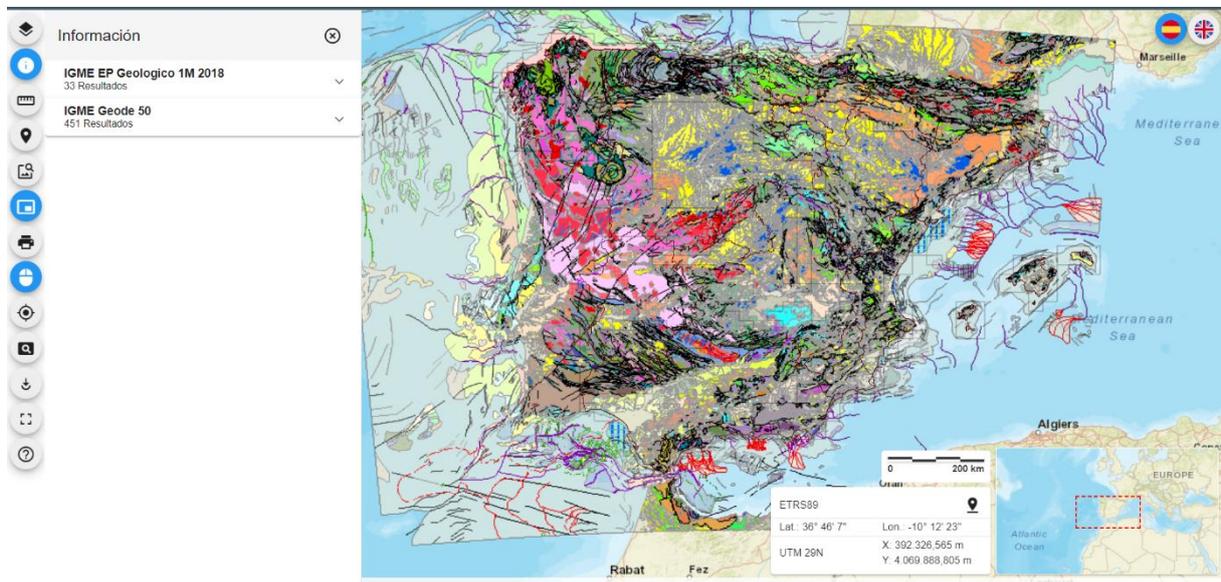


Figura 2. GEODE 50 (IGME, 2009) en el Visor cartográfico del IGME.

2.1.2. Topografía del Instituto Geográfico Nacional (IGN)

La expresión topográfica se refiere a la representación visual de las características físicas del terreno, el cual incluye detalles sobre la elevación, el relieve y la disposición de la superficie terrestre. Para el análisis de la topografía se utilizaron dos fuentes de información: un LiDAR de alta resolución del Instituto Geográfico Nacional para generar la rasa a partir de la selección de superficies con una pendiente menor a 5° en un modelo digital de pendientes, y el programa Google Earth para realizar perfiles topográficos e identificar saltos verticales en la rasa.

Los datos LiDAR (light detection and ranging) utilizados corresponden al Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) del Instituto Geográfico Nacional (IGN), que ofrece datos detallados sobre la superficie terrestre mediante tecnología de detección por radar láser. Estos datos fueron capturados mediante sensores aerotransportados LiDAR en todo el territorio de España. El LiDAR emite miles de pulsos de luz por segundo y registra el tiempo que tarda cada pulso en rebotar de vuelta al sensor, creando un mapa tridimensional de alta precisión del entorno. Esta técnica permite obtener una representación precisa del relieve y de las características del terreno, incluyendo detalles como elevaciones y vegetación. El LiDAR del IGN es utilizado en

la elaboración de mapas topográficos, la gestión del territorio, y estudios ambientales y de infraestructura en España.

Los datos LiDAR se actualizan periódicamente y están disponibles en línea para su descarga gratuita en el Centro de Descargas del CNIG (IGN, 2021a), tal como se aprecia en la Figura 3. En este portal se pueden descargar colecciones de nubes de puntos con sus respectivas coordenadas tridimensionales y parámetros adjuntos, en superficies de 2x2 km de extensión y en el sistema geodésico de referencia ETRS89 para la Península Ibérica. Para el estudio, se utilizaron datos de segunda cobertura (vuelos realizados entre 2015 y 2021), en la cual se capturó con una densidad heterogénea desde los 0,5 puntos hasta los 4 puntos por m².



Figura 3. Nube de puntos LiDAR de segunda cobertura (vuelos entre 2015 y 2021) disponible en el Centro de descargas del CNIG (IGN, 2021a).

Estos datos descargados están en un archivo comprimido LAZ, por lo que deben pasar por un procesamiento previo para su visualización en un sistema de información geográfica. Para ello, se usa la caja de herramientas LAStools para descomprimir y crear un LAS Dataset. Así mismo, requiere de un protocolo de eliminación de la vegetación de la superficie mediante el filtro Ground de esta misma caja de herramientas, para luego poder generar un modelo digital de elevaciones de alta resolución del relieve a través del comando LAS Dataset to Raster.

A través del modelo digital de superficie obtenida con los datos LiDAR, se pudieron precisar también pequeños cambios en el buzamiento de la rasa en casos concretos. Para la determinación de la orientación de la pendiente promedio de las rasas se utilizó la última versión de FindSD, un programa de geología estructural desarrollado por Christopher D. Connors (2023) en la Washington and Lee University, para la visualización y determinación del rumbo y buzamiento de elementos planos. Así mismo, se realizó el trazado de la paleolínea de costa, la cual delimita la rasa (plana

y prácticamente sin pendiente) del inicio de las estribaciones de la Cordillera Cantábrica, de tal manera que puede servir como un marcador para definir posibles movimientos laterales de los bloques que conforman la rasa.

2.1.3. Batimetría de la Red Europea de Observación y Datos Marinos (EMODnet)

La batimetría del EMODnet (Red Europea de Observación y Datos Marinos) proporciona datos detallados sobre la profundidad del océano en Europa (EMODnet, 2018). Este es un servicio creado en 2009 por la Dirección General de Asuntos Marítimos y Pesca de la Comisión Europea (EC DG MARE) y financiado por el Fondo Europeo de Pesca Marítima y Acuicultura (EMFAF), en el que a través de mediciones de sonar y tecnologías similares, se crean mapas precisos de la topografía submarina. Esta información es vital para la navegación, la gestión de recursos marinos, la investigación científica y la planificación costera.

Los datos batimétricos se pueden consultar a través del visor de mapas del EMODnet (Figura 4). La capa de batimetría de alta resolución ofrece una visualización detallada de Modelos Digitales del Terreno (MDT) en áreas específicas, con resoluciones que varían entre 1/512 y 1/32 minutos sexagesimales según la zona (entre 3,6 y 57,8 m).

A partir de los datos batimétricos del EMODnet se creó un modelo digital de superficie y curvas de nivel cada 5 m para el área de estudio usando un software SIG. Es necesario mencionar que, debido a que los datos batimétricos no tienen alta resolución, solo pueden observarse cambios a grandes rasgos. Sobre estos mapas batimétricos se trazaron algunos lineamientos de valles o crestas, la mayoría de tendencia NE-SO.

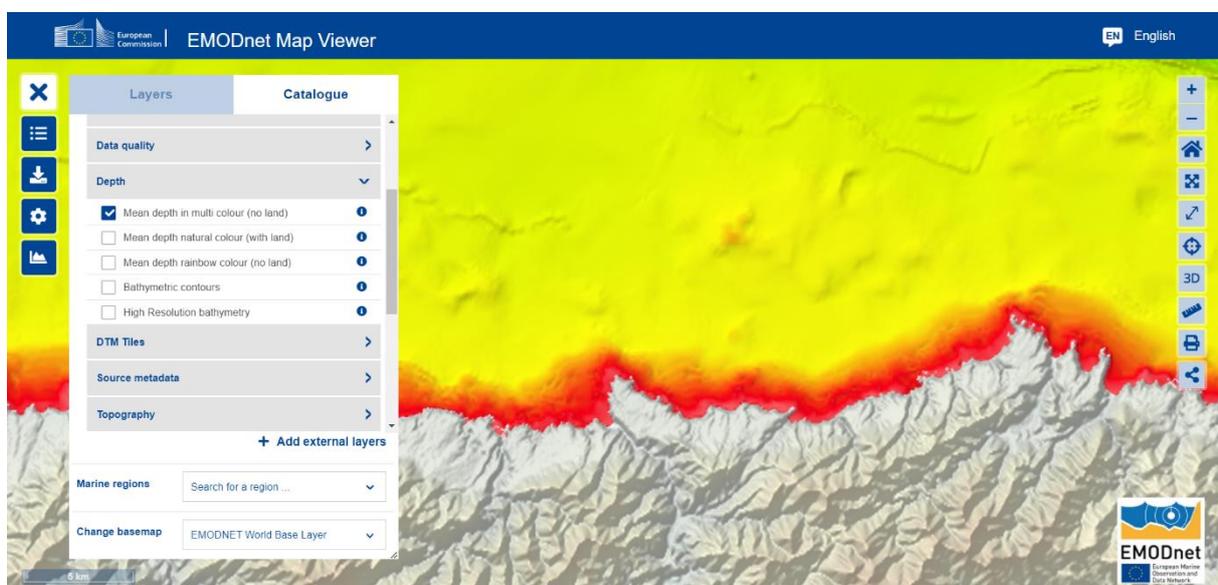


Figura 4. Visor de mapas de la red EMODnet (EMODnet, 2018).

2.1.4. Sismología del Instituto Geográfico Nacional (IGN)

El Instituto Geográfico Nacional (IGN) estudia y monitorea la actividad sísmica en España mediante una red de estaciones sismológicas que registran terremotos y movimientos sísmicos menores. Proporcionan datos precisos sobre magnitud, epicentro y profundidad, esenciales para evaluar riesgos sísmicos y planificar respuestas. Los datos presentados en este estudio provienen del catálogo de terremotos del IGN, en el cual se pueden descargar ficheros que contienen datos de sismos desde el año 1370 de todo el territorio español (IGN, 2024).

Respecto a la información sísmica descargada, se marcaron algunos alineamientos de epicentros sísmicos, que pueden o no estar relacionados con movimientos de reactivación de fallas. Estos terremotos han ocurrido entre mayo de 1909 y febrero de 2024, con magnitudes pequeñas que van entre los 1,3 y 3,4 Mw. Los valores de profundidad 0 se refieren a sismos superficiales (los datos pueden no haber sido suficientes para determinar con precisión la profundidad del hipocentro). Los epicentros que corresponden a un hipocentro con una profundidad mayor a 10 km no estarían relacionados a reactivación de fallas preexistentes.

2.1.5. Interferometría del Servicio Europeo de Movimientos Terrestres (EGMS)

Las técnicas de teledetección son métodos que permiten recolectar datos sobre la superficie terrestre y sus características a distancia, a través de sensores ubicados en satélites, aviones o vehículos aéreos no tripulados. Esta tecnología es crucial en diversos campos como la geología, la gestión de recursos naturales, la planificación urbana y el monitoreo ambiental, ya que ofrece la posibilidad de observar y analizar amplias regiones del planeta con gran precisión.

En el presente trabajo se decidió usar la técnica InSAR, por su fácil accesibilidad y disponibilidad de datos. El Radar Interferométrico de Apertura Sintética (InSAR) utiliza imágenes de radar capturadas desde satélites o aviones para medir con alta precisión los movimientos del terreno. Al comparar imágenes obtenidas en diferentes viajes del satélite sobre el mismo lugar, permite detectar variaciones en la altura del suelo, siendo útil para el monitoreo de deformaciones sobre la superficie terrestre ocasionadas por deslizamientos, terremotos, subsidencias, movimiento de fallas activas y otros fenómenos geológicos.

Para este fin, se utilizó la información del proyecto European Ground Motion Service (EGMS) del programa Copernicus (Figura 5), el cual contiene datos de observación de la Tierra entre enero de 2018 y diciembre de 2022, desarrollado por la misión Sentinel-2 de la Agencia Espacial Europea (ESA) en colaboración con la Comisión Europea, y que permite la libre descarga de estos datos previo registro (CEMS, 2023). El objetivo principal del programa es proporcionar información precisa y actualizada

sobre el medio ambiente, el cambio climático y la gestión de recursos naturales mediante una serie de satélites y sensores.

La plataforma del proyecto EGMS permite visualizar los desplazamientos tanto verticales como horizontales (este-oeste únicamente) de un punto o una nube de puntos, pudiéndose consultar el movimiento en milímetros individualmente cada día, así como el promedio anual. El error cuadrático medio (RMSE) se encuentra entre 0,50 y 3 mm en la información consultada para las zonas de estudio.

Una desventaja respecto a esta técnica es el hecho de que necesita reflectores en tierra para su funcionamiento, por lo que la presencia de construcciones humanas representa una condición beneficiosa, mientras que la vegetación, una gran dificultad.

El InSAR permite medir con gran precisión los desplazamientos en la superficie terrestre, lo que lo convierte en una herramienta valiosa para estudiar fallas activas, permitiendo mejorar la evaluación de riesgos sísmicos y la comprensión de los procesos tectónicos. Si el desplazamiento a lo largo de las fallas es mínimo, es probable que solo los puntos muy cercanos a la falla experimenten movimiento, por lo que es ideal que, además de comparar los resultados de la interferometría utilizando polígonos relativamente grandes (que incluyan puntos en ambos bloques de una falla), también se realice una segunda comparación con polígonos más pequeños que abarquen puntos más cercanos a la traza de falla.

Salvo en los casos de la rasa de Portizuelo y de Cabo Busto, donde se tiene registro de fallas en campo, para el análisis en el resto de zonas se ha supuesto que podrían existir fallas entre las rasas, por lo que los bloques de falla se situarían a ambos lados del arroyo Pendas o Frieras en la zona de Cadavedo y del río Uncín en la zona de Lamuño.

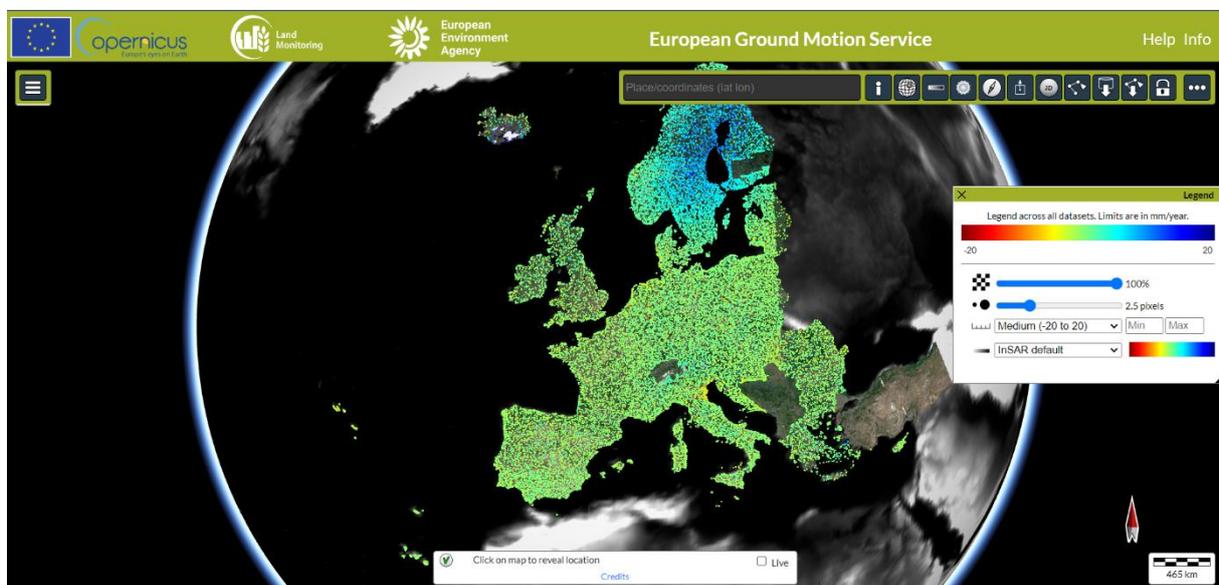


Figura 5. Plataforma del proyecto EGMS de la Agencia Espacial Europea (CEMS, 2023).

2.2. Caracterización en campo

Previamente al trabajo de campo, se realizó la revisión de información bibliográfica y cartográfica, así como la planificación para la accesibilidad a las zonas de estudio. La etapa de campo implicó hacer una descripción geológica in-situ en cada una de las zonas de estudio, la cual incluye la identificación de rocas y minerales, la definición de unidades estratigráficas, el cartografiado y toma de datos de estructuras geológicas como pliegues y fallas (Figura 6), y la evaluación de procesos de erosión.

Para el trabajo de campo se utilizaron distintas herramientas, como la brújula Freiburger y el transportador para la toma de datos espaciales, la lupa y el martillo geológico para el muestreo e identificación de rocas, y la libreta de campo para las anotaciones.



Figura 6. Medición de datos de un plano de falla en la playa de Portizuelo (vista al SO).

Los principales datos de fallas que se tomaron en campo para determinar su orientación y cinemática (Figura 7), son los siguientes:

- ✓ Dirección de buzamiento (Dip direction): Es el ángulo medido entre el norte magnético y la proyección en la horizontal de la línea de máxima pendiente. Es perpendicular a la línea de rumbo (strike) del plano de falla. Está representada por un número entre 0° y 360° , y se toma con brújula.

- ✓ Buzamiento (Dip): Es el ángulo de máxima pendiente del plano de falla. Está representado por un número entre 0° y 90° , y se toma con el clinómetro de la brújula.
- ✓ Cabeceo (Pitch): Es el ángulo entre la línea de rumbo del plano de falla y la estría, medido sobre la superficie del plano de falla. Está representado por un número entre 0° y 90° , y los puntos cardinales hacia donde fue medido. Se puede medir con un transportador.

Estos datos de orientación de fallas fueron proyectados en estereogramas a través del programa Stereonet, desarrollado por Richard Allmendinger (2020).

También se registraron ciertas características, rasgos y estructuras menores asociadas a las fallas mencionadas, junto con una estimación de la extensión vertical de la traza de la falla y la presencia de rocas de falla. Además, se recopilaron datos sobre la orientación de la estratificación de los bloques a ambos lados de las fallas.

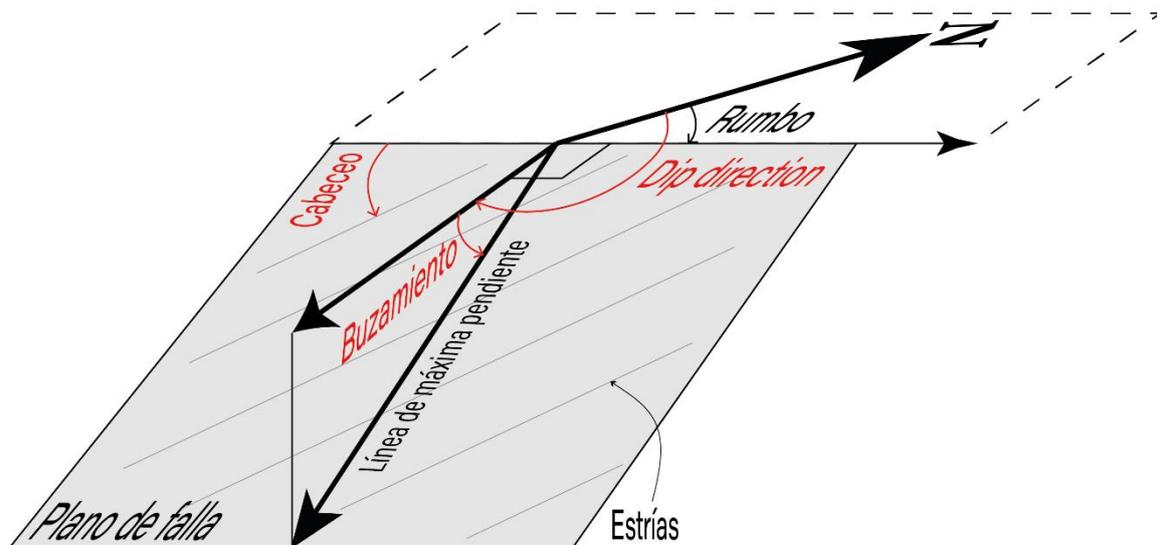


Figura 7. Datos tomados sobre el plano de falla.

2.3. Métodos geofísicos

Los métodos geofísicos son un conjunto de métodos de investigación indirecta para examinar el subsuelo, no invasivos, por lo que no hay necesidad de alterar el terreno para su estudio. Son importantes para localizar recursos naturales, evaluar terrenos para construcciones, identificar riesgos naturales, monitorear el medio ambiente e incluso, asistir en la arqueología.

Estos métodos ofrecen datos clave para el conocimiento de las características subterráneas del suelo, sin embargo, requieren también de observaciones geológicas directas en campo para tener un conjunto robusto de datos más confiable.

Para el presente estudio se aplicaron dos métodos activos, es decir, que transmiten energía generada artificialmente y capturan la información que retorna: tomografía eléctrica y sísmica de refracción, los cuales se escogieron por su versatilidad en campo y el procesamiento de datos relativamente sencillo. Los puntos de instalación de sensores, ya sea geófonos o electrodos, fueron ubicados en línea cada 1,5 m, determinándose su posición y cota exacta con un GPS diferencial Leica (Figura 8).



Figura 8. Medición de puntos con GPS diferencial Leica en la línea Busto-3 (vista al SE).

2.3.1. Sísmica de refracción

Fundamentos

La sísmica de refracción es un método geofísico que emplea la propagación de ondas sísmicas para estudiar las propiedades del subsuelo. Este proceso involucra la generación de ondas sísmicas en la superficie para registrar el tiempo de llegada en los distintos sensores receptores (geófonos). A medida que las ondas atraviesan diferentes capas con velocidades de propagación variables, se refractan, lo que permite reconocer variaciones en la distribución de las velocidades sísmicas de ondas e interpretar la estructura del subsuelo. Esta técnica es de gran utilidad para determinar la profundidad y geometría de las capas.

En el método sísmico de refracción, se estudian principalmente ondas P, primarias o compresionales, las cuales se mueven a través del medio provocando un desplazamiento de las partículas en la misma dirección en la que se propagan, mediante compresión y dilatación del material. La onda refractada crítica se mueve a lo largo del límite entre dos capas de un medio, cuando el ángulo de incidencia alcanza un valor específico denominado ángulo crítico. En este caso, la onda se propaga

paralelamente a la interfaz entre las dos capas y lo hace a la velocidad característica de la segunda capa, siempre que la velocidad de la segunda capa sea mayor que la de la primera. A medida que avanza, la onda produce perturbaciones que regresan a la superficie con un ángulo ascendente que coincide con el ángulo crítico, lo que permite identificar la superficie de contacto entre las capas (Olona, 2014).

Adquisición

En el estudio, se empleó este método para determinar la continuidad de la falla en la zona de Cabo Busto, la cual aflora en los taludes de la autovía del Cantábrico, y que fue descrita por Gutiérrez-Claverol et al. (2006) y Álvarez-Marrón et al. (2008). La línea sísmica de 88,5 m de extensión incluye 60 geófonos con un espaciado de 1,5 m. Además, se dispuso cada 15 m la ubicación de la fuente sísmica, con dos sitios cada 5 m a ambos lados afuera de la línea sísmica, realizándose 11 disparos (Figura 9A).

La fuente sísmica en este caso son golpes generados con un mazo de acero de 25 libras. Seguidamente, los geófonos detectan el movimiento del suelo y la transforman en impulsos eléctricos, el sismógrafo recibe estas señales y las lecturas pueden ser programadas y visualizadas a través de un ordenador. Los equipos funcionan con dos baterías de 12 voltios.

Las capas deben presentar un contraste de impedancia acústica, el cual es una medida de la resistencia que ofrece un medio a la propagación de ondas, y se calcula matemáticamente como el producto de la velocidad y la densidad de cada capa. De este modo, se produce reflexión y refracción de ondas sísmicas sobre la interfaz entre las capas (Figura 9B). Las primeras llegadas en el registro sísmico corresponden a las ondas directas y luego las ondas refractadas (Figura 9C), diferenciándose por un cambio en la pendiente de las dromocrónicas o líneas que unen las primeras llegadas.

Procesado y modelización

Los datos recogidos son procesados en SeisImager desarrollado por Geometrics Inc., mediante un ordenador. El programa Pickwin permite visualizar los registros de los disparos para picar las primeras llegadas en cada uno de ellos (Figura 10). Posteriormente, en el programa Plotrefa se hace un análisis de las dromocrónicas (curvas de los tiempos de primera llegada de las ondas versus la distancia), obteniéndose finalmente un modelo de velocidades mediante la inversión de estos tiempos de primera llegada.

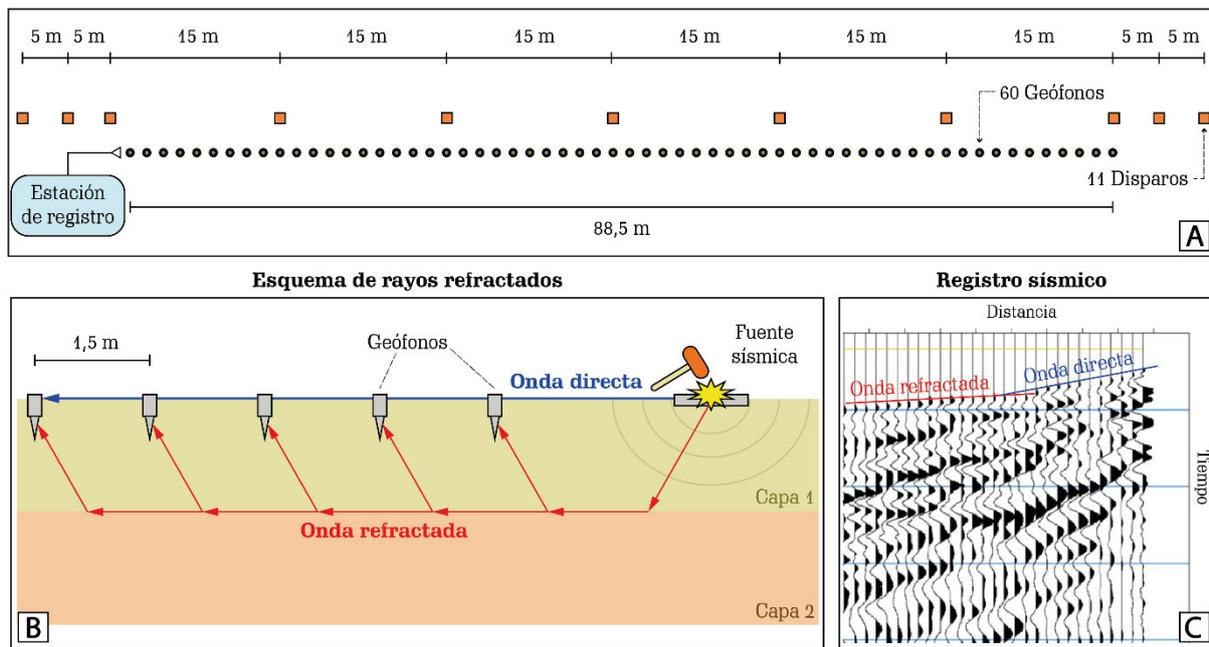


Figura 9. A) Diseño del tendido de la línea sísmica en el área de estudio. B) Rayos refractados críticamente por la diferencia de impedancia acústica entre capas rocosas. C) Dromocrónicas de las primeras llegadas en el registro sísmico, correspondientes a la onda directa (azul) y la onda refractada (rojo).

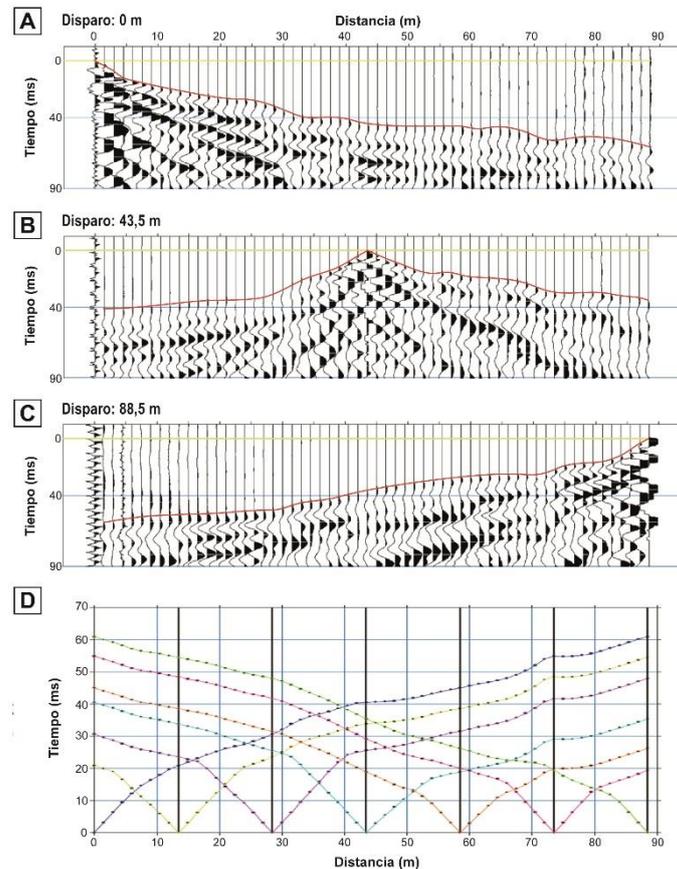


Figura 10. Registro de tres disparos, en los extremos (A y C) y en el centro (B), señalando las primeras llegadas de onda P, y dromocrónicas de todos los disparos (D).

2.3.2. Tomografía eléctrica

Fundamentos

La tomografía eléctrica es un método de prospección geofísica que genera imágenes del subsuelo mediante el cálculo de las resistividades eléctricas. El procedimiento implica aplicar una corriente eléctrica al suelo entre dos electrodos y registrar la diferencia de voltaje entre otros dos en diversos puntos, el cual es utilizado para elaborar un perfil que muestra la distribución de la resistividad y propiedades de las capas. Este método es eficaz para estudiar la estructura geológica del subsuelo e identificar recursos hídricos.

La resistividad de un material indica cuánto se opone al paso de la corriente eléctrica, y se calcula multiplicando la resistencia del material por el área transversal y dividiendo el resultado entre la longitud del material. Este parámetro es inversamente proporcional a la conductividad eléctrica, por lo que los materiales con baja resistividad facilitan el flujo de corriente, mientras que aquellos con alta resistividad lo dificultan. Por ejemplo, rocas con alta permeabilidad y saturación de agua suelen tener baja resistividad, mientras que materiales rocosos con baja porosidad generalmente tienen alta resistividad.

Adquisición

Este método también fue utilizado para examinar la continuidad de la falla localizada en el tramo de la autovía del Cantábrico en la zona de Cabo Busto, a manera de complemento con el método sísmico de refracción. Se instalaron en serie 56 electrodos equidistantes con un espaciado de 1,5 m a lo largo de 82,5 m (Figura 11A y Figura 12), y su funcionamiento se programa en la unidad de registro (resistivímetro multicanal), el cual está conectado a una batería de 12 voltios. El resistivímetro determina la resistividad aparente de un material en un perfil 2D al aplicar una corriente conocida a través de él y medir el voltaje resultante. A partir de estos datos de resistividad aparente, se calcula el perfil de resistividad real por modelización inversa. El equipo selecciona cuatro electrodos, un dipolo emisor y un dipolo receptor en diferentes posiciones y combinaciones, de tal manera que cubre toda la extensión de la línea a distintas profundidades (Figuras 11B y 11C).

El resistivímetro verifica previamente que todos los electrodos estén correctamente conectados, realizando dos ciclos de medida en cada punto y comparando estos valores para comprobar que el error sea menor al 2%, y luego se programa para efectuar la medición de resistividades aparentes.

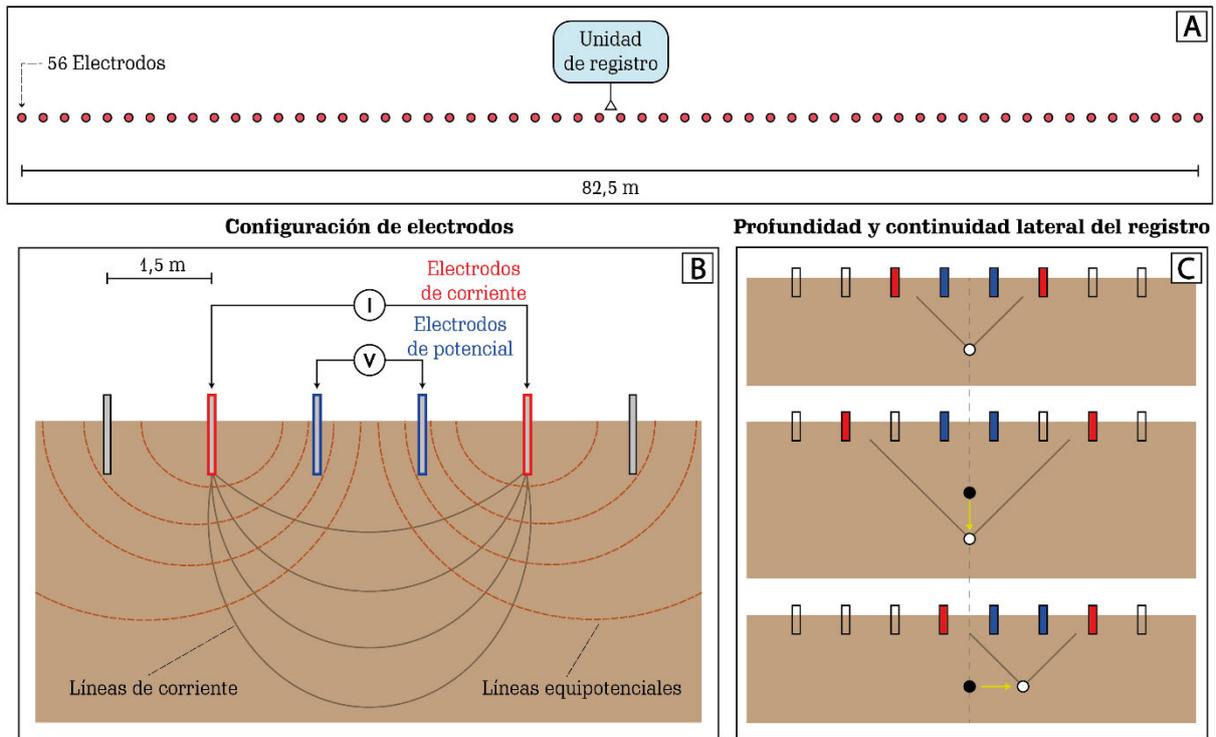


Figura 11. A) Diseño del tendido de electrodos en la superficie del terreno en el área de estudio. B) Configuración típica de electrodos para el registro de los valores de resistividad eléctrica de los materiales en el subsuelo con un dispositivo Wenner (modificado de Burger, 1992). C) Distinta distribución espacial de los dipolos emisor y receptor permiten obtener una mayor profundidad y extensión lateral de exploración.



Figura 12. Instalación de electrodos cada metro y medio en la zona de estudio (vista al N).

Los dispositivos probados en el estudio, a través del programa AGISSAdmin, fueron el Dipolo-dipolo y Schlumberger invertido. El dispositivo Dipolo-dipolo (Figura 13A) consta de un dipolo emisor y un dipolo receptor, colocados adyacentes entre sí a una distancia específica, tomando un total de 762 puntos de registro en 31 minutos. El dispositivo Schlumberger invertido (Figura 13B), por su parte, consta de la configuración estándar, pero con el dipolo emisor ubicado en el centro y los electrodos receptores situados en los extremos a una distancia determinada, tomando 729 puntos de registro en un tiempo de 45 minutos aproximadamente. Aunque los resultados son similares, el segundo dispositivo tiene una señal más fuerte y también una mejor resolución vertical que el primero.

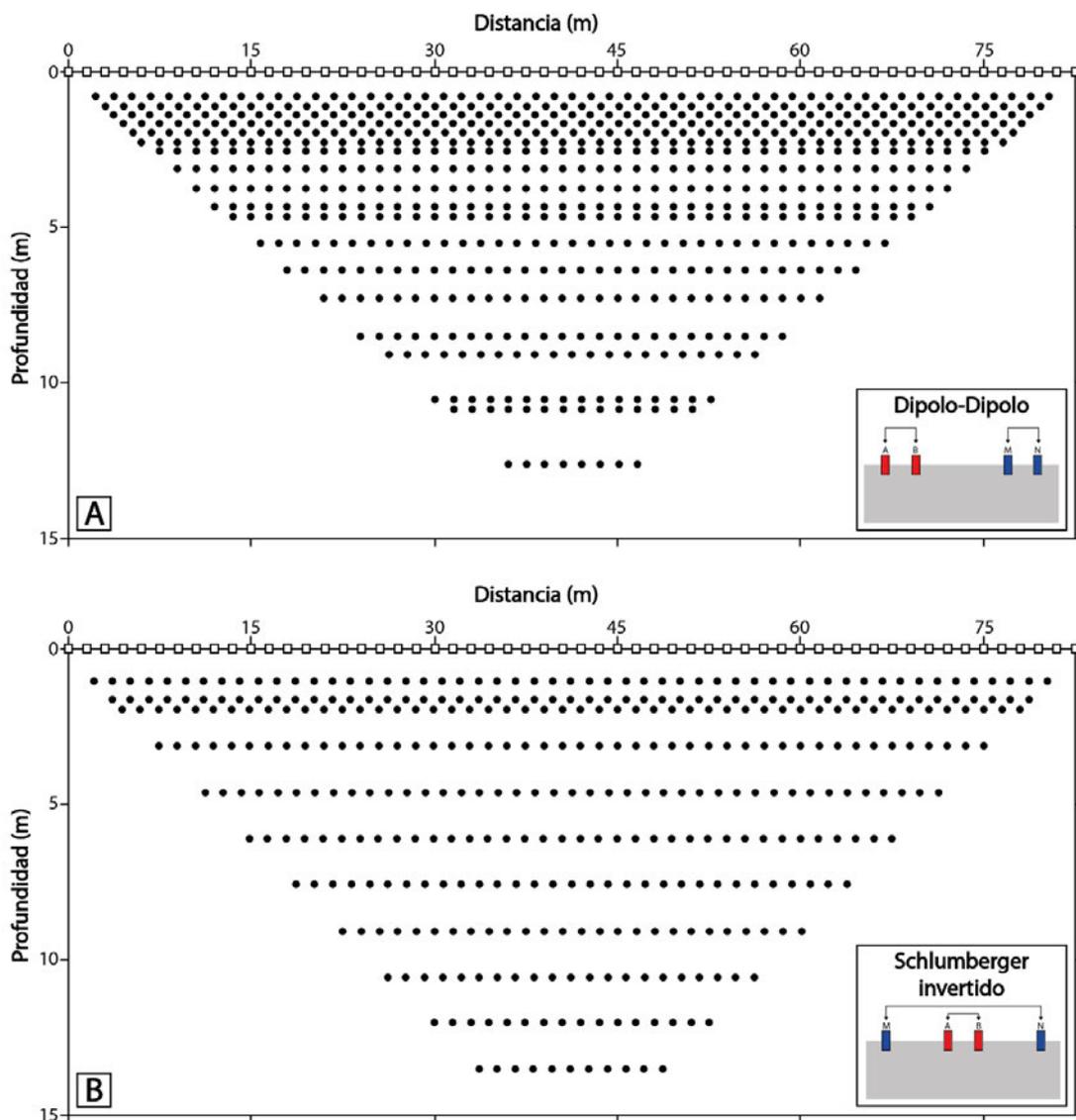


Figura 13. Dispositivos seleccionados para el presente estudio, según el diseño previo del programa AGISSAdmin para las líneas geofísicas. A) Dipolo-dipolo, con el dipolo transmisor ubicado lateralmente al dipolo receptor. B) Schlumberger invertido, con la configuración de un dipolo emisor en el medio y los electrodos receptores en los extremos.

Procesado y modelización

Para el procesado de los datos y posterior modelización se empleó el programa Earth Imager 2D desarrollado por la compañía Advanced Geosciences Inc. A través de este, se puede determinar la dispersión de datos desajustados, eliminar datos con alto error y generar las pseudosecciones de resistividad aparente. Para la obtención de la sección de resistividad real, el programa ejecuta un algoritmo de inversión de la pseudosección de resistividad aparente registrado en campo, de tal manera que la pseudosección de resistividad aparente calculado se asemeje en lo posible al perfil medido. Se recomienda que haya al menos cuatro iteraciones para encontrar una solución adecuada y un error cuadrático medio (RMS) entre las pseudosecciones inferior al 5%.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

El margen cantábrico, situado en el norte de la península Ibérica, es una región de gran interés debido a su compleja historia geológica. El estudio se enmarca dentro de la Zona Asturoccidental-Leonesa (Figura 14), un terreno que forma parte de la zona interna de la rama ibérica del orógeno Varisco, la cual se caracteriza por una tectónica de piel gruesa en la que el basamento participa en la deformación, implicando un engrosamiento de corteza. La potente acumulación de sedimentos epicontinentales y la presencia de un basamento continental adelgazado crean una situación poco común en la que no afloran las rocas del basamento (Martínez-Catalán et al, 1990).

Las unidades más antiguas expuestas en el área de estudio corresponden a potentes secuencias sedimentarias de edad Cámbrico-Ordovícico (Figura 15), que son predominantemente terrígenas de aguas someras de areniscas feldespáticas y cuarcitas (Formación Herrería y Serie de los Cabos) con episodios carbonatados (Formación Vegadeo), seguidas de facies euxínicas de pizarras negras (Formación Luarca) y secuencias turbidíticas (Formación Agüeira), las cuales están intensamente deformadas por la orogenia Varisca, en la que la coexistencia de varios tipos de estructuras superpuestas en la región revela una deformación polifásica (Marcos et al., 1976).

Una fase inicial de deformación se distingue por el desarrollo de una esquistosidad de flujo, acompañada de pliegues de tamaño micro y mesoscópico, y un metamorfismo regional leve. Los pliegues que surgen en esta fase tienen una geometría similar, con simetría rómbica o monoclinica, y rara vez superan la escala métrica. En la Serie de los Cabos, la alternancia de capas competentes e incompetentes favorece el desarrollo de boudinage (Marcos et al., 1976).

La segunda fase de deformación ocurre posterior al pico de metamorfismo, plegando y modificando las estructuras de la primera fase. En esta fase, se forman pliegues de distintos tamaños, que van desde grandes estructuras hasta pliegues menores y kink-

bands visibles en las Pizarras de Luarca. Los pliegues más grandes tienden a tener flancos rectos y superficies axiales que son subverticales o inclinadas ligeramente hacia el oeste, mientras que los pliegues más pequeños son cilíndricos, con charnela recta y una geometría que recuerda a los pliegues flexurales modificados por aplastamiento (Marcos et al., 1976).

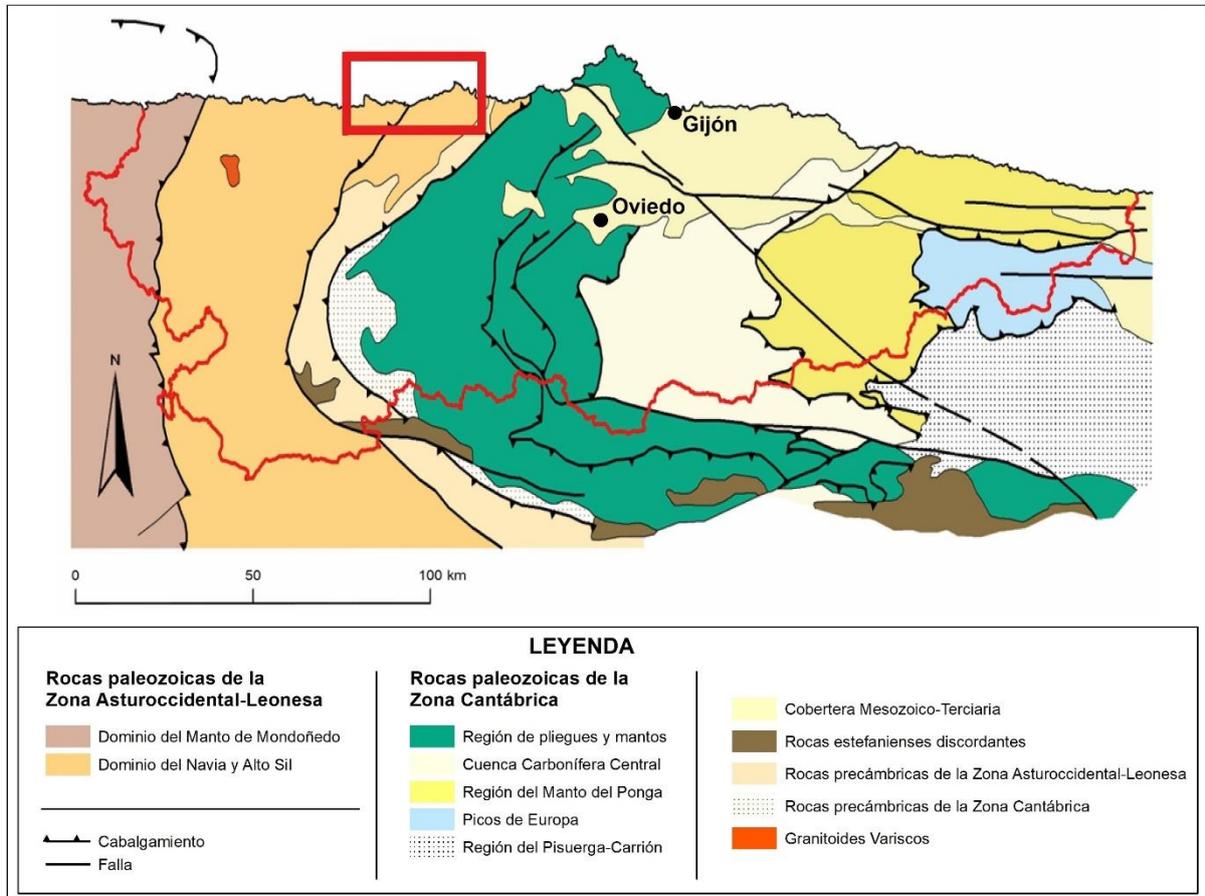


Figura 14. Unidades geológicas de las zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa en el Principado de Asturias, señalando el área de estudio (modificado de Bastida & Aller, 1995).

Los cabalgamientos presentes en el área parecen corresponder a una fase intermedia entre estas dos fases tectónicas, en la que estos cabalgamientos atraviesan las estructuras formadas durante la primera fase y, a su vez, son deformados por los pliegues generados en la segunda fase tectónica (Marcos, 1973).

Durante una tercera fase de deformación, se generan estructuras menores de geometría variable, que incluyen pliegues similares a los pliegues tipo kink-band. Estas estructuras están siempre asociadas a una esquistosidad de crenulación, la cual está definida por planos de debilidad vinculados al microplegamiento de una anisotropía previa (Marcos et al., 1980).

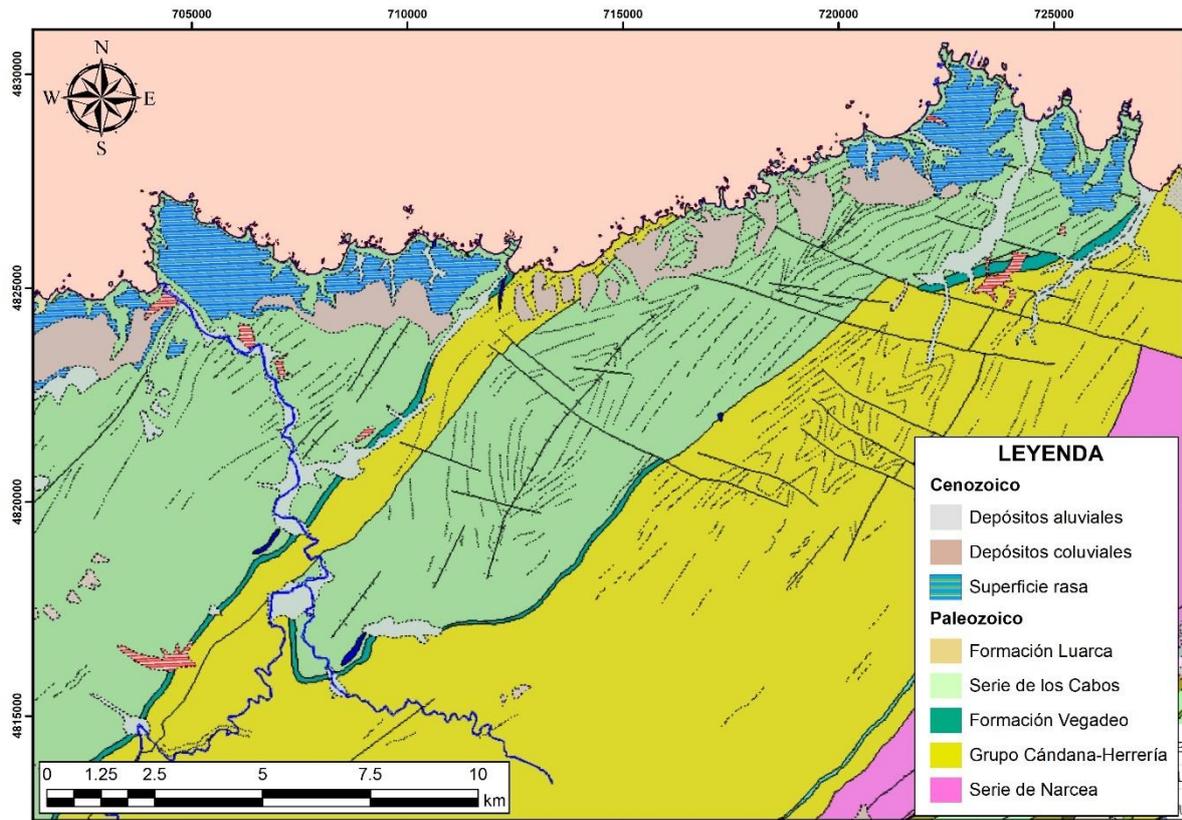


Figura 15. Mapa geológico del área según el GEODE 50 (González-Menéndez et al., 2008).

Sobre las secuencias paleozoicas, se encuentran en discordancia los depósitos cuaternarios que conforman la rasa, originados por procesos marinos. Aunque no hay evidencia de terrenos mesozoicos y cenozoicos en el área de estudio, la geología de la región adyacente nos proporciona información sobre los eventos ocurridos durante ese tiempo.

Una fase de extensión permo-mesozoica, posterior a la tectónica Varisca, causó el hundimiento de la zona septentrional de la región asturiana, formándose de esta manera algunas cuencas de régimen marino clástico y carbonatado, con períodos transgresivos y regresivos (Julivert et al., 1973). Durante el Jurásico Medio-Superior, ocurrió un levantamiento, la formación de un gran sinclinal y de fallas normales, lo cual provocó una discordancia angular y un cambio de ambiente sedimentario de marino a continental. En el Jurásico Superior-Cretácico Inferior, se produjo una reactivación extensional de fallas, y durante el Cenozoico (Eoceno-Mioceno), la orogenia Alpina provocó una inversión tectónica y reactivación de fallas, actuando como fallas inversas y de desgarre que generaron pliegues (Uzkeda et al., 2025).

En el Cuaternario, las plataformas que conforman la rasa fueron talladas en un lecho rocoso cuarcítico resistente a la erosión y cubiertas por sedimentos durante el Plioceno, experimentando un posterior levantamiento hasta su apariencia actual (Álvarez-Marrón et al., 2008). Las rasas son actualmente superficies planas

caracterizadas por una pendiente muy suave hacia el mar, que varía entre $0,15^\circ$ y $0,40^\circ$, las cuales se conservan predominantemente en materiales cuarcíticos y arenosos, mientras que en calizas su presencia es más irregular debido a los procesos kársticos que las afectan. Estas rasas se extienden a lo largo de la franja costera, situadas entre bordes de acantilado y estribaciones montañosas interiores, encontrándose a diferentes alturas (Flor, 1983).

En la actualidad, la Zona Asturoccidental-Leonesa está dominada por la convergencia entre las placas Africana y Euroasiática, indicando algunos estudios una compresión general NO-SE. Aunque históricamente se ha considerado una zona de baja sismicidad, en las últimas décadas se han registrado terremotos superficiales con magnitudes superiores a 4 (Gutiérrez-Claverol et al., 2006).

4. ESTRATIGRAFÍA

La sucesión estratigráfica en el área de estudio está constituida predominantemente por sedimentos detríticos y pizarrosos (Figura 16). La información geológica proviene de la memoria descriptiva de los mapas geológicos de las hojas de Luarca (Marcos et al., 1980) y Busto (Marcos et al., 1976) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA), publicado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), así como de observaciones puntuales realizadas en campo.

4.1. Grupo Cándana-Herrería (Cámbrico Inferior)

Son niveles de areniscas feldespáticas de grano grueso, intercaladas con pizarras. Estos depósitos, de origen continental acumulados en un ambiente marino somero, tienen un espesor estimado de más de 2000 m entre Concha de Artedo y Cudillero, aunque en otros sectores no aparece completamente debido a la interrupción de su base por un cabalgamiento. Su datación se basa en una fauna de trilobites encontradas en la parte superior, en niveles de transición hacia la Caliza de Vegadeo, correspondientes al Cámbrico Inferior (Marcos et al., 1976). En el área de estudio, esta secuencia está expuesta al este de la playa Concha de Artedo (Lamuño) y la playa de Cadavedo.

4.2. Caliza de Vegadeo (Cámbrico Inferior-Medio)

Es una formación carbonatada, conformada por calizas y dolomías, cuyo espesor aproximado se ha calculado en 100 metros. Se presenta con frecuencia recristalizada y dolomitizada, por lo que sus características sedimentológicas no han podido ser determinadas con precisión. Su edad se ha determinado por los yacimientos de trilobites situados inmediatamente por encima y debajo de ella, estimando que corresponde al Cámbrico Inferior (Marcos et al., 1976). Esta unidad está expuesta en las playas Concha de Artedo (Lamuño) y Cadavedo.

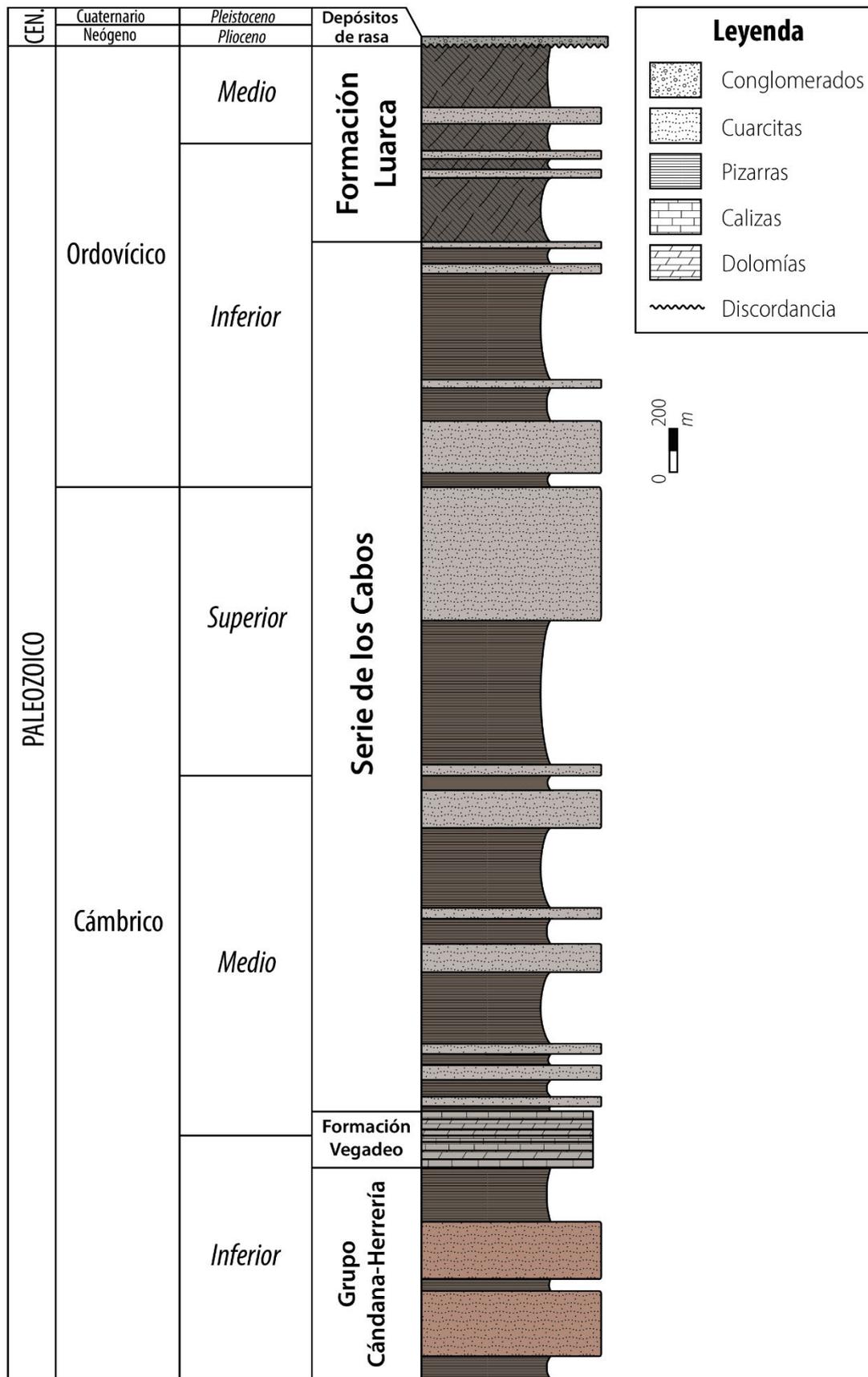


Figura 16. Columna estratigráfica del área de estudio (modificada de Marcos & Arboleya, 1974).

4.3. Serie de los Cabos (Cámbrico Medio-Ordovícico Inferior)

La Serie de los Cabos está compuesta por areniscas, cuarcitas, siltitas y pizarras, con un espesor total de aproximadamente 4000 metros. Esta formación presenta una sedimentología compleja, pues en la parte inferior de la sucesión predominan las facies intermareales, mientras que en la parte media-alta se describe un aumento de facies de barra off-shore y lagunares, que gradualmente pasan a facies más distales en los niveles superiores. Se ha establecido que los niveles basales de la Serie de los Cabos, que consisten principalmente en pizarras verdes con trilobites, corresponden al Cámbrico Medio (Marcos et al., 1980). Esta potente secuencia aflora en los acantilados de gran parte del área de estudio, pudiendo encontrarse en Cabo Busto, así como al oeste de Concha de Artedo y Cadavedo.

4.4. Pizarras de Luarca (Ordovícico Inferior-Medio)

Las Pizarras de Luarca están compuestas principalmente por pizarras negras masivas ricas en sulfuros de hierro. El espesor de esta formación varía significativamente en la región, alcanzando su máximo en la zona de Navia con aproximadamente 1200 metros, mientras que disminuye hacia el este y oeste, con espesores de alrededor de 500 metros cerca de Luarca. Las características sedimentológicas de estas pizarras sugieren que su sedimentación ocurrió en un ambiente en condiciones de bajo oxígeno. Se le ha atribuido una edad de Ordovícico Medio por la presencia de fauna de trilobites, lamelibranquios y cistoideos en la zona de Luarca (Marcos et al., 1980). Esta unidad se expone en los acantilados de la playa de Portizuelo, al este de Luarca.

4.5. Depósitos de rasa (Neógeno-Cuaternario)

La rasa se interpreta generalmente como una antigua superficie de abrasión marina, en la que se presentan depósitos de cantos y niveles arenosos, que están dispersos por su superficie. Estos cantos, compuestos principalmente de cuarcita, son de origen marino y los minerales pesados que presentan difieren de los que se encuentran en las rocas del zócalo. Además, las acumulaciones de cantos marinos vuelven a aparecer sobre la rasa, entre los ríos Esquerio y Uncín, a una altitud de 120 metros (Marcos et al., 1976). Álvarez-Marrón et al. (2008) sugirieron una edad mínima de 1 a 2 millones de años para estas plataformas, según la concentración de nucleidos cosmogénicos encontrada en muestras de cuarcita. La rasa se observa en toda el área de estudio, desde Lamuño, al este, hasta Portizuelo, al oeste.

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En este capítulo se abordan los criterios de identificación de posibles fallas en el área de estudio, así como las características geológicas de las principales estructuras estudiadas durante las labores de campo en cada una de las zonas, así como la aplicación de distintas técnicas y algunos ensayos geofísicos en los casos necesarios.

Se seleccionaron cuatro zonas de estudio (Figura 17) con potencial de fallas a partir de un análisis superficial de modelos digitales de terreno (MDT25 de 2da cobertura) con una resolución horizontal de 25 m del Instituto Geográfico Nacional (IGN, 2021b), así como la geología del área, en el que se identificaron a grandes rasgos algunos probables desplazamientos relativos en sentido vertical u horizontal de la rasa en la costa occidental asturiana. Estas zonas se señalan, de oeste a este, a continuación:

- 1) Playa de Portizuelo (Luarca)
- 2) Cabo Busto
- 3) Cadavedo
- 4) Playa Concha de Artedo (Lamuño)

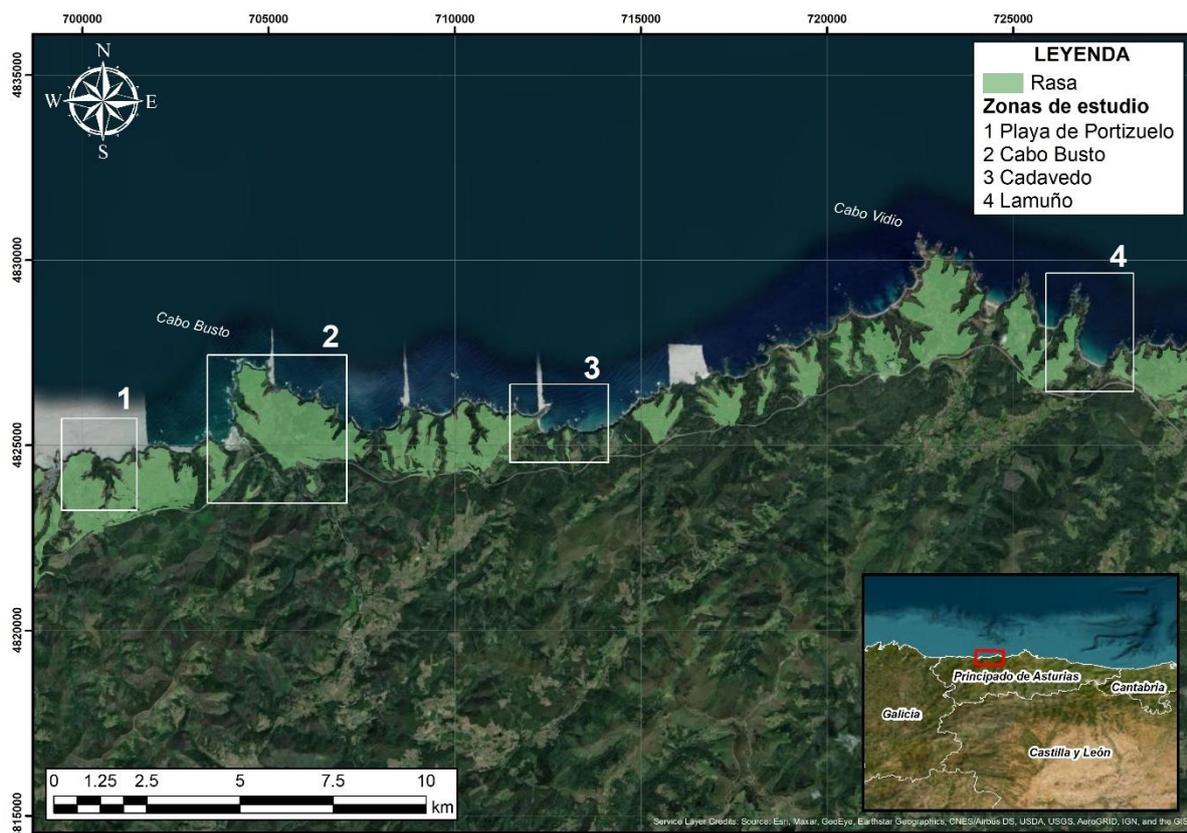


Figura 17. Mapa de las zonas propuestas.

5.1. Portizuelo (Luarca)

5.1.1. Descripción geológica

La playa de Portizuelo constituye parte de una costa acantilada rocosa (Figura 18), conformada por las secuencias de pizarras negras, areniscas y cuarcitas de la Formación Luarca, las cuales se encuentran afectadas por un conjunto de fallas (Figura 19). Las coordenadas de su ubicación se detallan en la Tabla 2.

N	E
4824753	700375

Tabla 2. Coordenadas de la falla principal en la playa Portizuelo.

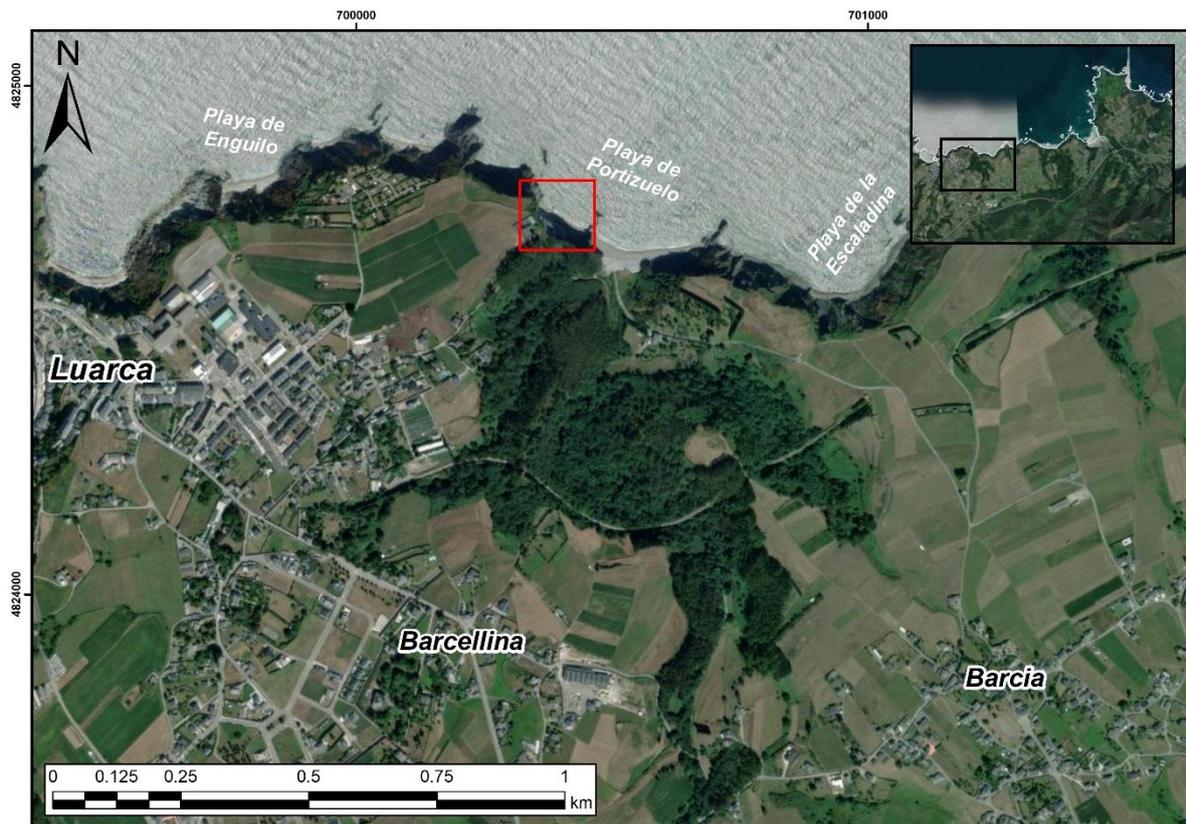


Figura 18. Mapa de ubicación de la zona de estudio en la playa de Portizuelo.

La falla principal es una falla inversa con una componente de desgarre, de gran longitud (aproximadamente 30 m), y que tiene un salto de decenas de metros, denotado por un nivel oscuro de pizarras y cuarcitas (Figura 20). El plano de falla es alabeado, y presenta una banda de rocas de falla de varios metros, desarrollada en ambos bloques, evidenciando una intensa deformación. Esta zona de daño de la falla (damage zone), constituida principalmente por brechas de falla o cataclasitas, puede observarse claramente en contacto con las cuarcitas en la Figura 21. Los datos de orientación de la falla principal, así como de la estratificación de los bloques que separa, se pueden consultar en las Tablas 3 y 4.

	Dirección de buzamiento	Buzamiento	Cabeceo (estrías)
Falla inversa	317°	61°	28° NE

Tabla 3. Datos de orientación de la falla inversa con componente de desgarre.

	Dirección de buzamiento	Buzamiento
Estratificación (bloque techo)	153°	18°
Estratificación (bloque muro)	308°	25°

Tabla 4. Datos de orientación de la estratificación a ambos lados de la falla principal.

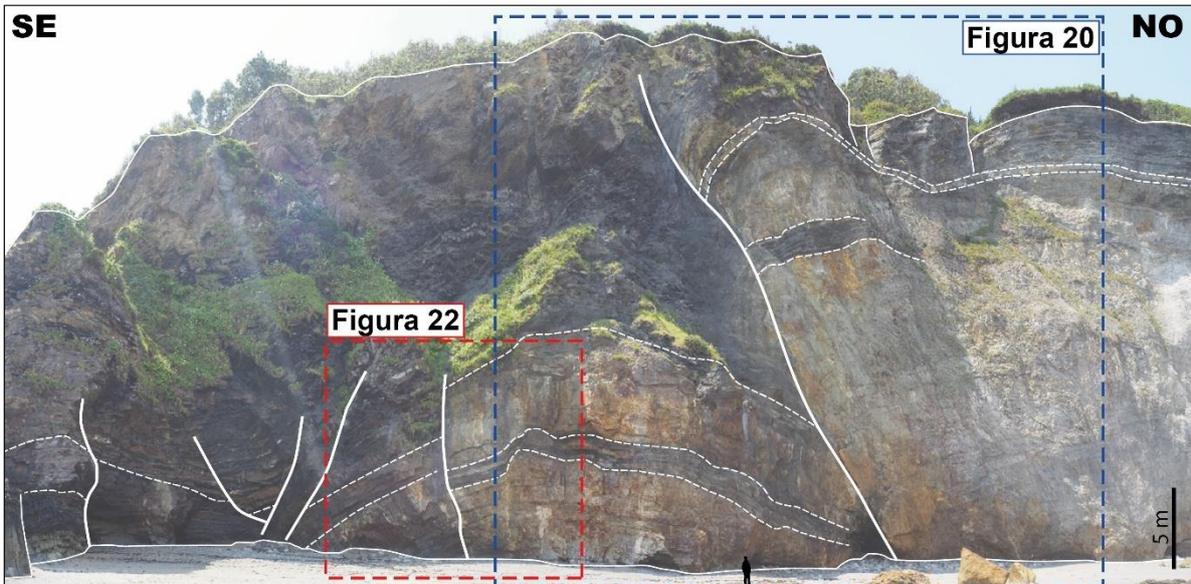


Figura 19. Vista panorámica del acantilado en playa de Portizuelo (vista al SO).

Se aprecia, además, que los bloques techo (NO) y muro (SE) a ambos lados de la falla están compuestos por estratos que forman anticlinales abiertos. Estas capas están en situación de rampa respecto a la falla. Se observa también hacia la parte superior del bloque techo, una estructura asociada a la falla, conocida como pliegues de arrastre o drag folds, con su característica forma convexa. Por otro lado, en el bloque muro de la falla principal, existe una falla secundaria también de cinemática inversa cortando el anticlinal. Esta falla, de longitud métrica, así mismo, presenta una banda de rocas de falla y otras fallas menores asociadas (Figura 22). Los datos de orientación pueden verse en las Tablas 5 y 6.

	Dirección de buzamiento	Buzamiento
Falla inversa	20°	85°

Tabla 5. Datos de orientación de la falla secundaria.

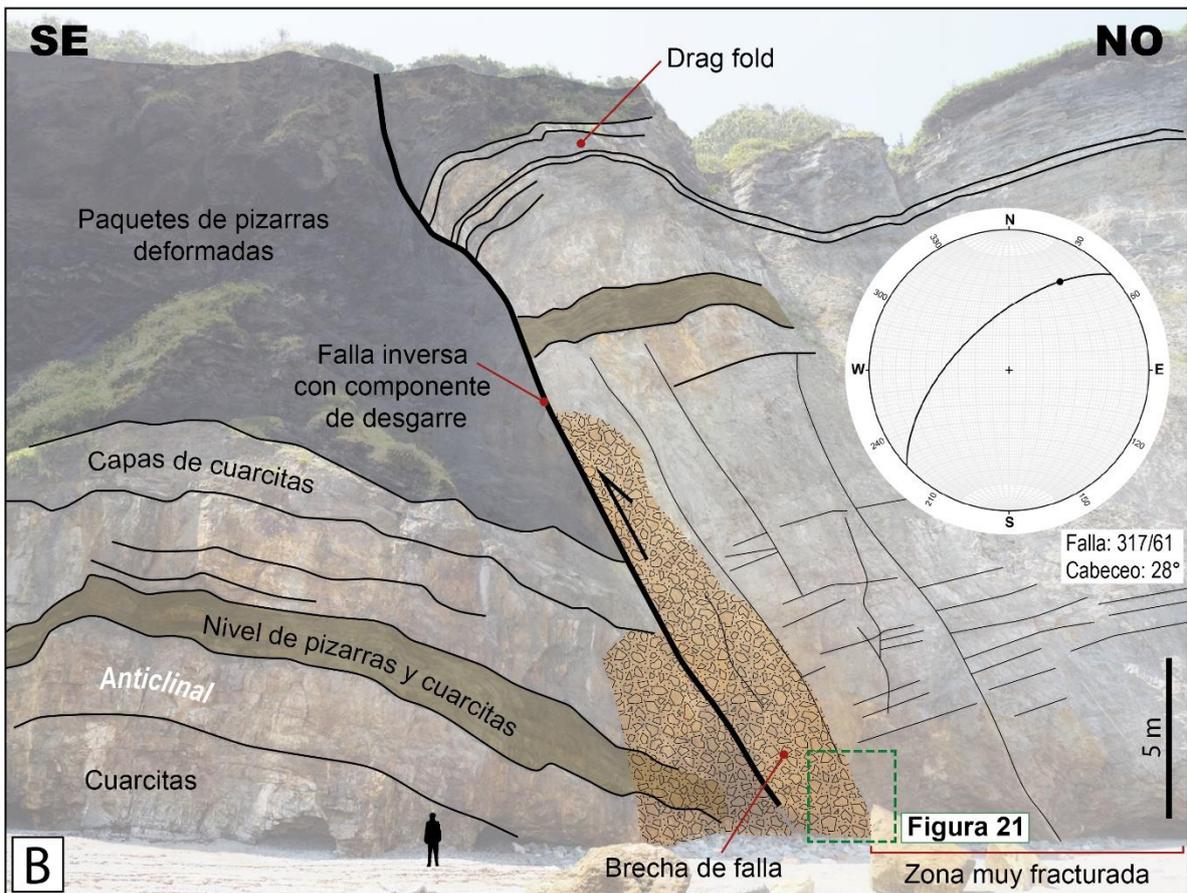
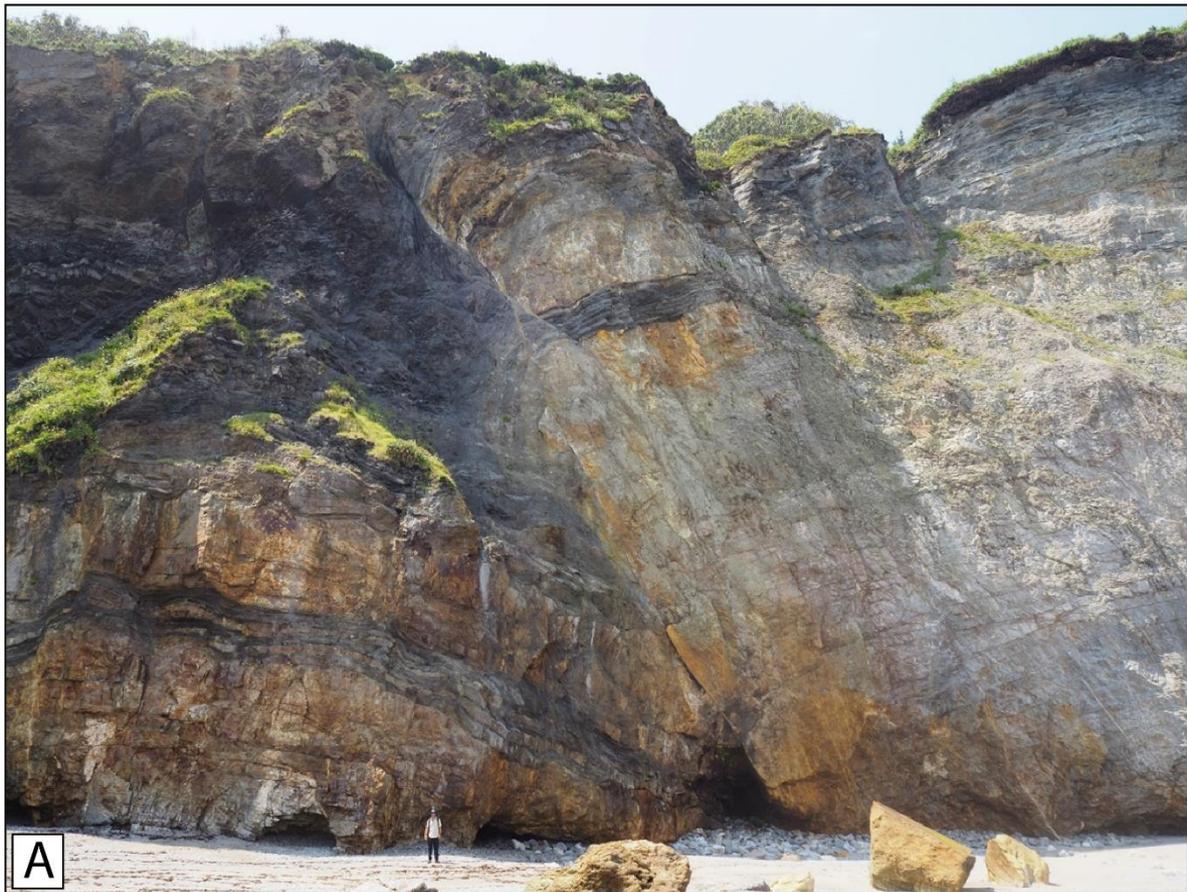


Figura 20. Fotografía (A) y esquema (B) de la falla de Portizuelo.

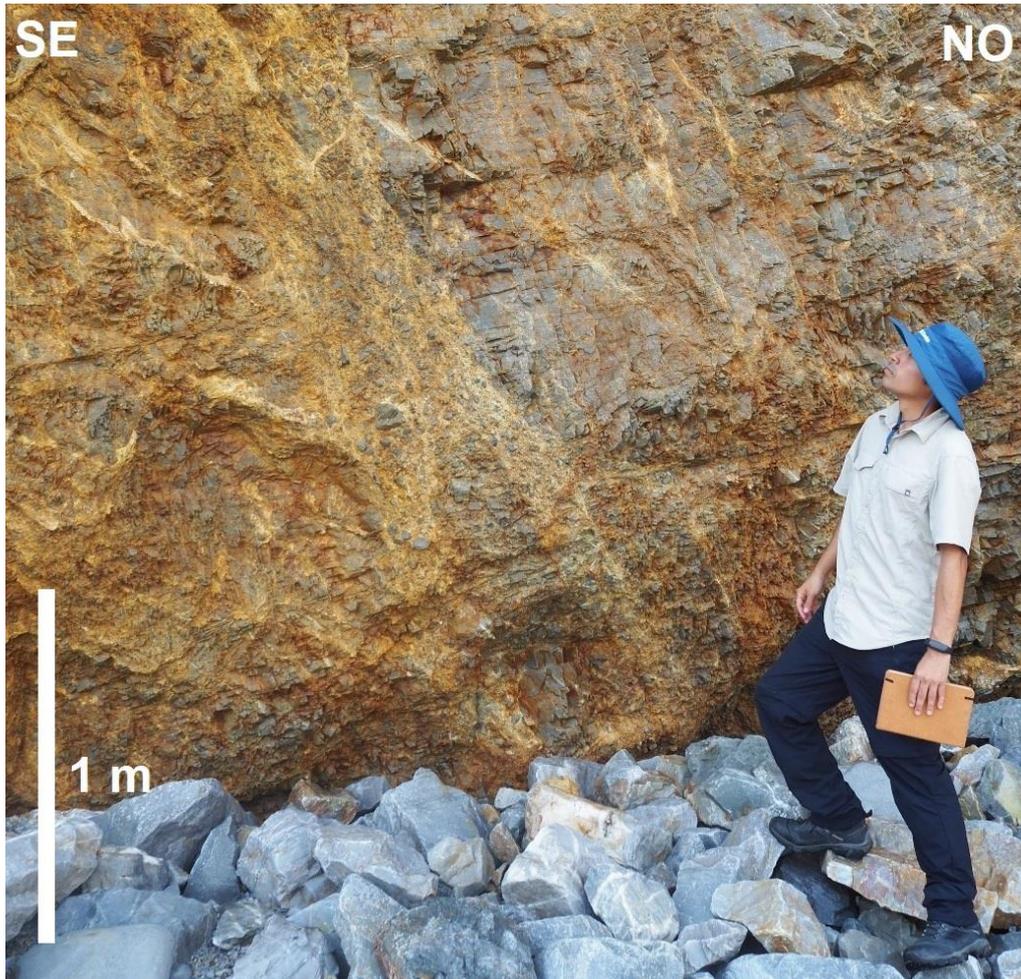


Figura 21. Zona de daño de la falla de Portizuelo (vista al SO). Nótese las brechas de falla hacia la izquierda de la imagen, en contacto con las cuarcitas.

	Dirección de buzamiento	Buzamiento
Estratificación (bloque techo)	153°	18°
Estratificación (bloque muro)	308°	25°

Tabla 6. Datos de orientación de la estratificación a ambos lados de la falla secundaria.

Además, en la playa se pudo observar que la línea de costa actual dibuja un suave entrante precisamente en la ubicación de la falla inversa, debido a la existencia de un contraste de resistencia entre la zona dañada producto del movimiento de la falla y las rocas adyacentes que se encuentran menos fracturadas.

A continuación, se aplican una variedad de técnicas y métodos de análisis para evaluar la actividad de la estructura geológica observada en campo y determinar si estuvo activa durante el Cuaternario y si continúa siendo activa en la actualidad. Estas técnicas permiten localizar zonas erosionadas menos resistentes que podrían estar relacionadas con la falla, y calcular desplazamientos progresivos a lo largo de la estructura, evidenciando actividad tectónica continua o reactivaciones en períodos recientes.

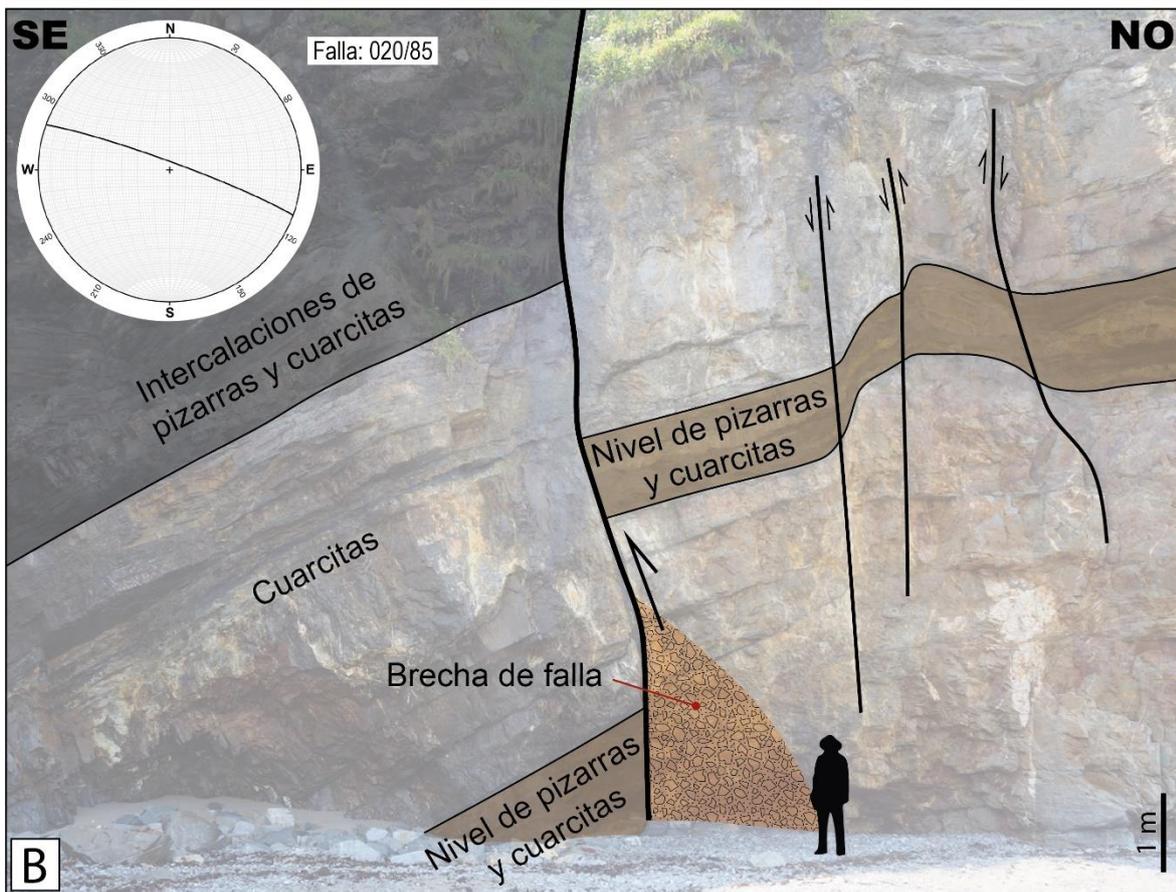


Figura 22. Fotografía (A) y esquema (B) de una falla secundaria asociada a la falla principal.

5.1.2. Análisis de evidencias

En la zona de Portizuelo, aunque no se encuentran fallas cartografiadas en el GEODE 50, se han observado fallas (entre ellas, la falla inversa con componente de rumbo descrita anteriormente) afectando las pizarras de la Formación Luarca, que conforman los enormes acantilados de la playa (Figura 23A).

Sobre la expresión topográfica, la proyección de la falla parece coincidir con una zona erosionada menos resistente, que se ubica en el valle del río Negro, cerca del sector donde se encuentra el viaducto de Luarca (Figura 23B), lo que responde probablemente a las rocas de falla asociadas que constituyen una zona de debilidad. Por otro lado, atendiendo a las variaciones abruptas en la geometría del relieve submarino, se observa que una parte del trazado de la proyección de la falla inversa parece seguir la zona de un pequeño valle submarino (Figura 23C).

En Portizuelo, la paleolínea de costa se encuentra muy lejos de la falla, por lo que no se puede determinar si hay movimientos relativos de la rasa en sentido horizontal. Los buzamientos promedios de los bloques separados por la falla, determinados con FindSD (Connors, 2023), tienen una ligera diferencia, observándose en el bloque NO una tendencia NNE y en el bloque SE una tendencia NNO (Figura 23B). Otro indicador importante es la diferencia de altura entre rasas, lo que podría interpretarse como desplazamientos verticales. En esta zona, la diferencia de alturas en la superficie de la rasa que contiene la falla inversa no es verdaderamente apreciable. Incluso, si comparamos esta rasa con la contigua situada al este, separadas por el arroyo de la Magdalena, la altura promedio de ambas rasas es prácticamente la misma, siendo de 68 m (Figura 23D), lo cual indica que la falla no actuó con movimiento vertical posteriormente a la formación de la rasa.

Además, sobre las evidencias de sismicidad en la zona, no existen sismos próximos detectados (Figura 23E).

En la zona de Portizuelo, en un análisis a pequeña escala, no se aprecia una clara diferencia en el movimiento vertical entre los conjuntos de puntos seleccionados para ambos bloques separados por la aparente zona de falla (Figuras 24A y B). En ambos casos, hay una tasa de subsidencia aproximada de 1,3 mm/año, habiendo seleccionado un conjunto de 31 puntos para el bloque NO y 66 puntos para el bloque SE. En un análisis a mayor detalle, se aprecia una diferencia mínima de 0,18 mm/año entre ambos bloques, habiendo seleccionado 4 puntos por lado en la zona próxima a la proyección de la falla (Figuras 24C y D). Se concluye así que en los datos se observa únicamente una tasa de subsidencia regional.

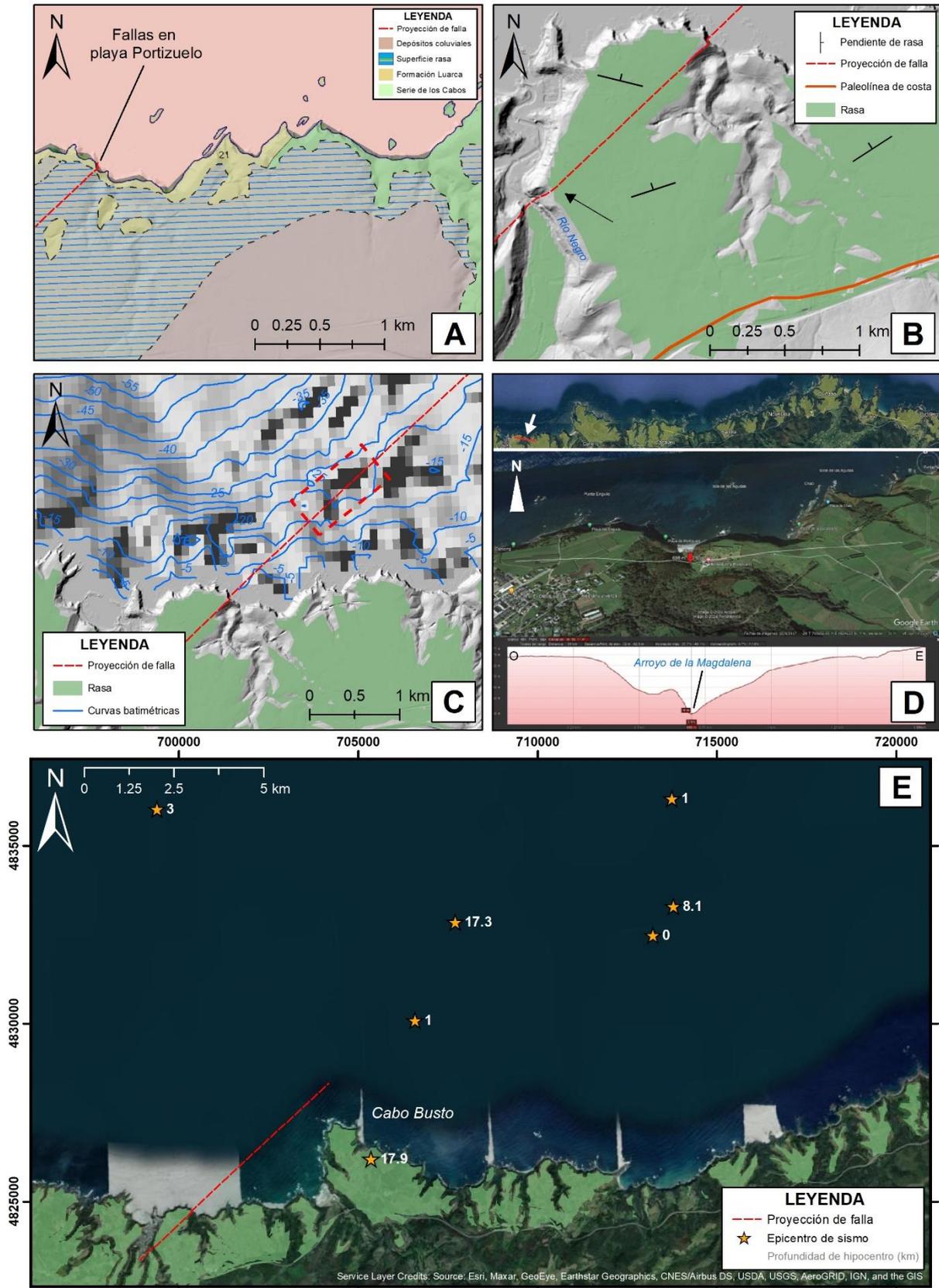


Figura 23. Zona de Portizuelo: A) Geología local del GEODE 50, B) Expresión topográfica indicando la rasa en verde y la paleolínea de costa en naranja, C) Mapa de curvas batimétricas (EMODnet), D) Perfil topográfico de Google Earth, E) Mapa de epicentros sísmicos (IGN).

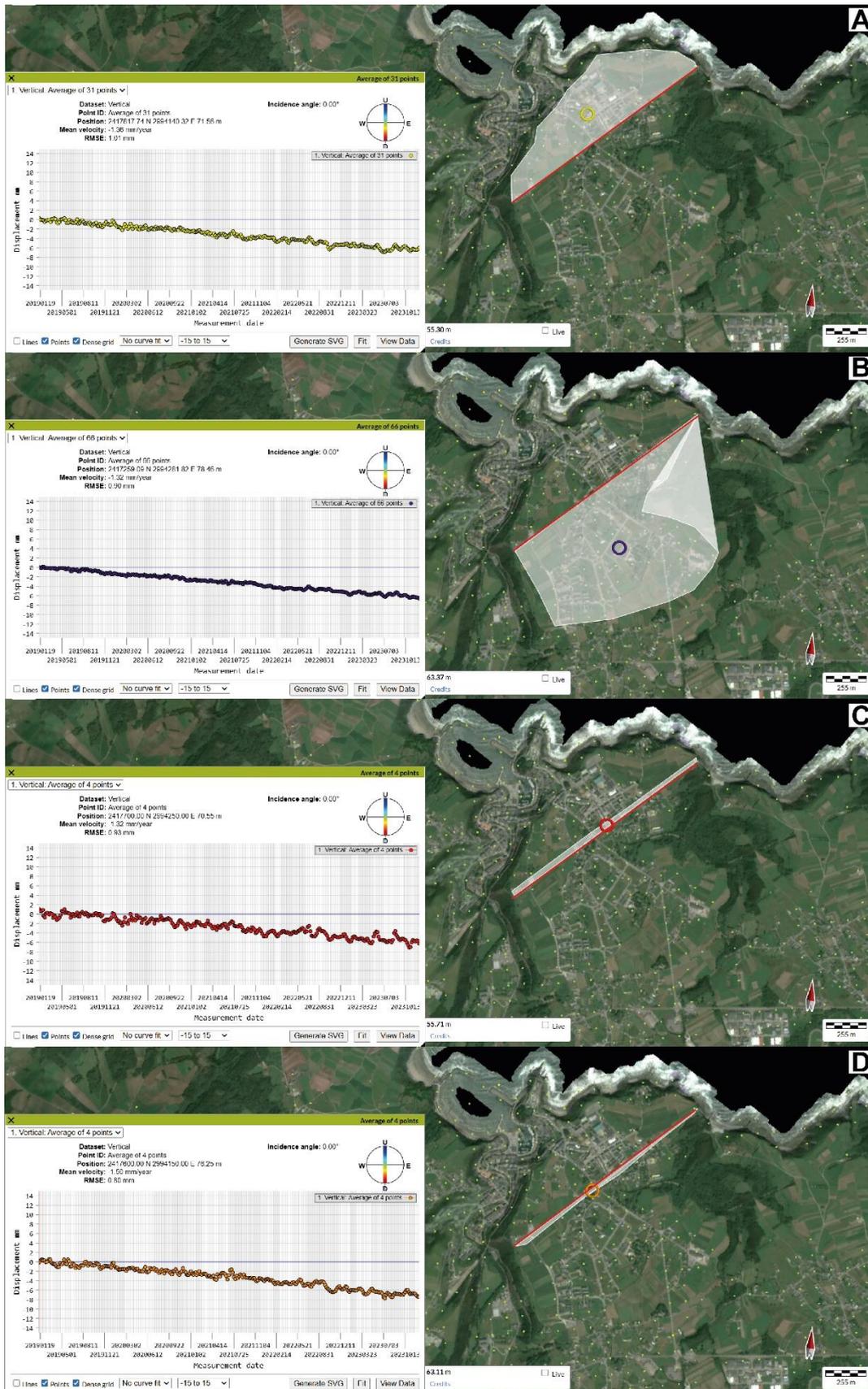


Figura 24. Capturas del EGMS del proyecto Copernicus, mostrando los desplazamientos verticales obtenidos por interferometría InSAR en la zona de Portizuelo: A) y B) Pequeña escala, C) y D) Gran escala.

La forma de la costa actual, el relieve terrestre y submarino muestran aparentes zonas de debilidad, pero estas estarían relacionadas a la zona de daño de la falla y no necesariamente por movimiento reciente. La ligera diferencia entre buzamientos y la misma cota entre rasas muestran que la falla no tuvo actividad después del desarrollo de la rasa. Así mismo, la ausencia de sismos asociados y de desplazamientos importantes según los datos InSAR, indican que la falla no ha actuado recientemente.

Aunque la falla es muy interesante desde el punto de vista geológico-estructural para conocer la historia tectónica del área, en campo tampoco existe evidencia sólida que indique actividad actual.

5.2. Cabo Busto

5.2.1. Descripción geológica

En la zona de Cabo Busto, Gutiérrez-Claverol et al. (2006) reportaron, durante los trabajos de construcción de la autovía del Cantábrico, fallas en los taludes que afectaban los depósitos de rasa, indicando posibles procesos neotectónicos. Las coordenadas de ubicación pueden observarse en la Tabla 7.

	N	E
Talud norte	4824765,0839	705295,5625
Talud sur	4824720,8492	705281,8854

Tabla 7. *Coordenadas de la falla en la autovía del Cantábrico tomadas con GPS diferencial.*

Esta falla se encuentra aproximadamente en el km. 456 + 200 de la autovía del Cantábrico, muy cerca de un puente que pasa sobre la carretera, en las inmediaciones de la aldea El Chano de Canero, al sur del pueblo de Busto (Figura 25).

La falla observada es de cinemática inversa, encontrándose otras fallas menores asociadas a esta, y arrastra las capas formando un monoclinal. Esta estructura se puede observar de mejor manera en el afloramiento del talud suroeste de la carretera, pero también se aprecia en el talud opuesto hacia el noreste. En ambos taludes, se puede notar que el bloque techo se encuentra al NO, y el bloque muro hacia el SE. Actualmente, los taludes están cubiertos en gran parte por vegetación y es de acceso restringido por el tránsito vehicular en la autopista.

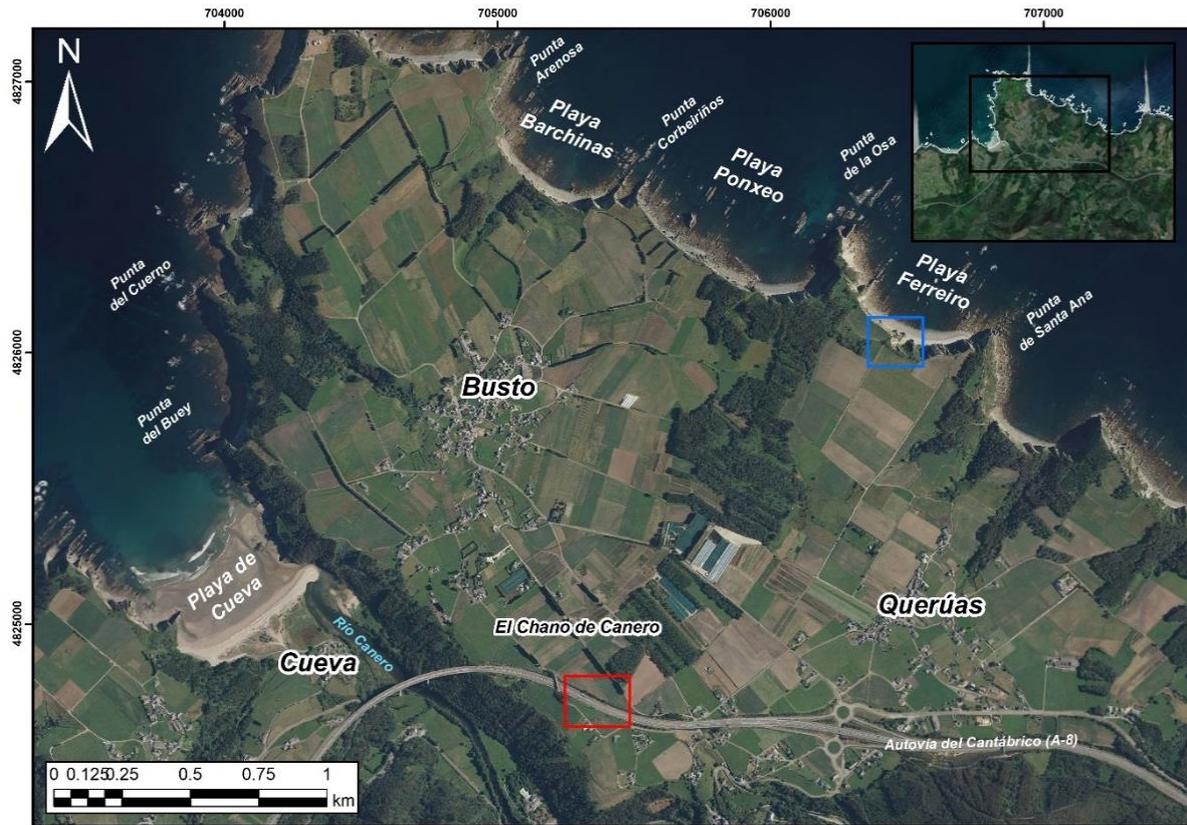


Figura 25. Mapa de ubicación de las zonas de estudio: en la autovía del Cantábrico (recuadro en rojo) y en el acantilado en playa Ferreiro (recuadro en azul).

El plano de falla es paralelo a la estratificación de las secuencias de pizarras y cuarcitas de la Serie de los Cabos, y se prolonga afectando los depósitos cuaternarios de conglomerados y arenas de la rasa (Figura 26). La falla tiene un salto métrico, pero no presenta un escarpe notorio a simple vista, en consecuencia, es muy poco probable que haya tenido actividad actualmente, o que su movimiento haya sido muy pequeño (datos de orientación en la Tabla 8).

	Dirección de buzamiento	Buzamiento
Falla inversa	310°	74°

Tabla 8. Datos de orientación de la falla en la autovía del Cantábrico.

Además, la falla que aflora en los dos taludes de la autovía parece corresponder a la prolongación de un cabalgamiento cartografiado en el mapa del GEODE 50 del IGME (González-Menéndez et al., 2008) hacia el SSO de Cabo Busto, el cual fue posteriormente reactivado y desplazó los depósitos de rasa, o bien podría ser una falla de nueva creación originada con posterioridad a la rasa, que se propagó a partir de la terminación del cabalgamiento.

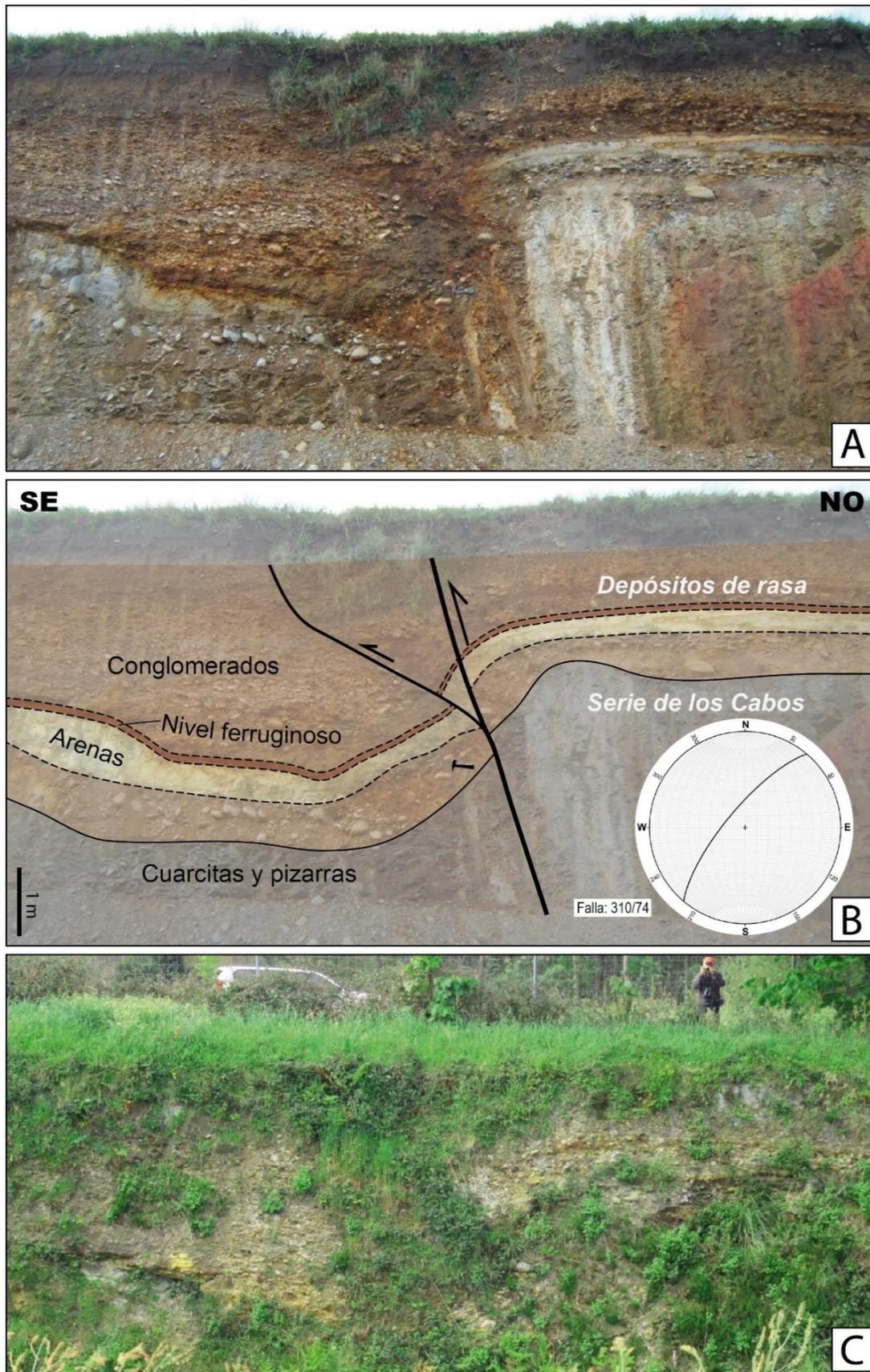


Figura 26. A) Fotografía del talud sur de la autovía del Cantábrico (cortesía de Gutiérrez-Claverol, López-Fernández y Alonso), B) Esquema del monoclinal originado por la falla inversa, C) Estado actual del talud, cubierto parcialmente por vegetación.

Adicionalmente, se hizo un reconocimiento de campo en las zonas aledañas para rastrear una probable continuidad de la falla, encontrando una falla de distinta cinemática en el afloramiento del acantilado hacia el NNE, en playa Ferreiro. De esta manera, existe la hipótesis de que, tanto el cabalgamiento del GEODE 50 como la falla del acantilado, estén relacionadas a la estructura encontrada en los taludes de la autovía del Cantábrico.

En los acantilados de la playa Ferreiro, se exponen también las cuarcitas y pizarras de la Serie de los Cabos, así como los conglomerados de los depósitos de rasa con intensa fracturación y oxidación, los cuales se ven interrumpidos por una falla subvertical que hunde el bloque NO, tal como se puede ver en la Figura 27, teniendo en cuenta que la perspectiva de la fotografía, casi perpendicular al plano de falla, permite una visualización aparente. Las coordenadas de ubicación de esta falla se pueden consultar en la Tabla 9.

N	E
4826031	706422

Tabla 9. *Coordenadas de la falla en el acantilado de la playa Ferreiro.*

En este sector de playa Ferreiro, donde aparece la falla del acantilado, la línea de costa actual dibuja una entrante al suroeste, lo que podría indicar una zona de debilidad producto del movimiento de la falla, que ha generado una zona de daño menos resistente que las rocas adyacentes.

Se aprecia que la falla del acantilado presenta un buzamiento prácticamente vertical, y es paralela a la estratificación de las capas de la Serie de los Cabos, por lo que presenta similitudes con la falla ubicada en la autovía, pero con una cinemática distinta. La diferencia más destacada entre ambas es que, mientras que en la falla del acantilado el bloque hundido es el bloque NO, en la falla de la autovía es el bloque SE, por lo que se interpreta que la falla observada en la autovía y la falla reconocida en el acantilado podrían corresponder a dos fallas que se relevan.

El análisis de otros indicadores, junto con los estudios geofísicos ejecutados, permitieron definir con mayor exactitud el trazo de la falla de la autovía y determinar su relación con la estructura geológica identificada en el acantilado.

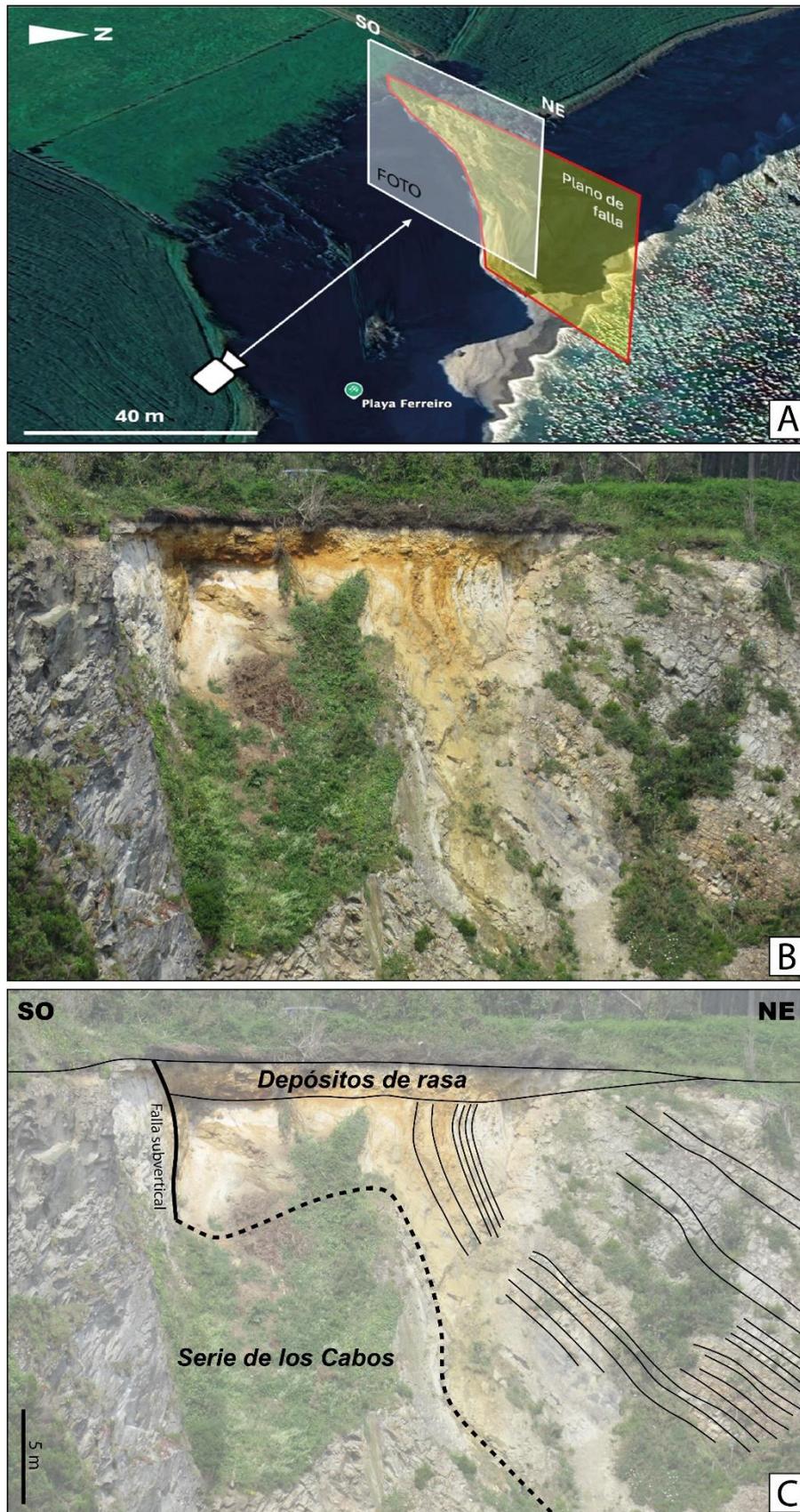


Figura 27. A) Disposición de la fotografía respecto al plano de falla. B) Fotografía y C) esquema de falla en los acantilados de playa Ferreiro. El plano de falla es prácticamente paralelo al plano de la imagen, que viene marcado por los tonos anaranjados de la roca.

5.2.2. Caracterización geofísica

Los ensayos geofísicos son herramientas convenientes para la exploración y caracterización de fallas geológicas, proporcionando información sobre su ubicación, para determinar su orientación y extensión. En este apartado se exponen las tres líneas geofísicas llevadas a cabo en el sector de Canero, en la zona de Cabo Busto (Figura 28), con el fin de rastrear la traza de falla localizada en los taludes de la autovía del Cantábrico, caracterizar mejor la estructura y confirmar su orientación, lo que permite validar las hipótesis y obtener datos complementarios.

En la primera línea geofísica, denominada Busto-1, a modo de prueba, se realizaron dos tipos de ensayos para evaluar cuál sería el mejor método para visualizar la estructura y los contrastes litológicos: sísmica de refracción y tomografía eléctrica. De este último método se probaron dos dispositivos: Dipolo-dipolo y Schlumberger invertido. Para las dos líneas restantes, Busto-2 y Busto-3, se utilizó el método de tomografía eléctrica, mediante dispositivo Schlumberger invertido, por haber obtenido resultados similares que los anteriores, y con una relativa mejor resolución vertical.

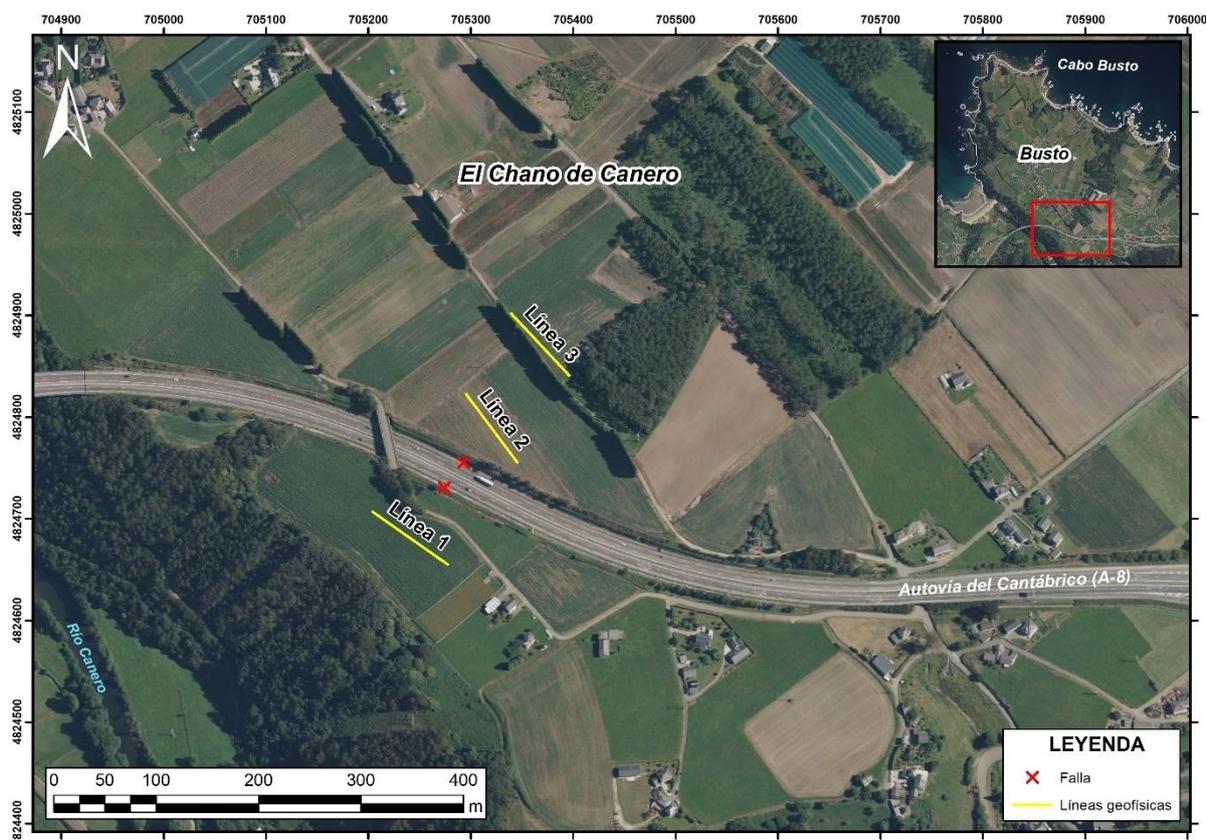


Figura 28. Mapa de localización de las líneas geofísicas.

Para la refracción sísmica, se creó un modelo de velocidades a partir de la inversión del tiempo, con un error cuadrático medio (RMS) de 2,40 ms. Para la tomografía eléctrica, por su parte, se crearon secciones de resistividad a partir de la inversión de pseudosecciones de resistividad aparente, que contienen valores en Ωm (ohmio-

metro). El número de puntos de registro y el RMS calculado para cada línea, puede apreciarse con detalle en la Tabla 10.

Perfil	Nº datos iniciales	RMS inicial	Nº Iteraciones	Nº datos eliminados	Nº total de datos	RMS final
Busto-1 (DD)	762	3,57	4	3	759	3,45
Busto-1 (SCI)	729	3,23	4	2	727	3,19
Busto-2 (SCI)	729	7,29	4	5	724	2,02
Busto-3 (SCI)	729	2,33	4	0	729	2,33

Tabla 10. Número de puntos de registro y valores del error cuadrático medio (RMS), antes y después del proceso de eliminación de lecturas con error, para cada línea geofísica.

5.2.2.1. Línea Busto-1

La primera línea geofísica se encuentra ubicada en el terreno a espaldas del talud suroeste de la autovía del Cantábrico (Figura 29).

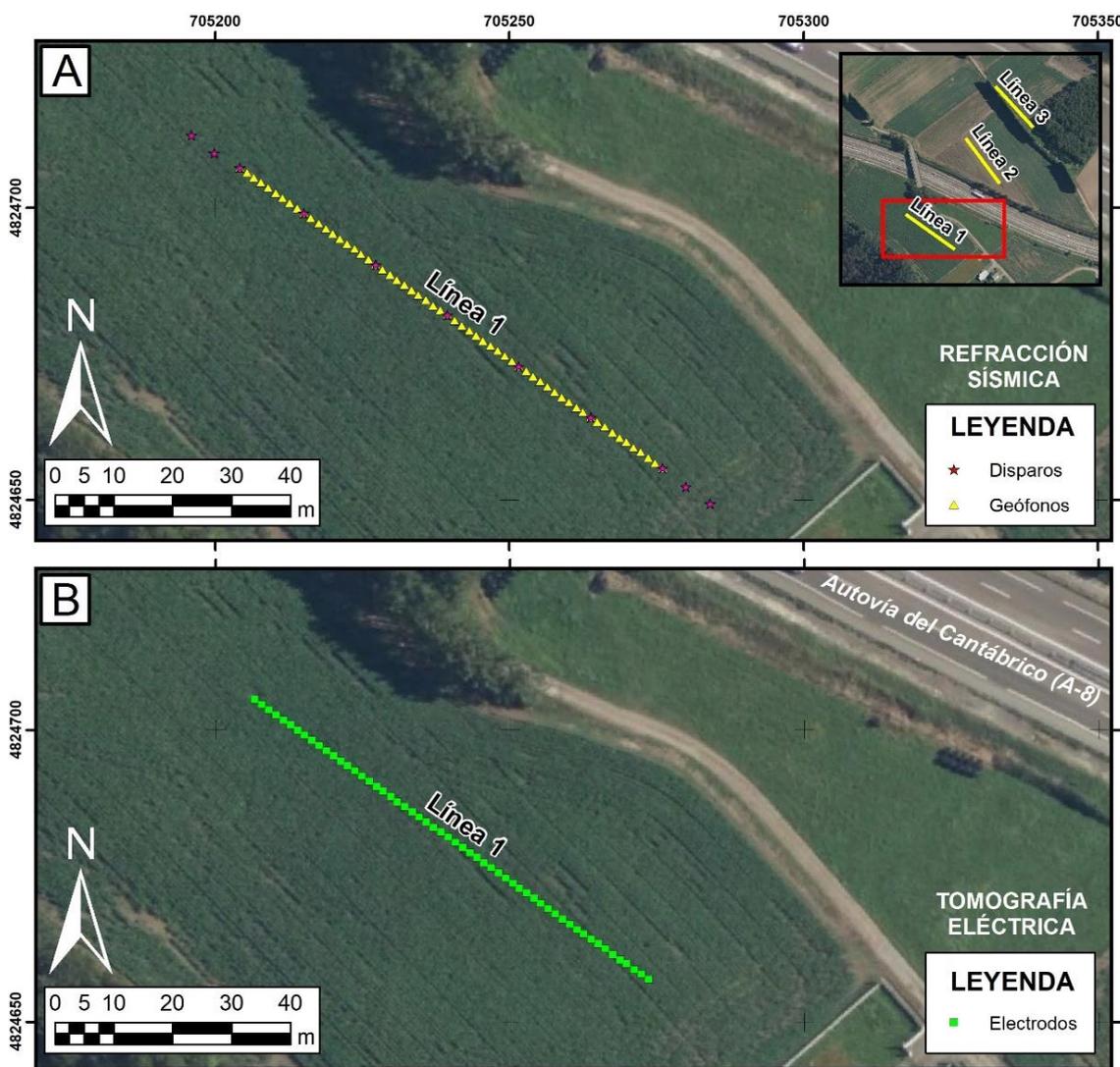


Figura 29. Mapa de localización de la línea geofísica Busto-1. A) Disposición de geófonos y disparos para la refracción sísmica. B) Distribución de electrodos para la tomografía eléctrica (dipolo-dipolo y Schlumberger invertido).

Refracción sísmica

Se realizó una línea de registro de 88,5 m, conformado por 60 geófonos espaciados cada 1,5 m. Se repartieron 7 puntos de disparo en el interior de la línea en intervalos de 15 m, y adicionalmente, 2 puntos en intervalos de 5 m a ambos lados fuera de la línea, haciendo un total de 11 puntos de disparo. Para mejorar la señal en el registro, se sumaron hasta 5 golpes del mazo de acero en cada punto.

Una vez obtenidos los registros, se procedió a la modelización (Figura 30A). Al generar el modelo, se reconocieron 597 datos correspondientes a tiempos de primera llegada, dentro de una ventana inferior a los 70 milisegundos. El error cuadrático medio (RMS) entre los tiempos observados en campo y los calculados a partir del modelo es de 2,395992 ms. De acuerdo con las trayectorias de rayos calculadas para el modelo de velocidades, las zonas con mayor cobertura se concentran en la parte central, llegando a una profundidad de 14 metros aproximadamente (Figura 30B).

A partir de las velocidades calculadas de ondas P, se puede interpretar los tipos de materiales geológicos que componen el subsuelo (Figura 30D). El nivel superficial presenta velocidades entre 480 y 1000 m/s, pudiendo corresponder a depósitos de arenas y gravas secas, en tanto el nivel subyacente, con velocidades entre 1100 y 1500 m/s, a depósitos de arenas y gravas saturadas. Esto resulta coherente considerando que las mediciones se realizaron durante un período del año en el que hay abundantes precipitaciones. Estos depósitos muestran una morfología de cubeta que es similar al monoclinal de los depósitos de rasa afectados por la falla de la autovía (Figura 26). El nivel inferior, por otro lado, tiene valores entre 1600 y 1900 m/s, pudiendo representar un sustrato rocoso de calidad media (Serie de los Cabos). Además, de acuerdo a las observaciones en los taludes de la autovía del Cantábrico, la falla inversa se encontraría al noroeste de la anomalía en forma de cubeta.

Tomografía eléctrica

Se instaló una línea de 82,5 m, con 56 electrodos espaciados por 1,5 m, ubicados en la misma posición en la que se encontraban los geófonos, para obtener una profundidad de investigación equiparable a la alcanzada con la refracción sísmica. No se ocuparon las posiciones de los cuatro geófonos de los extremos (números: 1, 2, 59 y 60). Se usaron dos geometrías de registro para comparar los resultados: Dipolo-dipolo y Schlumberger invertido.

A) Dipolo-dipolo

El desajuste, error o desviación entre las pseudosecciones de resistividad aparente medida y calculada en general es inferior al 16,1%, y es menor al 2% en alrededor del 80% del total de datos (Figura 31). El modelo de resistividades muestra aparentemente dos niveles diferenciables (Figura 32).

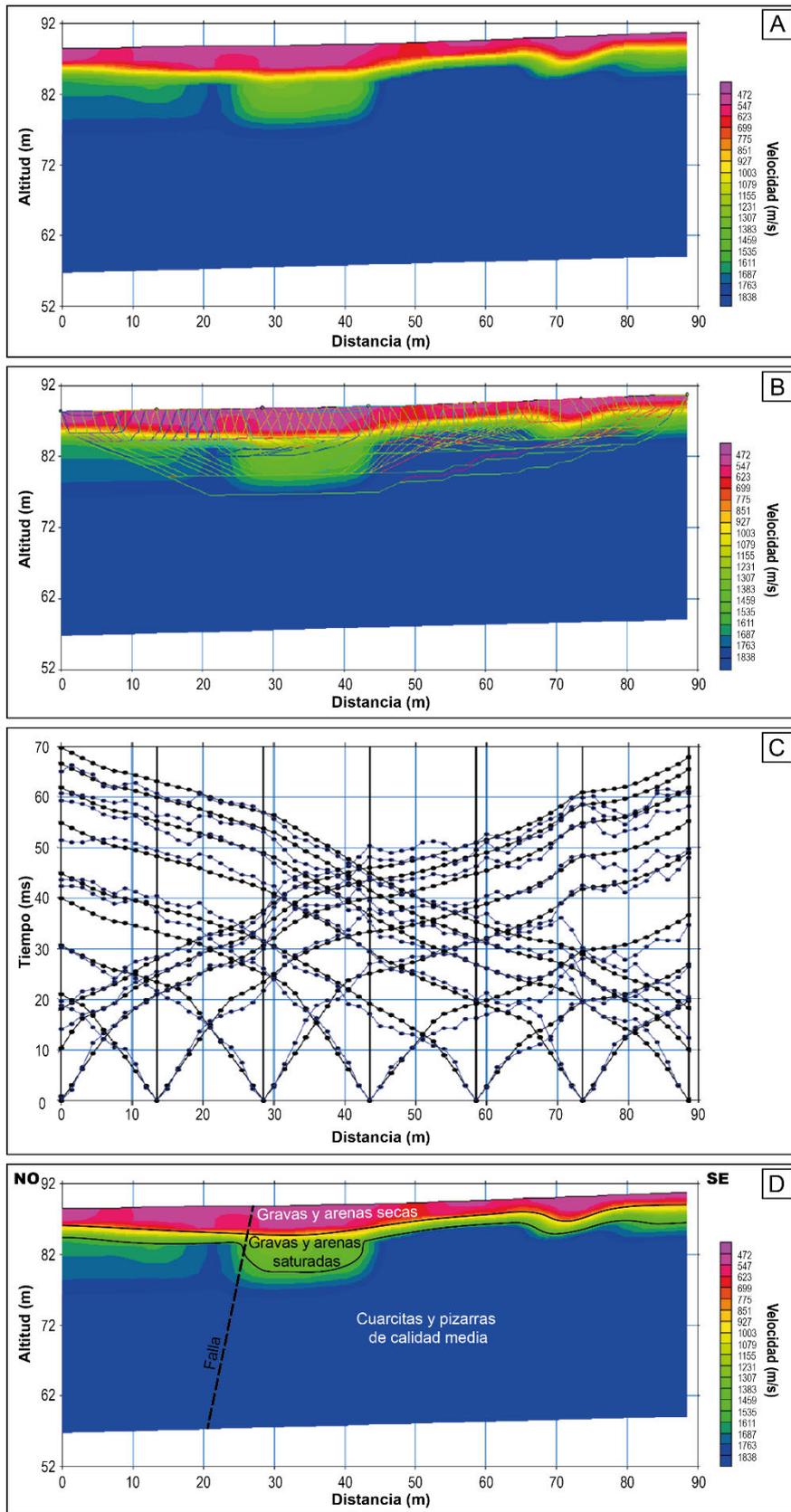


Figura 30. Resultados de la refracción sísmica obtenidos en el software Plotrefa: A) Modelo de velocidades de ondas P, B) Trazado de rayos calculados para el modelo, C) Dromocrónicas de tiempos observados (líneas en azul) y tiempos calculados para el modelo (líneas en negro), D) Interpretación geológica del modelo.

El nivel más superficial presenta valores de resistividad entre 57 y 1000 Ωm que pertenecerían al material suelto y fragmentado, muy probablemente suelo arenoso, de los depósitos de rasa. El nivel subyacente, con valores entre 1000 y 4800 Ωm , correspondería al sustrato de rocas sedimentarias sanas y ligeramente alteradas que conforman la Serie de los Cabos.

Es destacable la identificación de dos zonas que se ajustan a una estructura en forma de cubeta, una de las cuales puede observarse también en la refracción sísmica, y que se asemeja al monoclinal del afloramiento de la autovía. Hacia el noroeste del perfil, se puede apreciar una clara anomalía conductiva que puede deberse a la presencia de arcillas en el plano de falla o a que se trata de una zona de debilidad por donde el agua se infiltra.

B) Schlumberger invertido

En este caso hay un desajuste inferior al 11% entre las pseudosecciones de resistividad aparente medida y calculada, y es menor al 2,75% en alrededor del 80% del total de datos (Figura 33). El modelo de resistividades muestra asimismo dos niveles (Figura 34).

El primer nivel, con valores de resistividad entre 59 y 1000 Ωm pertenecen al material arenoso de los depósitos de rasa, y se pueden notar las estructuras en forma de cubeta, una más grande hacia el noroeste que se asemeja al monoclinal y una más pequeña hacia el sureste. Los valores de resistividad entre 1000 y 4400 Ωm de la parte inferior corresponden a las cuarcitas inalteradas.

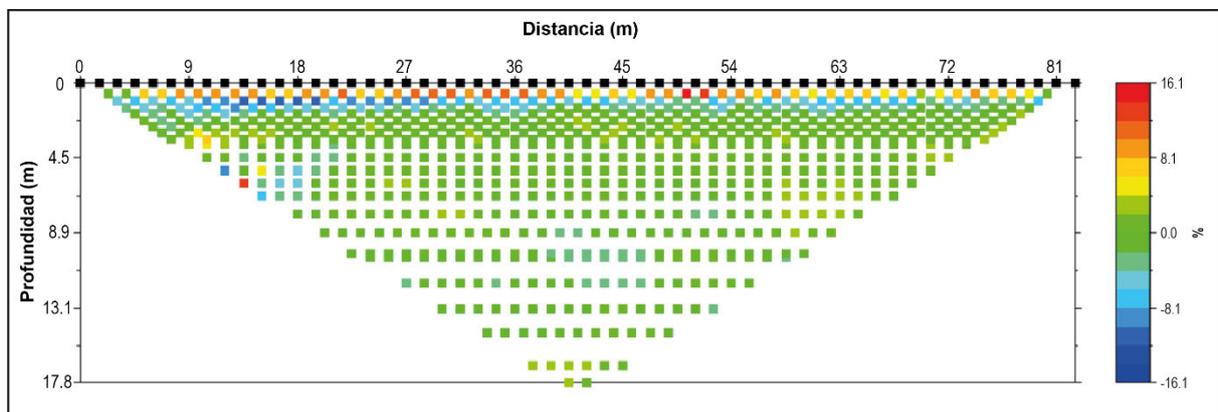


Figura 31. Desajuste en porcentaje entre los valores de resistividad aparente medidos y calculados obtenidos de la modelización del perfil Busto-1 con el dispositivo dipolo-dipolo.

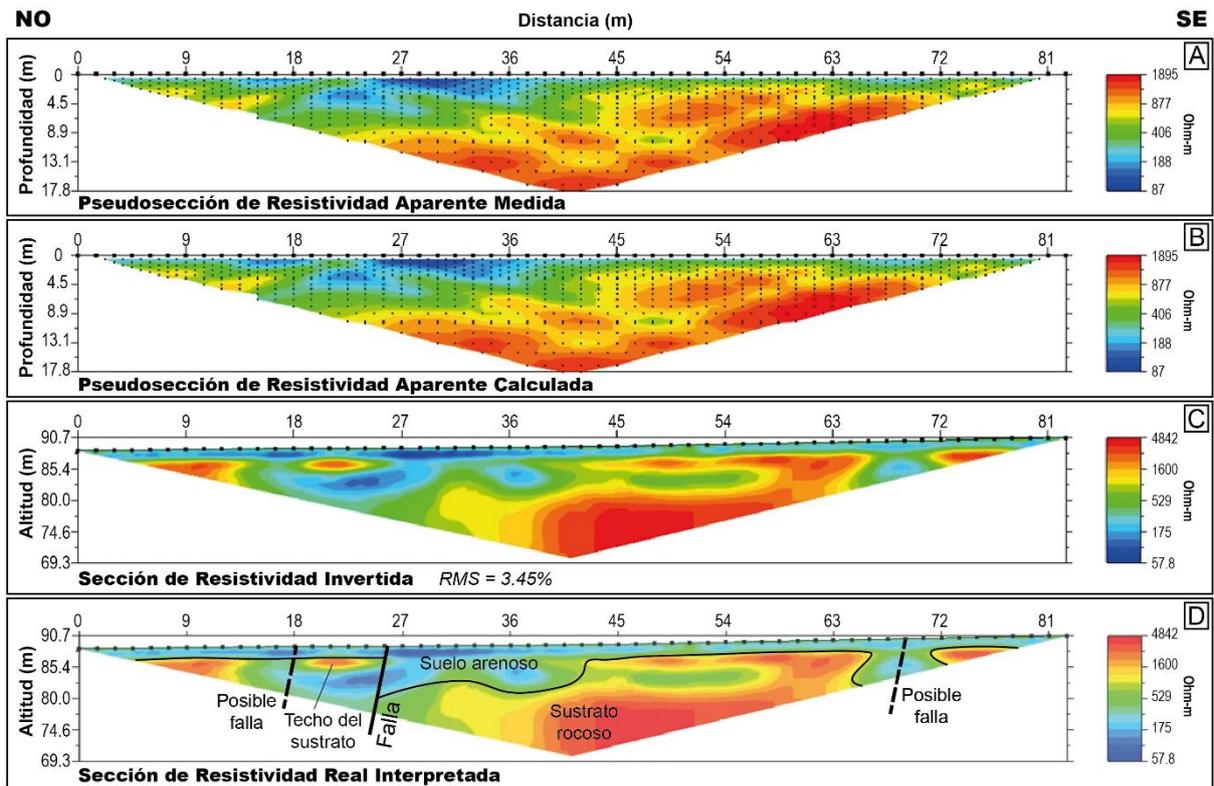


Figura 32. Resultados del dispositivo dipolo-dipolo de la tomografía eléctrica de la línea Busto-1, obtenidos en el software EarthImager: A) Pseudosección de resistividad aparente medida, B) Pseudosección de resistividad aparente calculada, C) Sección de resistividad real, D) Interpretación geológica del modelo de resistividad real.

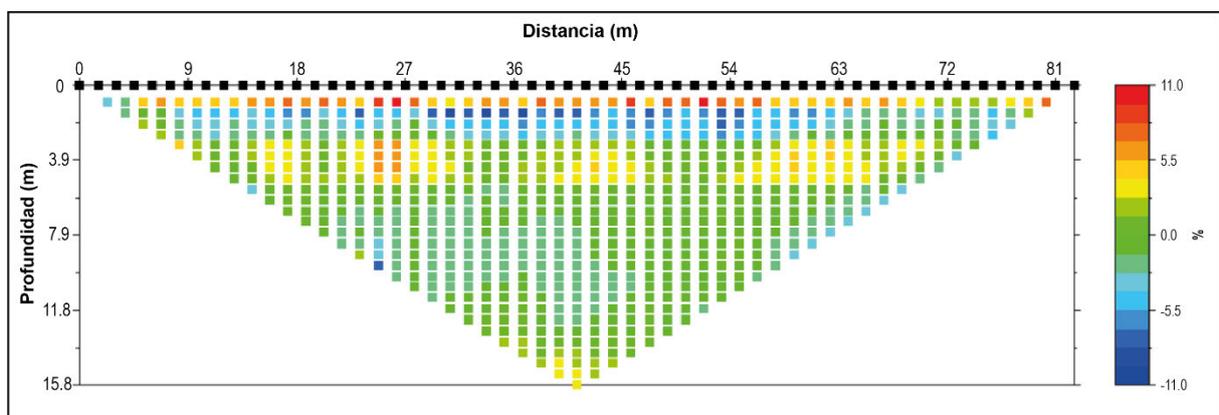


Figura 33. Desajuste en porcentaje entre los valores de resistividad aparente medidos y calculados obtenidos de la modelización del perfil Busto-1 con el dispositivo Schlumberger invertido.

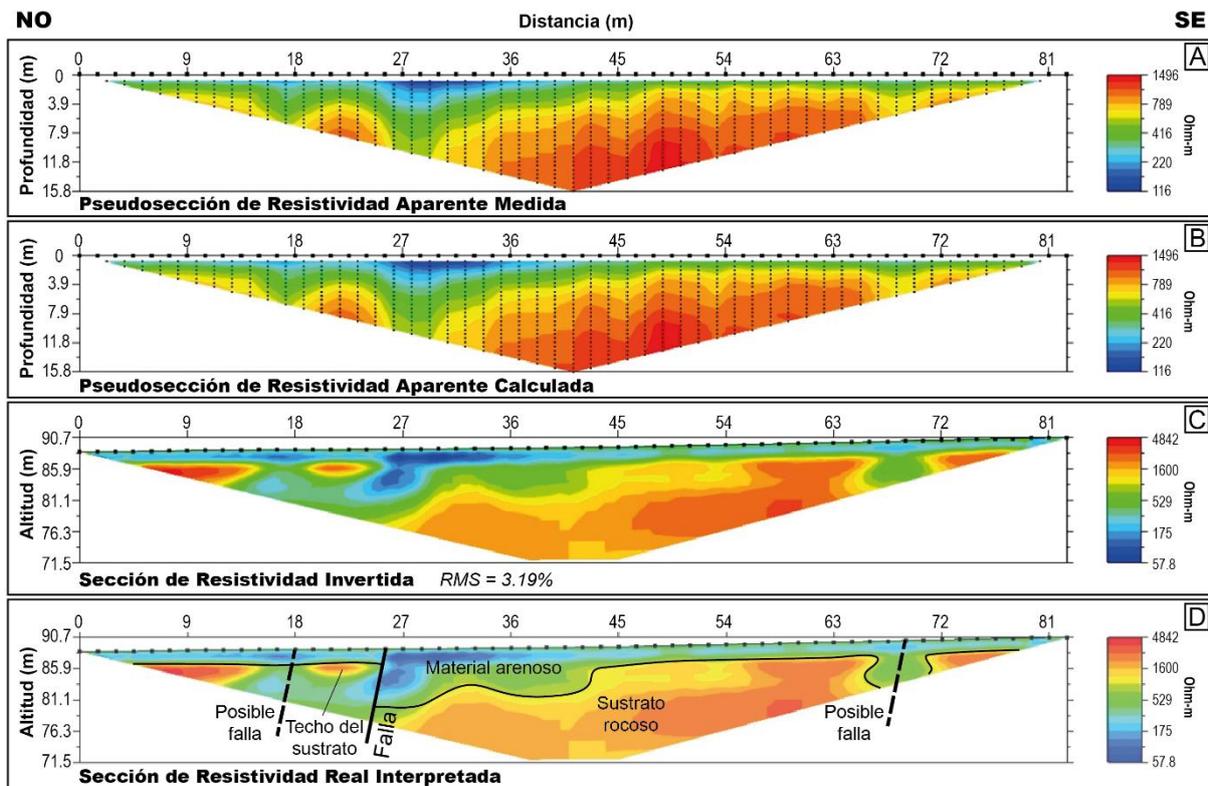


Figura 34. Resultados del dispositivo Schlumberger invertido de la tomografía eléctrica de la línea Busto-1, obtenidos en el software EarthImager: A) Pseudosección de resistividad aparente medida, B) Pseudosección de resistividad aparente calculada, C) Sección de resistividad real, D) Interpretación geológica del modelo de resistividad real.

5.2.2.2. Línea Busto-2

Las otras dos líneas geofísicas se encuentran ubicadas en las fincas detrás del talud noreste de la autovía del Cantábrico (Figura 35). En estas se llevó a cabo únicamente el método de tomografía eléctrica, usando la geometría de Schlumberger invertido.

Tomografía eléctrica (Schlumberger invertido)

En este caso, el desajuste entre los valores de resistividad aparente medidos y calculados llega al 120%, sin embargo, es menor al 3% en al menos el 95% del total de los datos registrados (Figura 36).

El modelo de resistividades refleja la presencia de dos niveles diferenciados (Figura 37). El nivel superficial presenta resistividades que oscilan entre 57 y 1000 Ωm , asociadas a materiales sueltos, presumiblemente arenas de los depósitos de rasa, y aparentemente pequeños niveles conglomeráticos con resistividades superiores a 1000 Ωm . El nivel inferior, con valores entre 1000 y 4800 Ωm , se interpreta como el sustrato rocoso poco alterado que constituye la Serie de los Cabos. Es notorio, además, la presencia de dos zonas que se ajustan a una forma de cubeta. Al noroeste del perfil existe una anomalía conductiva por la que estaría pasando la falla.

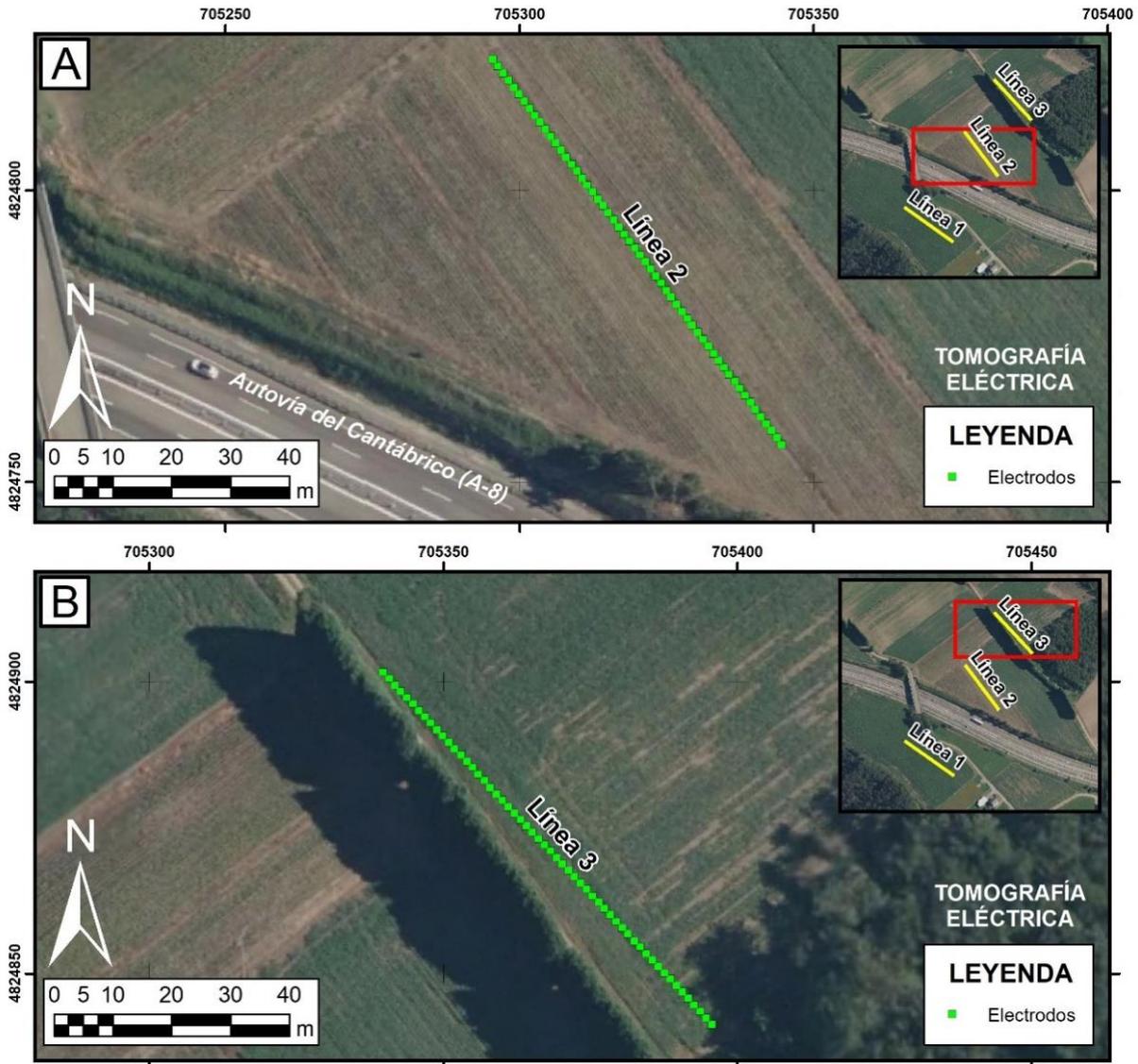


Figura 35. Mapa de localización de las líneas geofísicas Busto-2 (A) y Busto-3 (B), mostrando la distribución de electrodos para la tomografía eléctrica.

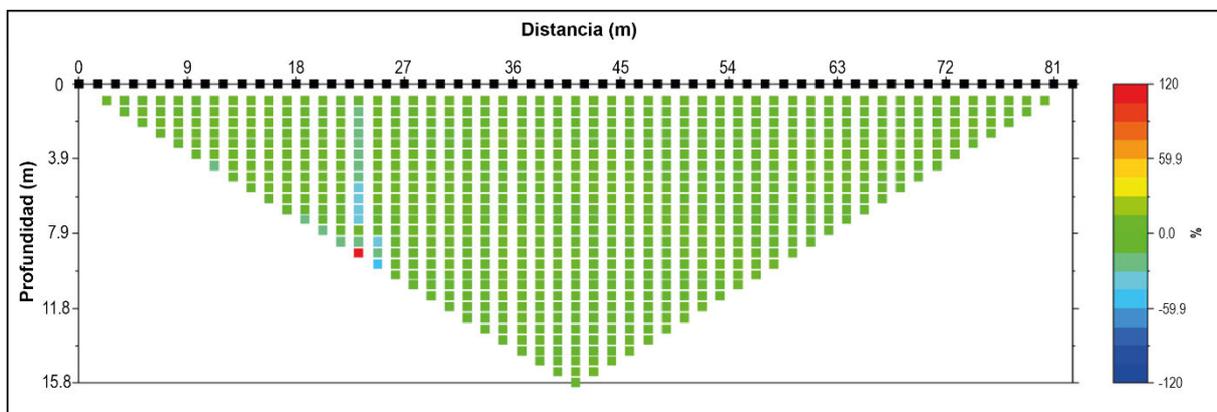


Figura 36. Desajuste en porcentaje entre los valores de resistividad aparente medidos y calculados obtenidos de la modelización del perfil Busto-2 con el dispositivo Schlumberger invertido.

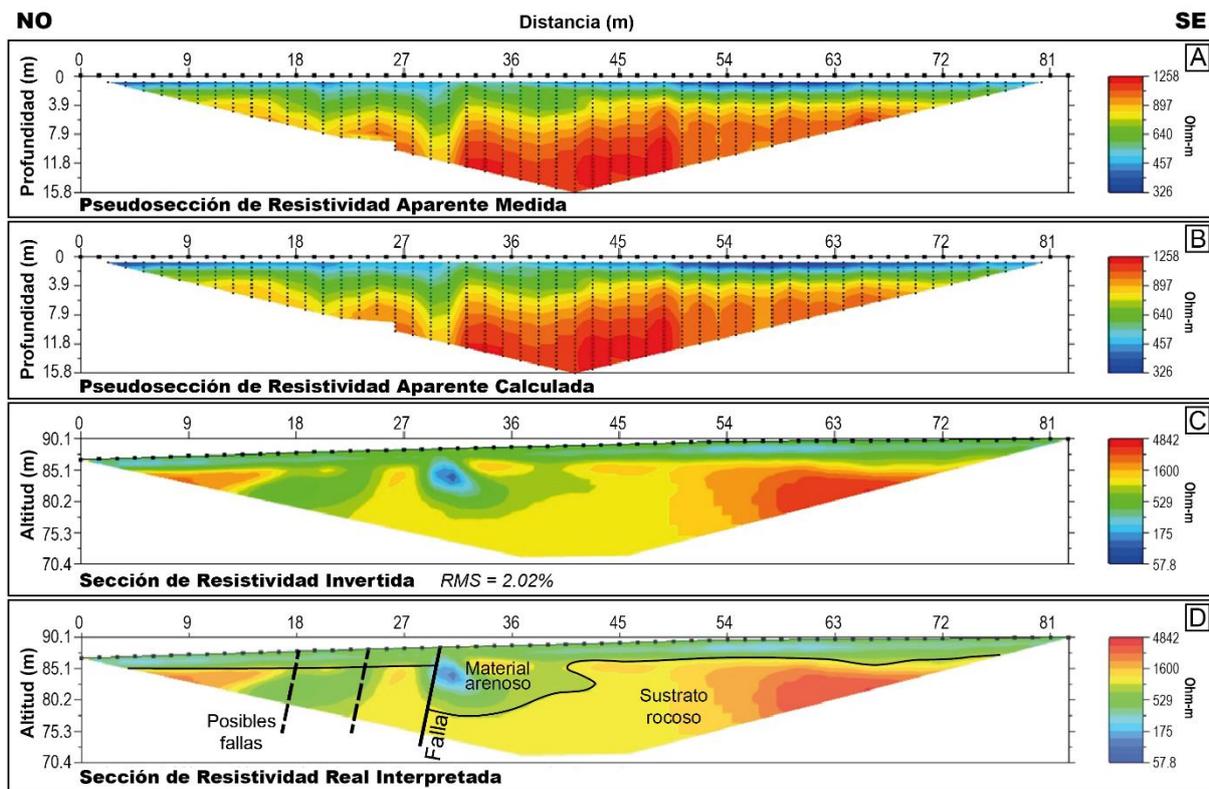


Figura 37. Resultados del dispositivo Schlumberger invertido de la tomografía eléctrica de la línea Busto-2, obtenidos en el software EarthImager: A) Pseudosección de resistividad aparente medida, B) Pseudosección de resistividad aparente calculada, C) Sección de resistividad real, D) Interpretación geológica del modelo de resistividad real.

5.2.2.3. Línea Busto-3

Tomografía eléctrica (Schlumberger invertido)

Al comparar los valores de resistividad aparente medidos y calculados, el desajuste encontrado es inferior al 8,5%, y en torno al 80% de los datos es menor al 2% (Figura 38). El modelo de resistividades, al igual que en las demás líneas, muestra claramente dos niveles diferenciados (Figura 39).

El nivel superior presenta resistividades entre 57 y 1000 Ωm , correspondientes a materiales arenosos de los depósitos de rasa. El nivel inferior, con resistividades entre 1000 y 4800 Ωm , se asocia al sustrato rocoso de cuarcitas poco alteradas. Es importante destacar la presencia de una estructura en forma de cubeta en la parte central del perfil, localizándose la falla al noroeste de la misma, en donde existe una anomalía conductiva ya no tan marcada.

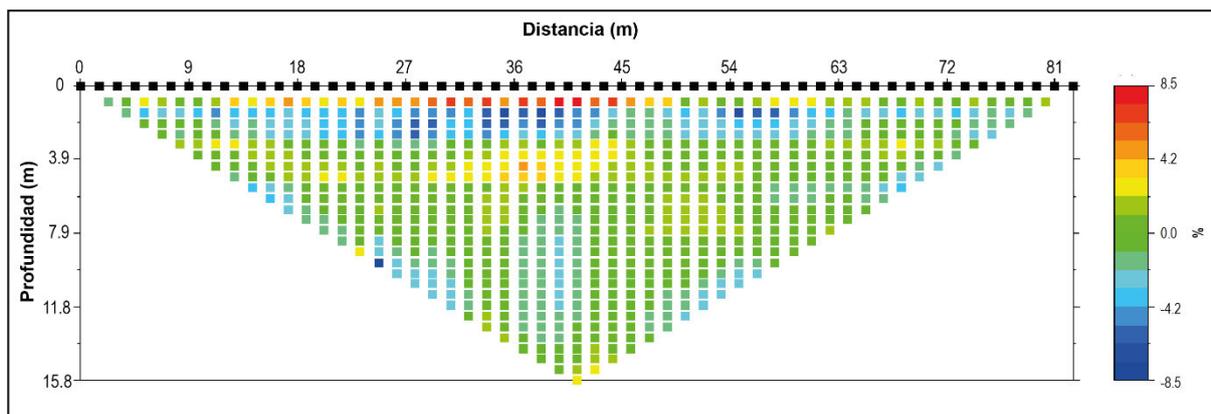


Figura 38. Desajuste en porcentaje entre los valores de resistividad aparente medidos y calculados obtenidos de la modelización del perfil Busto-3 con el dispositivo Schlumberger invertido.

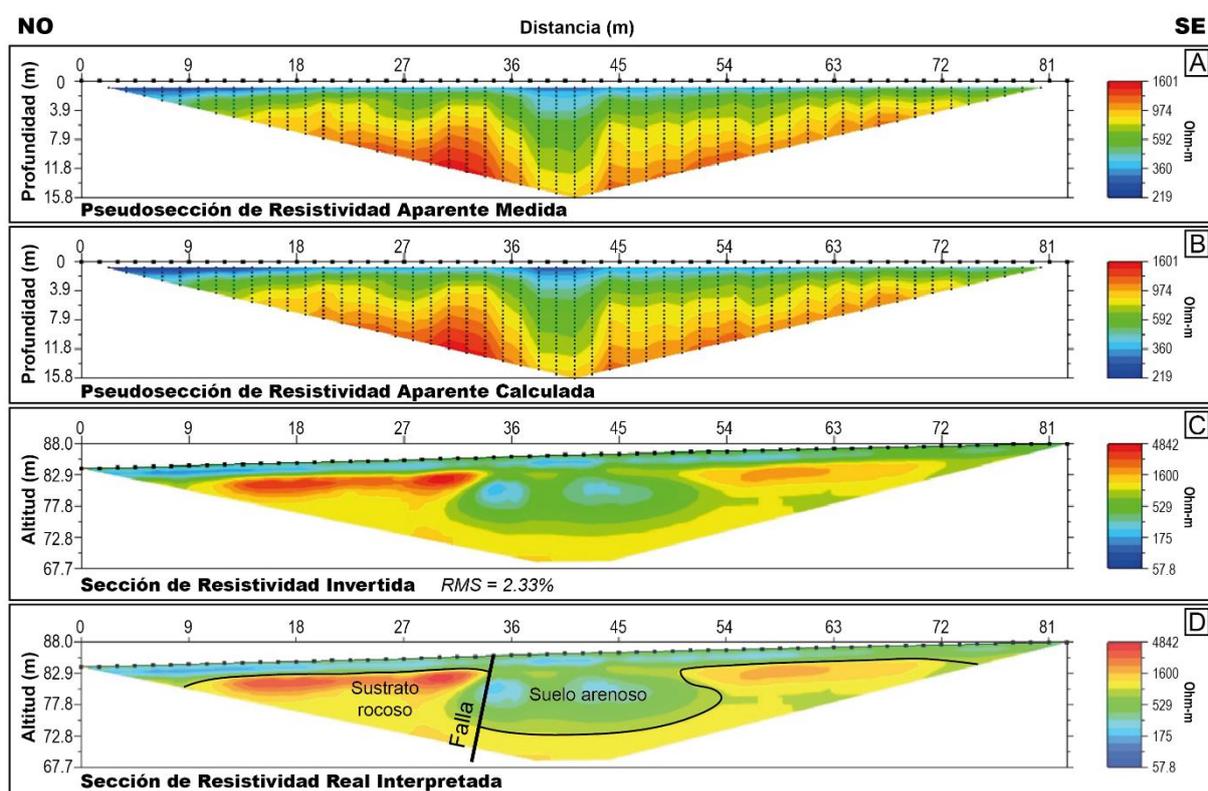


Figura 39. Resultados del dispositivo Schlumberger invertido de la tomografía eléctrica de la línea Busto-3, obtenidos en el software EarthImager: A) Pseudosección de resistividad aparente medida, B) Pseudosección de resistividad aparente calculada, C) Sección de resistividad real, D) Interpretación geológica del modelo de resistividad real.

En la línea geofísica Busto-1 se puede realizar una interpretación más precisa si se hace una comparación entre los modelos generados a partir de la refracción sísmica y la tomografía eléctrica (Figura 40). En general, se observa un contraste, entre las zonas de baja resistividad (o alta conductividad) relacionadas a zonas de menor velocidad de ondas P, con las zonas de alta resistividad (o baja conductividad) y mayor velocidad de ondas P. La estimación de ubicación de la falla coincide en todos los modelos.

Se puede notar una similitud en el espesor y la forma del nivel más superficial, conformada por material arenoso y conglomerados de los depósitos de rasa. Además, hacia el lado noroeste de los perfiles, los modelos revelan una estructura en forma de cubeta que tiene la apariencia del monoclinado descrito en el talud suroeste de la autovía, el cual está asociado a una anomalía conductiva por donde pasa la falla inversa (Figura 41A).

En las líneas Busto-2 y Busto-3, ubicadas del lado opuesto de la autovía, los modelos de resistividades también sugieren la existencia de una estructura en forma de cubeta análoga al monoclinado de la autovía, y de una zona anómala conductiva que podría estar relacionada a la falla inversa estudiada (Figuras 41B y C).

La interpretación geológica de los tres perfiles fue corroborada con la descripción de los afloramientos analizados en ambos taludes de la autovía (Figuras 42A y B). Si se localiza la falla inversa en cada una de las líneas geofísicas, se puede determinar de forma más precisa la traza de la falla (Figura 43), confirmando la orientación general NE-SO como sostienen Gutiérrez-Claverol et al. (2006), siendo la traza de falla paralela a la estratificación de la Serie de los Cabos, y se interpreta como una continuación del cabalgamiento cartografiado por González-Menéndez et al. (2008) en el GEODE 50, debido a una reactivación cuaternaria.

La falla subvertical que afecta los depósitos de rasa en el acantilado de playa Ferreiro (Figura 42C), ubicada entre Punta de la Osa y Punta de Santa Ana (al noreste de Cabo Busto), corresponde a otra estructura que se releva con la falla de la autovía (Figura 44). De esta manera, el desplazamiento hacia el suroeste sería absorbido completamente por la falla de la autovía. En el área situada entre la línea geofísica Busto-3 y el acantilado, el desplazamiento sería parcialmente compartido entre la falla de la autovía y la falla del acantilado, mientras que, hacia el noreste, el desplazamiento sería absorbido en su totalidad por la falla del acantilado.

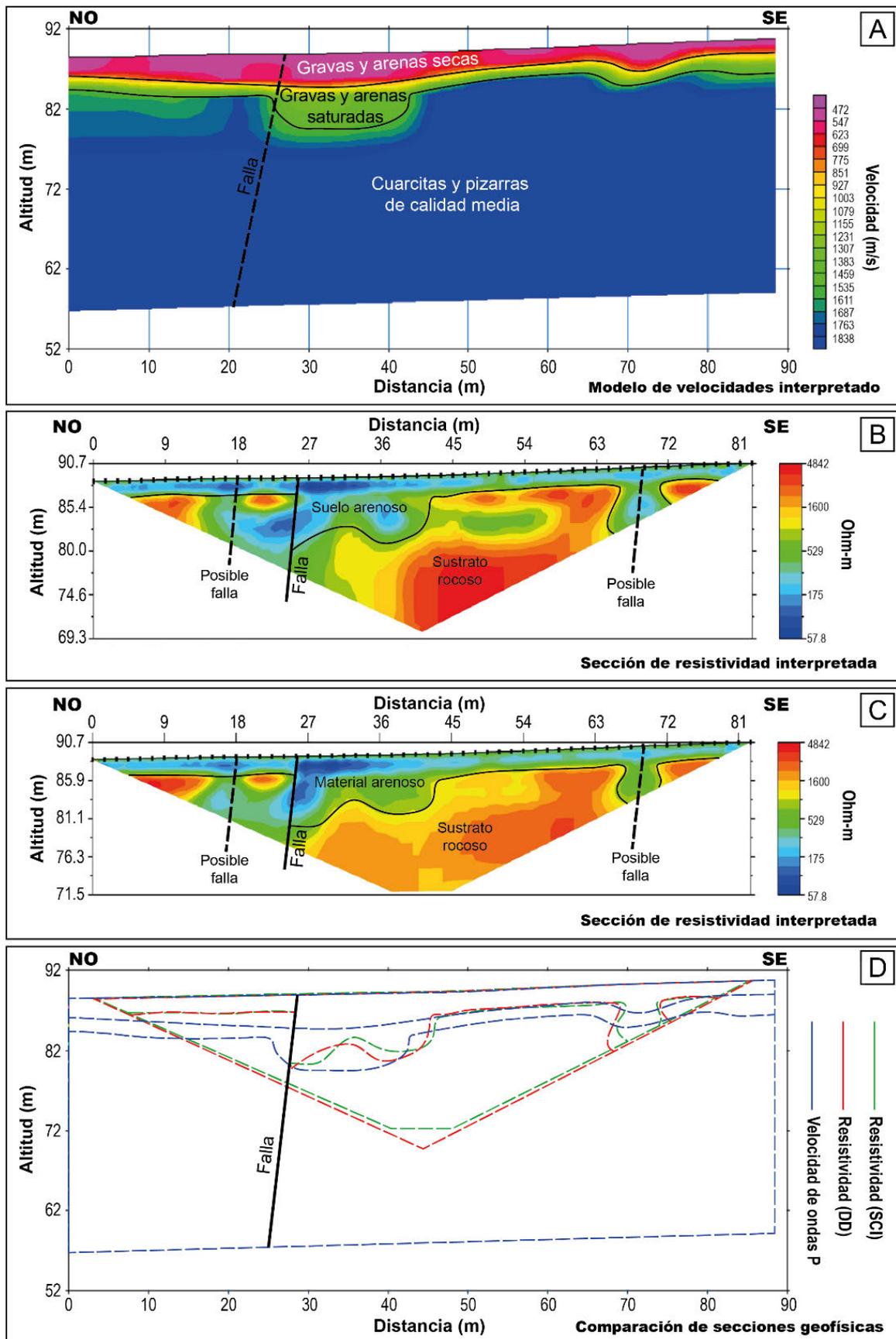


Figura 40. Comparación de secciones obtenidas con los distintos métodos geofísicos usados para la línea geofísica Busto-1.

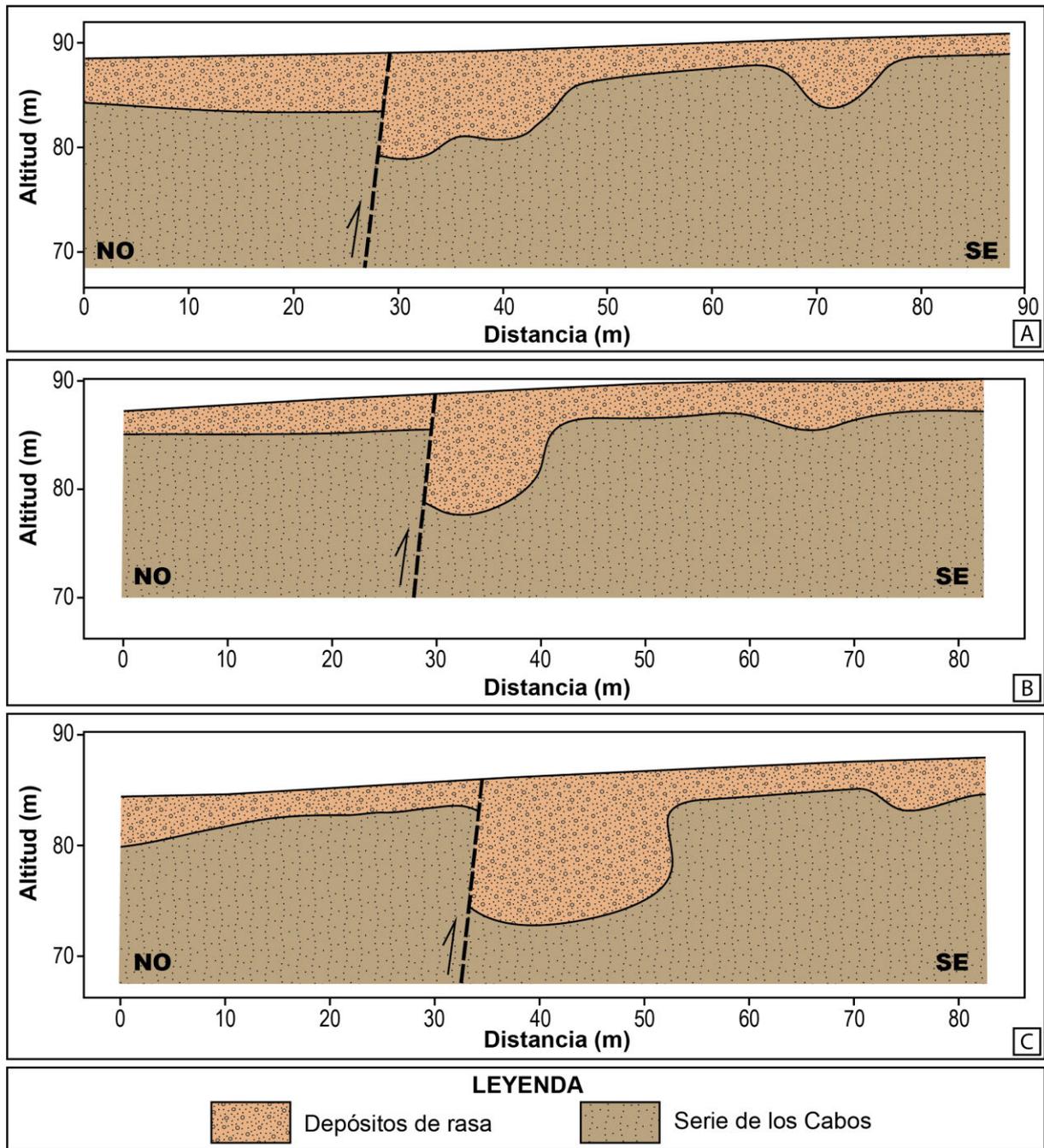


Figura 41. Modelo geológico de los perfiles geofísicos realizados, en base a la información de los afloramientos expuestos en el talud de la autovía contigua: A) Línea Busto-1, B) Línea Busto-2, C) Línea Busto-3.

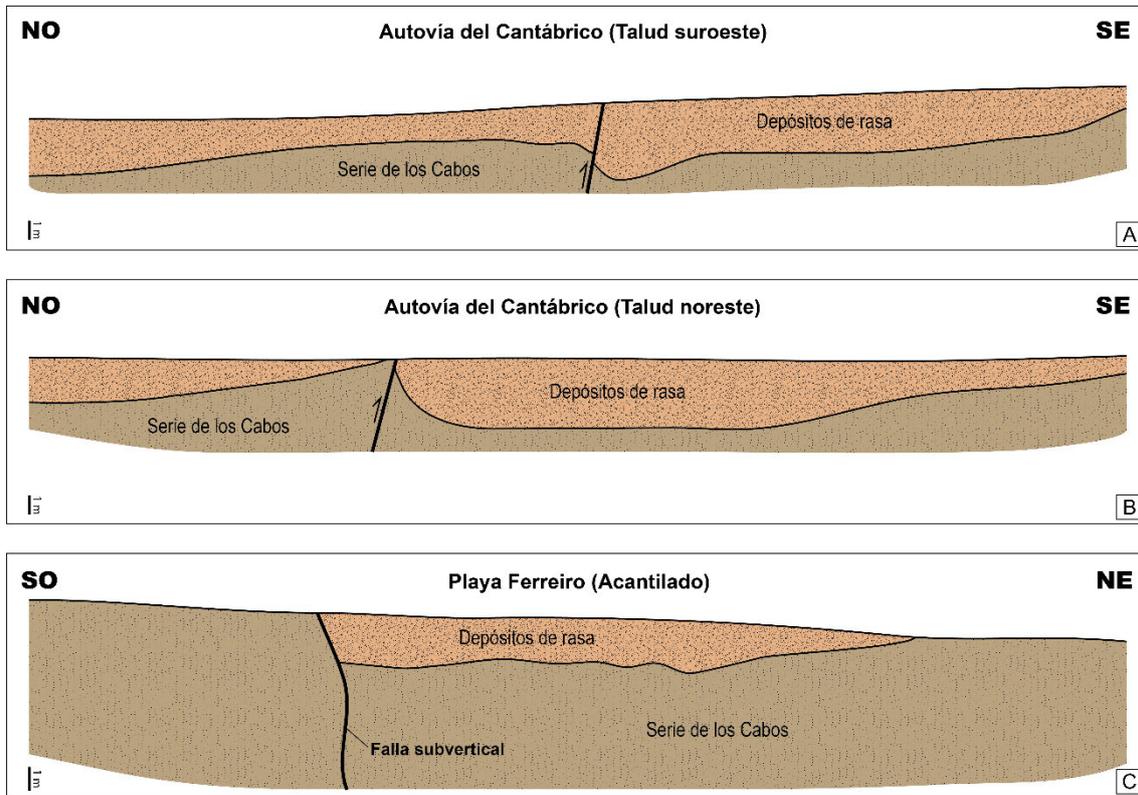


Figura 42. Perfiles geológicos en la zona de estudio. De suroeste a noreste: A) Talud suroeste de la autovía del Cantábrico (pasando el km 456) invertido horizontalmente de la Figura 26 para conservar la orientación del resto de figuras, B) Talud noreste de la autovía del Cantábrico (en frente del talud anterior), C) Acantilado en Playa Ferreiro, entre Punta de la Osa y Punta de Santa Ana (Cabo Busto).

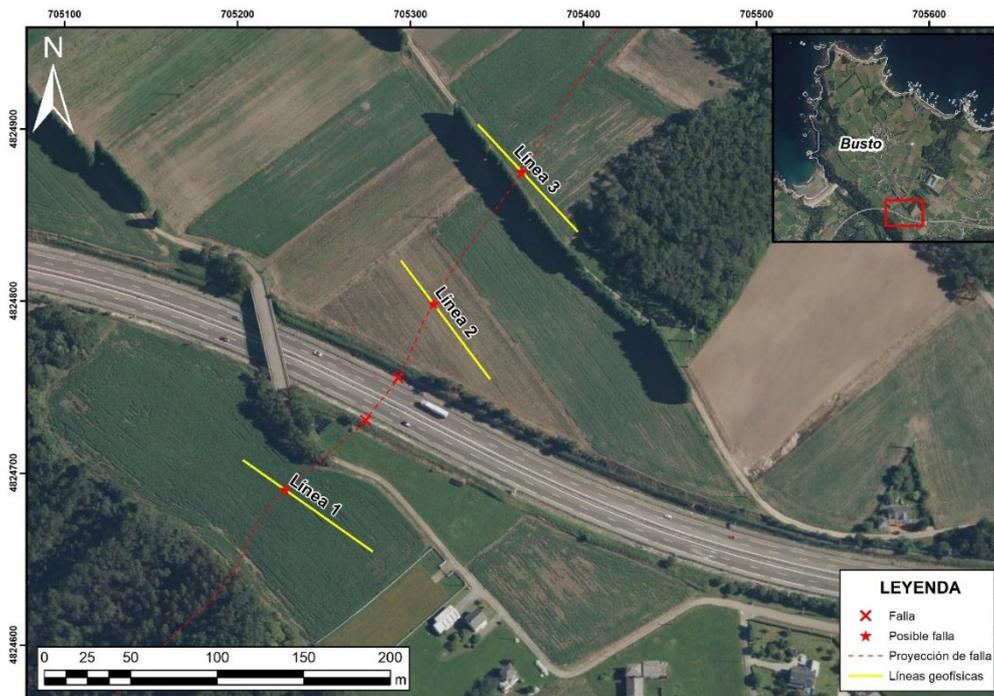


Figura 43. Mapa de la proyección de la traza de falla según el estudio de los afloramientos y las interpretaciones de las líneas geofísicas realizadas.

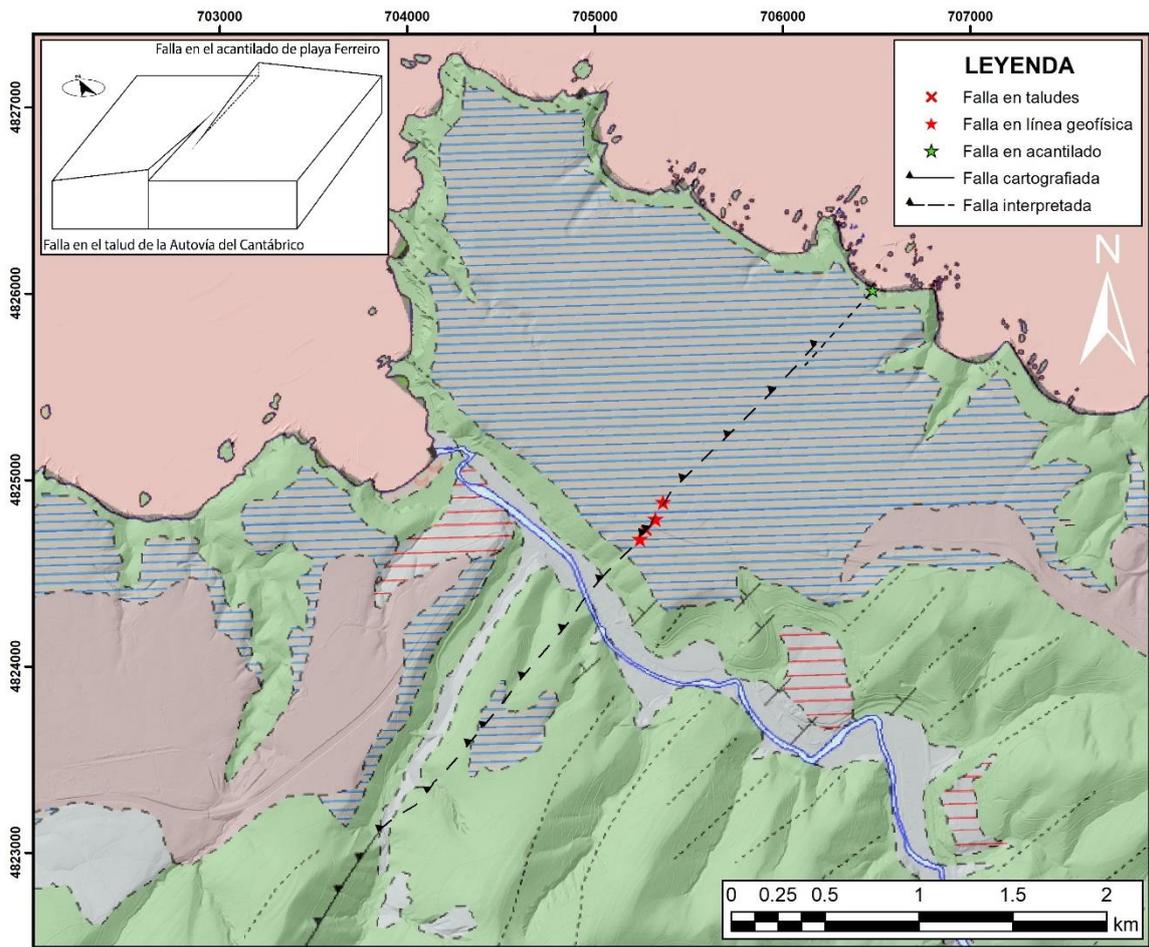


Figura 44. Mapa de las fallas interpretadas en la autovía y en el acantilado propuestas en la zona de estudio. El bloque diagrama muestra su disposición en relieve.

5.2.3. Análisis de evidencias

Como se mencionó anteriormente, la falla inversa que fue descubierta durante la construcción de la autovía del Cantábrico (Gutiérrez-Claverol et al., 2006), observable solo a escala de afloramiento, parece corresponder a un cabalgamiento cartografiado por el IGME cerca del arroyo del Forcón en la zona de Cabo Busto, el cual es paralelo a las secuencias de la Serie de los Cabos con dirección NE-SO, aunque Álvarez-Marrón et al. (2008) la interpretan como una falla de desgarre NO-SE. Se realizó la proyección de la falla de la autovía con el método de horizontales de plano, tomando en cuenta también la orientación de la estratificación de 310 / 74 (considerando que la falla es paralela a esta), concluyendo que es muy probable que se trate de la misma estructura, tomando en cuenta que en ambos casos el bloque levantado se sitúa al NO (Figura 45A). Por otro lado, la proyección de la falla de la autovía parece indicar que la falla del acantilado corresponde a una estructura relacionada. De este modo, es posible que el desplazamiento a lo largo de la falla de la autovía, de bajo salto, disminuiría gradualmente hacia el noreste hasta su terminación antes de alcanzar el acantilado, y en esta zona, comenzaría a desarrollarse la falla del acantilado.

En Cabo Busto, la proyección de la falla de la autovía parece coincidir con una zona erosionada menos resistente que se ubica en el valle del río Canero, pudiendo tratarse de una zona de debilidad producto del desplazamiento de la falla (Figura 45B).

Además, en lo que respecta a la prolongación de la traza de la falla en el mar, la falla tiene muy poco salto y, por tanto, es posible que la falla termine en profundidad lateralmente y no se prolongue hasta la parte baja del acantilado hacia el mar. No obstante, en el caso de que continuara, se aprecia que parte del trazado de la falla sigue también un pequeño valle submarino (Figura 45C).

La paleolínea de costa muestra aparentemente una separación horizontal de tipo levógiro a lo largo de la falla, en las inmediaciones del arroyo del Forcón (Figura 45B), lo cual es coherente con el hecho de que la falla afecta los depósitos de rasa. De igual manera, se analizaron algunos pequeños cambios en el sentido de orientación entre las pendientes de las rasas. En general, se puede observar un leve basculamiento de las rasas hacia el NNO, pero con una variación sobre la rasa situada al SE del arroyo del Forcón.

Se realizó una línea de corte en la zona de Cabo Busto, atravesando de forma transversal la proyección de la falla de la autovía, encontrando en general una altura menor a 85 m en el bloque NO y mayor a 85 m en el bloque SE (Figura 45D), por lo que este último correspondería al bloque levantado, contrario a lo que indica la cinemática de la falla de la autovía. Hacia el suroeste de Cabo Busto, se realizó el mismo procedimiento entre las dos rasas ubicadas en lados opuestos del arroyo del Forcón (por donde posiblemente pasa la falla), observándose que tanto el bloque situado al NO de la falla como el bloque situado al SE de la falla tienen una altura promedio de 125 m, sin diferencias notorias.

Asimismo, hay un epicentro sísmico que corresponde a una profundidad de 1 km cerca de la proyección de la falla (Figura 45E). Sobre los sismos es importante resaltar que, si estos están correctamente localizados, los terremotos asociados con una falla deberían situarse sobre la traza de la falla si son superficiales, o en el bloque superior de la misma conforme uno se aleja de la traza a mayor profundidad. En consecuencia, en un corte geológico de la falla con la inclinación adecuada, los terremotos deberían estar posicionados sobre la falla. En la zona de Cabo Busto, el sismo de 4 Mw (24/07/2019), de profundidad de 1 km, localizado a 0,9 km de distancia de la proyección de falla en el mar, estaría ubicado en el bloque superior de la falla, considerando que esta podría tener una forma lístrica en profundidad.

En la zona de Cabo Busto, a pequeña escala, existe una diferencia de 0,35 mm/año en el movimiento vertical entre los conjuntos de puntos seleccionados para ambos bloques separados por la proyección de la falla localizada en campo (Figuras 46A y B), presentando una subsidencia de 1,92 mm/año en el bloque NO (62 puntos

seleccionados), y de 1,57 mm/año en el bloque SE (83 puntos seleccionados), por lo que el bloque NO se estaría hundiendo a una tasa ligeramente mayor. Esto coincide con la interpretación de altura promedio de las rasas, pero no con la cinemática de la falla de la autovía descrita. A una escala más localizada, seleccionando únicamente los puntos inmediatamente cerca de la traza de falla, la diferencia de movimiento vertical es prácticamente nula (0,02 mm/año). Se seleccionaron 2 puntos en bloque NO y 3 puntos en el bloque SE. (Figuras 46C y D).

Para una mejor ilustración y un análisis más detallado de las pendientes de las rasas, se determinó su orientación con el programa FindSD (Connors, 2023) y se proyectaron en estereogramas con Stereonet (Allmendinger, 2020). En el sector sureste del arroyo del Forcón, el bloque NO sigue la tendencia regional con un buzamiento de 3,9° hacia el NNO, mientras que el bloque SE tiene un buzamiento de 3,6° hacia el ENE, existiendo una diferencia de 76° de dirección entre ambos bloques y que concuerda con el aparente desplazamiento de la paleolínea de costa (Figura 47).

Cabo Busto concentra una gran cantidad de evidencias geológicas significativas, observándose que las fallas identificadas en la autovía y el acantilado tienen influencia sobre los depósitos de rasa. La forma de la costa actual, así como el relieve en tierra y en mar, indican una zona de debilidad. La paleolínea de costa desplazada, los bloques que tienen distinto buzamiento y la rasa que muestra una separación vertical, pueden estar relacionadas al movimiento de la falla. El hecho de la presencia de un posible sismo asociado, y que los datos InSAR son coherentes con las elevaciones actuales de ambos bloques medidos en la rasa, sugiere que la falla puede haber estado activa en tiempos recientes (durante el Cuaternario) y posiblemente hoy en día siga estándolo. Los datos geofísicos, asimismo, confirman que el trazado de la falla es paralelo a la estratificación de las capas de la Serie de los Cabos, pudiéndose interpretar como la continuación del cabalgamiento cartografiado en el GEODE 50, posiblemente por una reactivación del mismo en el Cuaternario. Además, las evidencias analizadas indican que el bloque hundido actualmente es el NO, lo cual está de acuerdo con la cinemática de la falla observada en el acantilado, pero no con la cinemática de la falla observada en la autovía, que es una reactivación cuaternaria del cabalgamiento levantando el bloque NO. La explicación de esto puede ser la distribución en relevo de ambas fallas, tal como se muestra en la Figura 48.

Con base en todas estas observaciones realizadas, se plantea que las fallas serían estructuras activas durante el Cuaternario, siendo la falla de la autovía un re juego reciente del cabalgamiento, mientras que la falla del acantilado es una falla de nueva generación paralela a los estratos paleozoicos. La altitud promedio actual de los bloques y la detección de pequeños desplazamientos mediante InSAR, así como el registro de un pequeño sismo, indican probable actividad en la actualidad, en el que el bloque NO se está hundiendo.

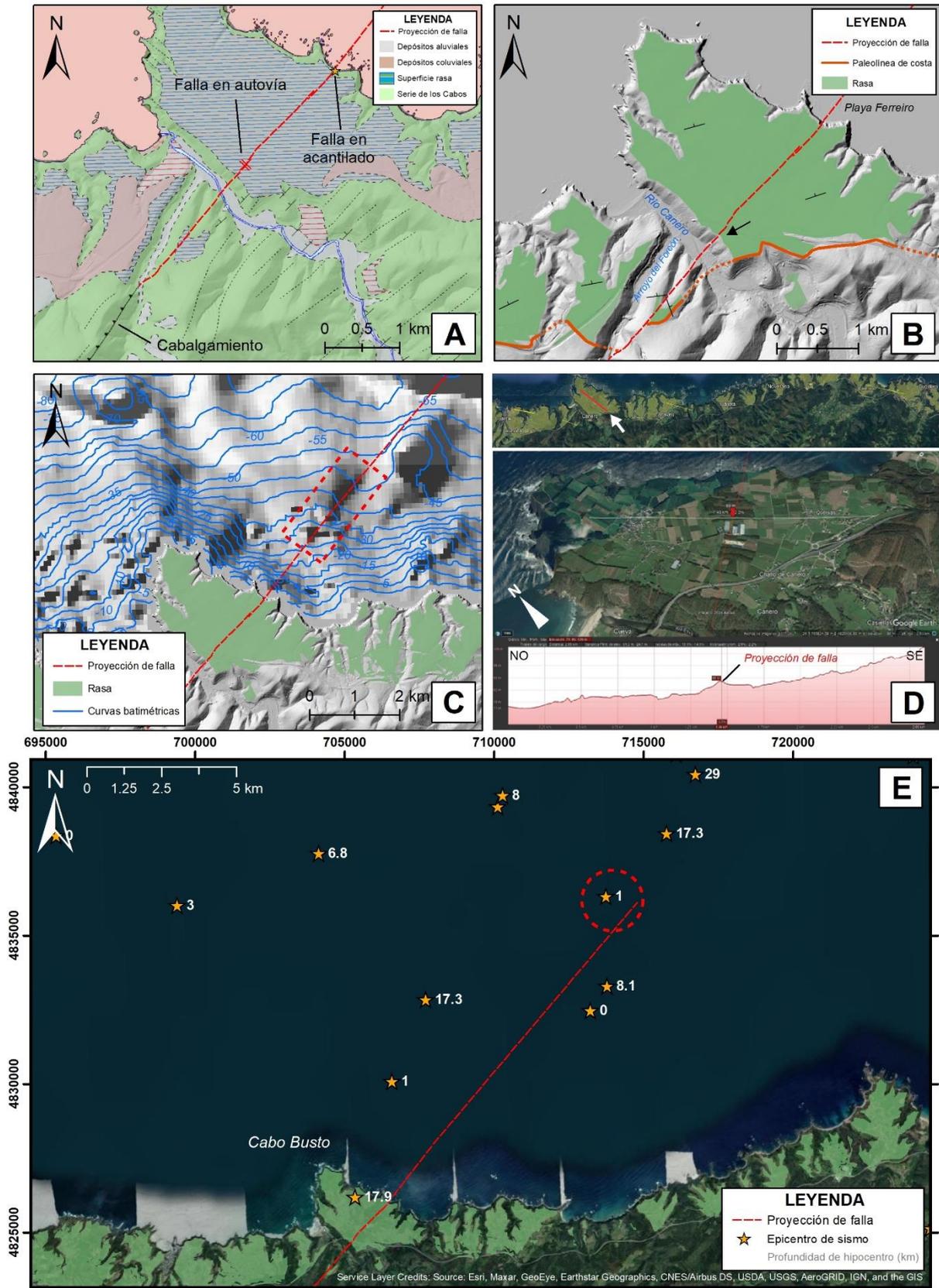


Figura 45. Zona de Cabo Busto: A) Geología local del GEODE 50, B) Expresión topográfica indicando la rasa en verde y la paleolínea de costa en naranja, C) Mapa de curvas batimétricas (EMODnet), D) Perfil topográfico de Google Earth, E) Mapa de epicentros sísmicos (IGN).

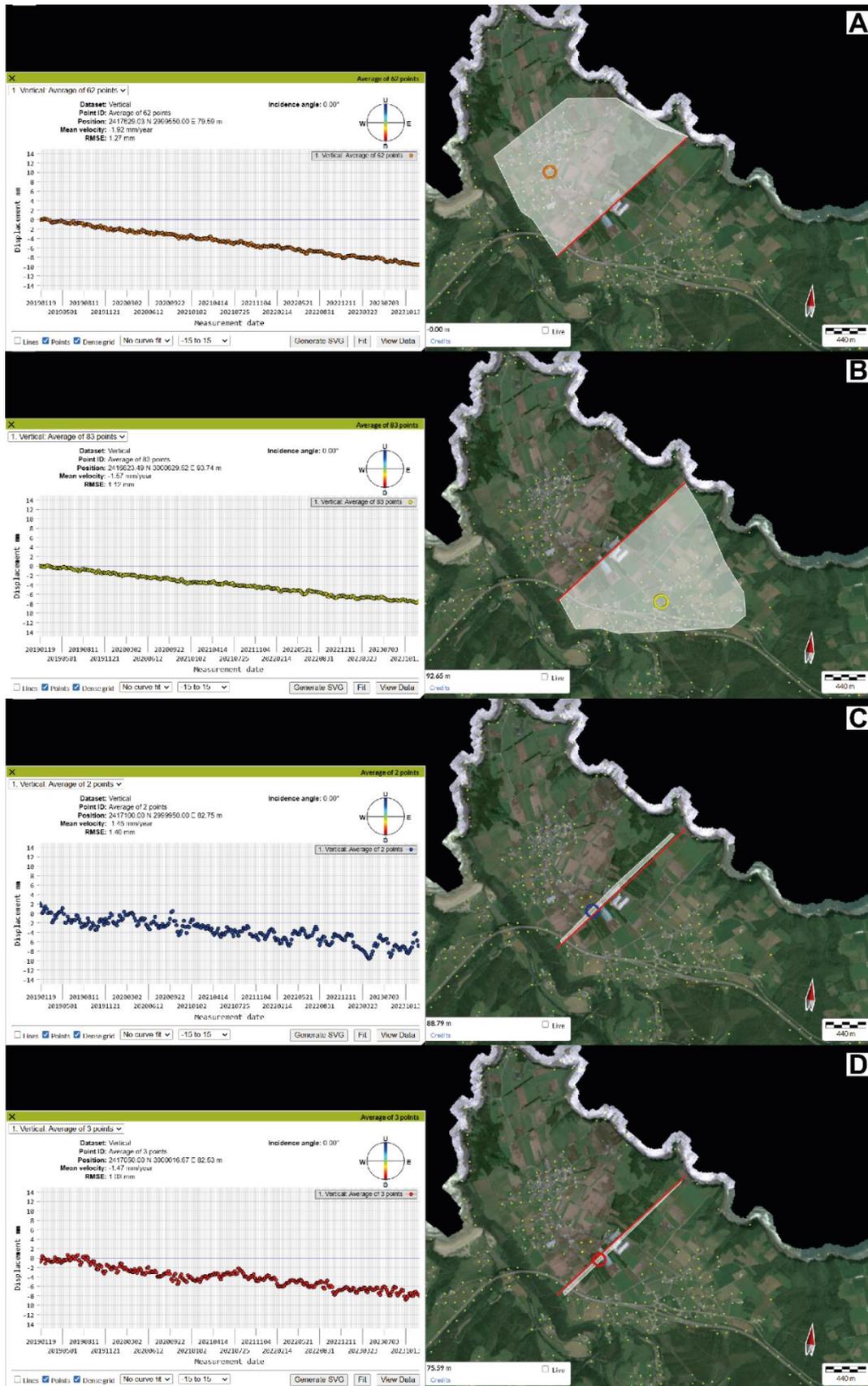


Figura 46. Capturas del EGMS del proyecto Copernicus, mostrando los desplazamientos verticales obtenidos por interferometría InSAR en la zona de Cabo Busto: A) y B) Pequeña escala, C) y D) Gran escala.

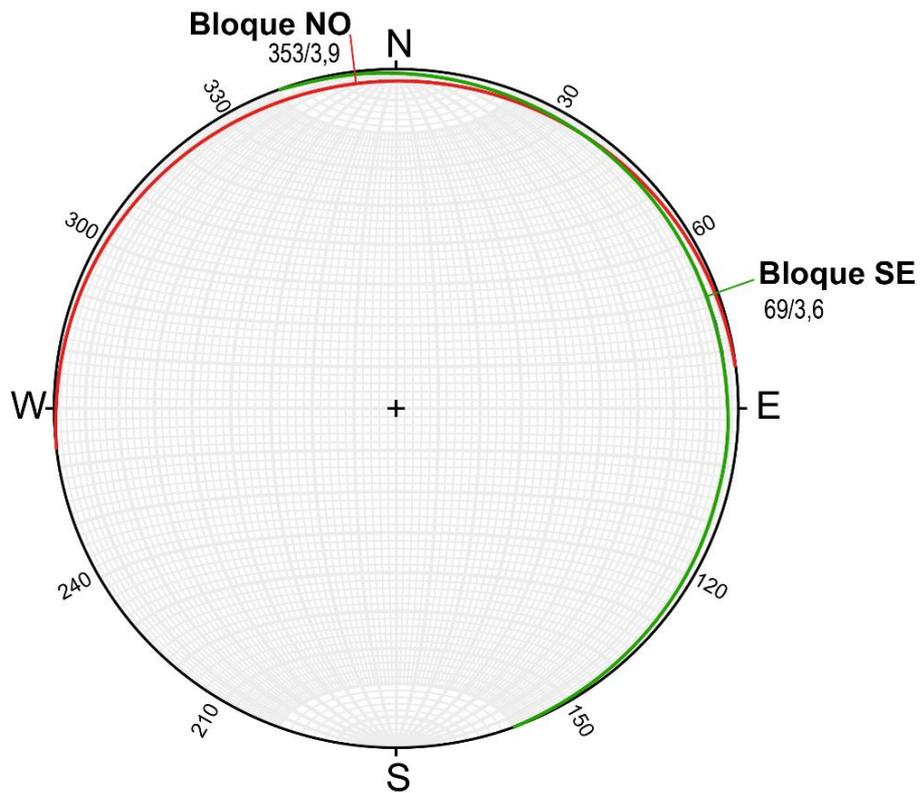


Figura 47. Proyección estereográfica con Stereonet de la orientación y pendiente promedio de los bloques NO y SE, en la rasa situada al sureste del arroyo del Forcón, en el que se aprecia una variación de 76° de dirección entre ambos.

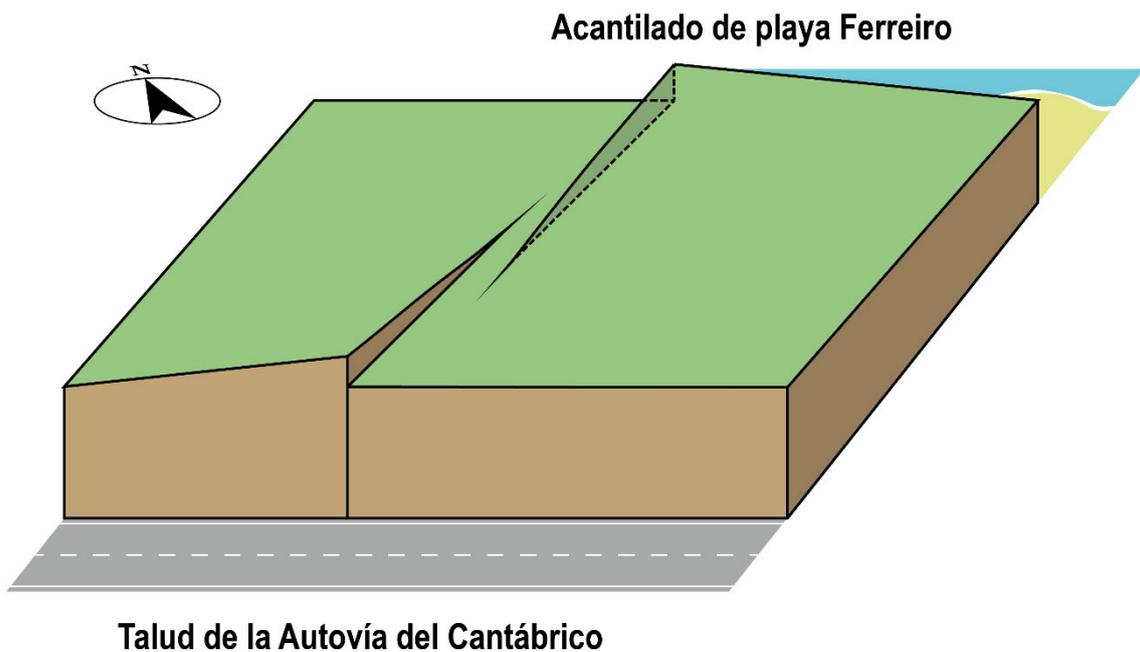


Figura 48. Bloque diagrama conceptual (sin los depósitos de rasa), mostrando el relevo hacia el noreste entre la falla de la autovía del Cantábrico y la falla del acantilado en playa Ferreiro, que explica el hundimiento del bloque NO deducido de los datos.

5.3. Cadavedo

5.3.1. Análisis de evidencias

En cuanto a Cadavedo, en la zona costera donde afloran mejor las rocas, existe un contacto litológico que no se ve en el campo dado que está cubierto por depósitos cuaternarios de tipo aluvial. Aunque aparentemente no hay presencia de fallas, este contraste litológico importante entre la Serie de los Cabos y la Formación Vegadeo (Figura 49A) podría significar una zona de debilidad estructural marcada por la diferencia en la competencia y la reología de las rocas. Este contacto tiene una orientación de 310 / 70, según el MAGNA 50 (Marcos & Arboleya, 1974).

Esta zona se caracteriza, además, por tener una extensión prominente de terreno que ingresa hacia el mar en forma de punta (Punta del Cuerno), haciendo que la línea de costa actual dibuje un entrante muy marcado, precisamente donde tiene lugar el cambio litológico (Figura 49B). Esto podría indicar una zona de debilidad, pudiendo tratarse de una zona dañada menos resistente que las rocas adyacentes, producto del contacto litológico que pudo haberse comportado como una falla. Además, este contacto se sitúa a lo largo del valle por donde se encauza el arroyo de Pendas o Frietas, y, por tanto, de una zona más erosionada que indica que es menos resistente. Sobre la batimetría, la evidencia es insuficiente, aunque existen algunas variaciones en la geometría del relieve submarino cerca de la zona de estudio (Figura 49C).

Aquí también puede denotarse un cambio de dirección evidente en la paleolínea de costa, una variación que coincide con el contraste litológico observado. La paleolínea de costa muestra una supuesta separación horizontal de tipo levógiro al ONO de este contacto litológico. Así mismo, el buzamiento promedio del bloque NO tiene una clara tendencia hacia el N, mientras que el bloque SE tiene una ligera tendencia NNO, lo que podría apoyar esta hipótesis (Figura 49B). En este sector se ubica, asimismo, un salto vertical notorio entre las rasas, llegando a diferenciarse hasta por más de 20 m (Figura 49D), teniendo el bloque hundido (hacia el NO) una altura promedio de 88 m y el bloque levantado (hacia el SE) una altura promedio de 110 m, pudiéndose comportar como una aparente falla.

En este sector, no se observa actividad sísmica asociada (Figura 49E).

Sobre los datos InSAR, en Cadavedo desafortunadamente no hay muchos puntos disponibles próximos al contacto en cuestión, sobre todo en el bloque SE. Se seleccionó un conjunto de 73 puntos en el bloque NO, mientras que tan solo 5 puntos en el bloque SE, observándose una diferencia en el movimiento vertical de 0,05 mm/año entre los conjuntos de puntos seleccionados (Figuras 50A y B), lo que sugiere una tasa de subsidencia regional aproximada de 1,50 mm/año, sin diferencias significativas entre las rasas situadas a los lados del contacto litológico.

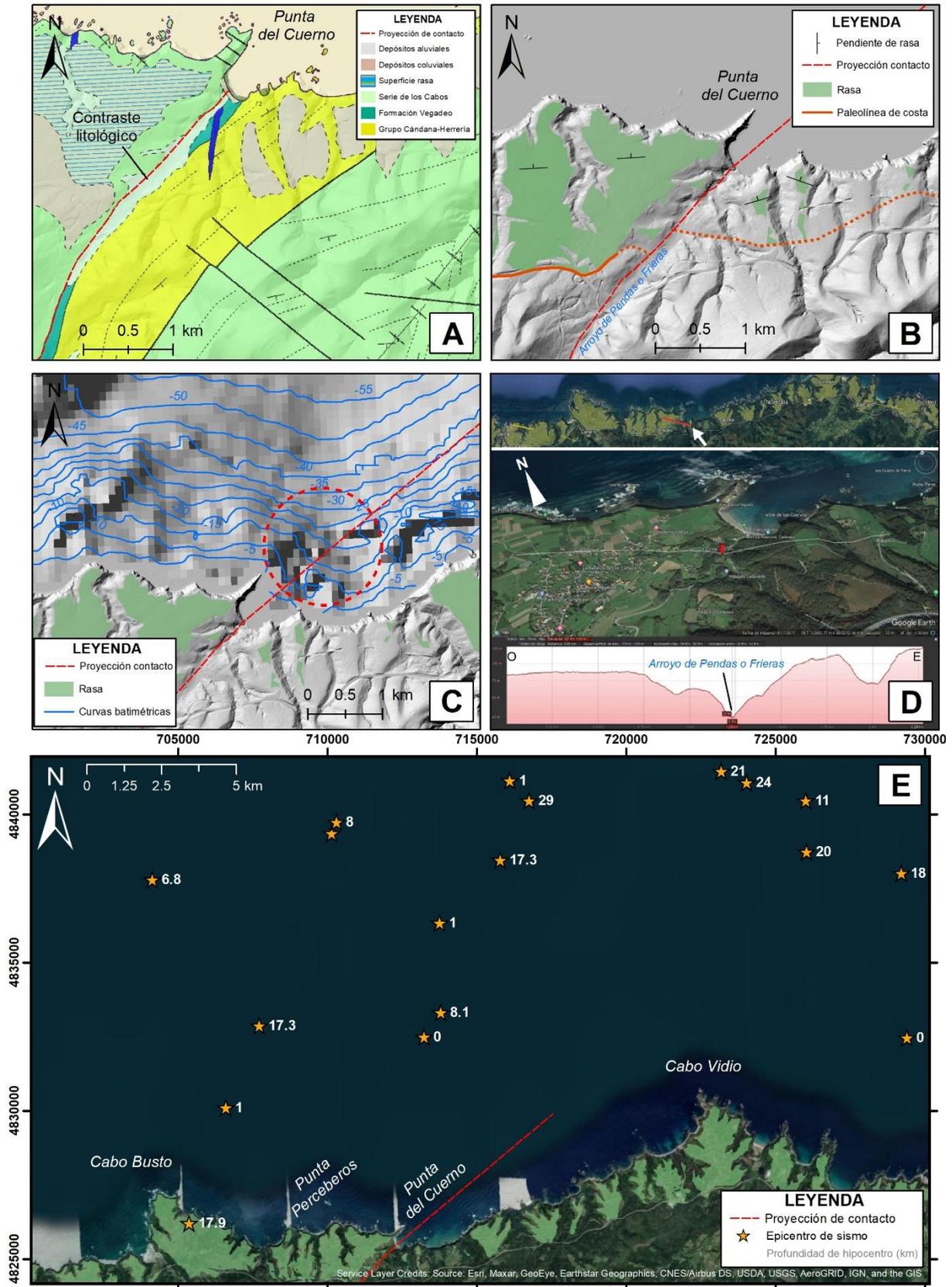


Figura 49. Zona de Cadavedo: A) Geología local del GEODE 50, B) Expresión topográfica indicando la rasa en verde y la paleolínea de costa en naranja, C) Mapa de curvas batimétricas (EMODnet), D) Perfil topográfico de Google Earth, E) Mapa de epicentros sísmicos (IGN).

A pesar de que las evidencias topográficas hacen de Cadavedo una zona de mucho interés, la amplia distancia entre las rasas de casi 1 km representaba una limitación significativa para la realización de estudios geofísicos como la tomografía eléctrica y la refracción sísmica, ya que complicaría la obtención de datos precisos y aumentaría la complejidad logística y operativa.

Algunos indicadores, como la forma de la costa actual que muestra una zona de debilidad, la paleolínea de costa que se encuentra desplazada, los bloques que tienen distinto buzamiento y la rasa que presenta una separación vertical, sugieren que el contacto litológico pudo actuar como falla en tiempos recientes (durante el Cuaternario), pero la ausencia de sismos asociados y de datos InSAR que indiquen diferente levantamiento de los bloques, señalan que no está activo en la actualidad.

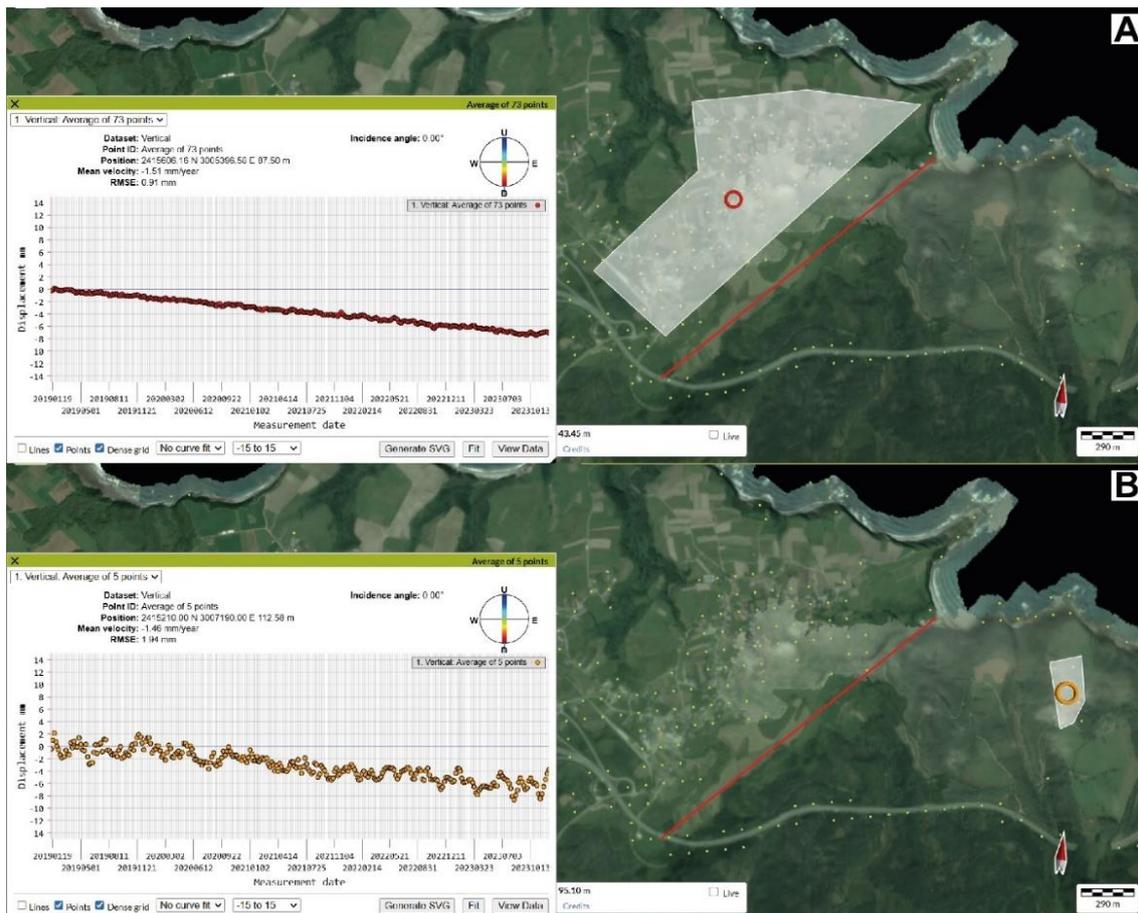


Figura 50. Capturas del EGMS del proyecto Copernicus, mostrando los desplazamientos verticales obtenidos por interferometría InSAR en la zona de Cadavedo: Bloque NO (A) y Bloque SE (B).

5.4. Concha de Artedo (Lamuño)

5.4.1. Descripción geológica

Esta área se investigó debido a la presencia de un cabalgamiento inferido en el mapa geológico del GEODE 50 del IGME, en la zona de la playa Concha de Artedo, cerca de la localidad de Lamuño (Figura 51). En la zona costera donde afloran mejor las rocas, el cabalgamiento estaría cubierto por depósitos aluviales de edad cuaternaria.

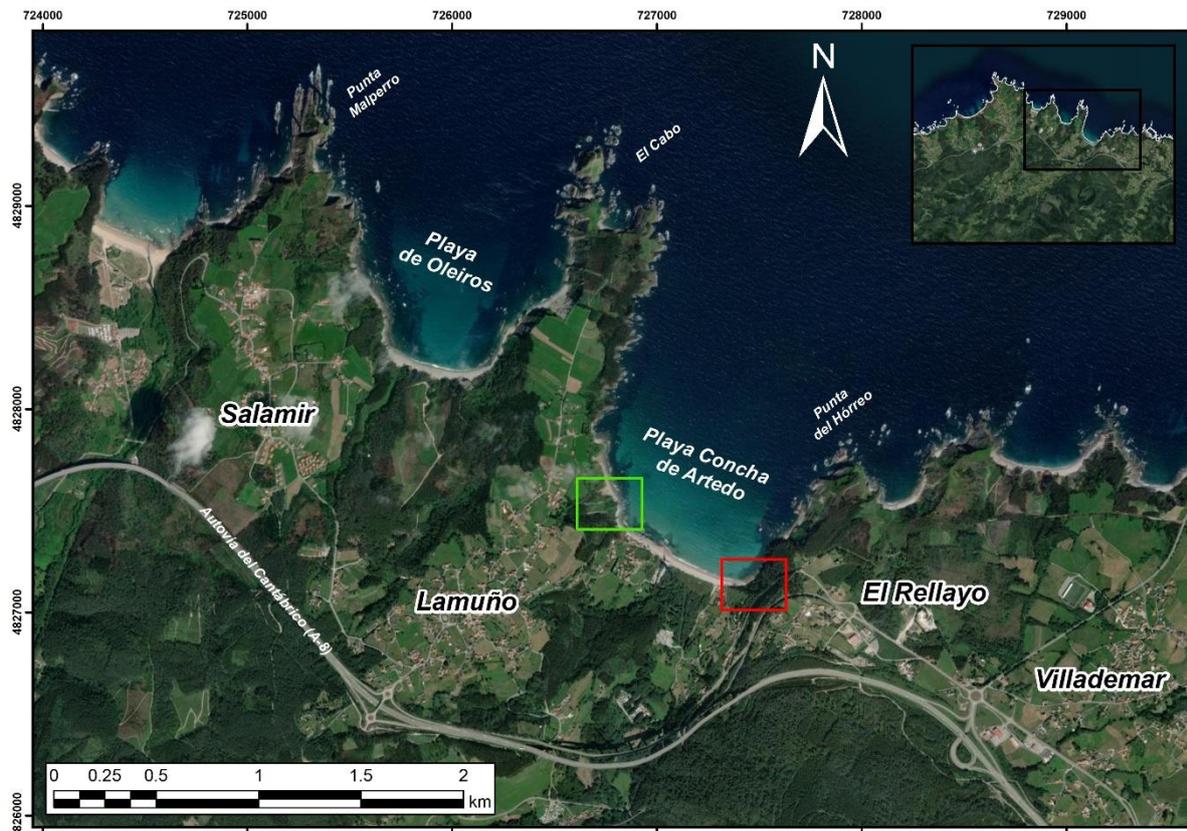


Figura 51. Mapa de ubicación de las zonas de estudio en la playa Concha de Artedo: afloramientos de la Fm. Vegadeo (recuadro verde) y Gpo. Cándana-Herrería (recuadro rojo).

Hacia el extremo ESE de la playa, se pudo comprobar la existencia de rocas deformadas, con abundantes óxidos de hierro, en los bancos de areniscas con intercalaciones de pizarras del Grupo Cándana-Herrería (Figura 52). Encima de esta unidad, en discordancia, se observan depósitos cuaternarios de conglomerados. Esta zona, fracturada y oxidada, podrían indicar circulación de fluidos, lo cual estaría relacionado a la presencia de un cabalgamiento inferido en el GEODE 50 en este sector. Los datos de estratificación se detallan en la Tabla 11.

En el extremo ONO de la playa, por otro lado, se aprecian acantilados de rocas de color gris claro con tonalidad verdosa, que presentan erosión alveolar. Estas dolomitas y margas corresponden probablemente a la Formación Vegadeo, de composición carbonatada. En este sector, no se observaron fallas.

	Dirección de buzamiento	Buzamiento
Estratificación (Grupo. Cándana-Herrería)	287°	49°
Estratificación (Formación Vegadeo)	302°	30°

Tabla 11. Datos de orientación de la estratificación en la playa Concha de Artedo.

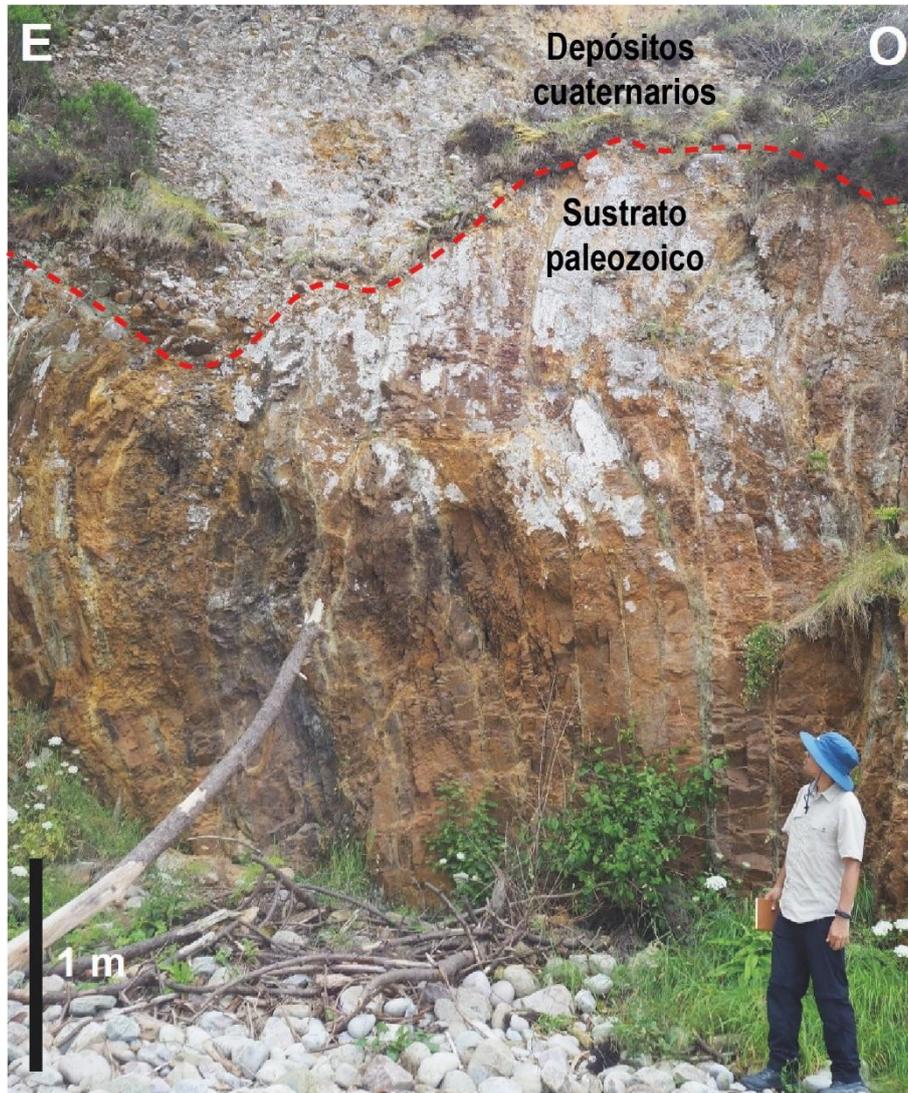


Figura 52. Zona fracturada, posiblemente relacionada a la actividad de una falla, en rocas del Grupo Cándana-Herrería, al este de la playa Concha de Artedo (vista al S).

5.4.2. Análisis de evidencias

En la zona de Lamuño, la geología del GEODE 50 muestra un cabalgamiento inferido entre las calizas de la Formación Vegadeo y el Grupo Cándana-Herrería, que está cubierto por los depósitos aluviales del río Uncín (Figura 53A). Cerca de la costa, esta falla es paralela a la estratificación de las capas del Grupo Cándana-Herrería, por lo que tiene una orientación de 315 / 62, mientras que, en tierra, tendría un ligero cambio de orientación a 330 / 46, según el MAGNA 50 (Julivert et al., 1972).

Esta zona también tiene una gran extensión de terreno que ingresa hacia el mar en forma de punta (Punta El Cabo), cuya formación podría estar asociada a procesos tectónicos. La línea de costa actual dibuja un entrante muy marcado, justo en el lugar donde se encuentra el cabalgamiento (Figura 53B). Esto podría interpretarse como una zona de mayor debilidad, fácilmente erosionable, debido a la existencia de una zona de daño por el movimiento de la falla, que es menos resistente que las rocas circundantes. Esta falla inversa se sitúa a lo largo del valle del río Uncín, pudiéndose interpretar como una zona erosionada que es menos resistente. Así mismo, sobre las variaciones en la geometría del relieve submarino, parte del trazado de la falla sigue una zona de valle submarino frente a la playa Concha de Artedo (Figura 53C).

Puede observarse un cambio de dirección en la paleolínea de costa, mostrando una supuesta separación horizontal de tipo levógiro que coincide con la falla inferida (Figura 53B). Los buzamientos de las rasas en este sector son similares, con una clara tendencia NNE. En Lamuña, el salto entre ambas rasas, separadas por el río Uncín, alcanza también una diferencia de altura importante de 15 m aproximadamente. La altura promedio de la rasa en el bloque situado al ONO de la falla es de 118 m y en el bloque situado al ESE de la falla es de 135 m, siendo el primero el bloque hundido y el segundo, el levantado (Figura 53D).

Los sismos evidencian actividad superficial (Figura 53E). Existen dos epicentros sísmicos, uno en el mar y otro en tierra, con magnitudes de 1,8 y 1,9 Mw, de poca profundidad (menor a 10 km), ubicados muy próximos a la traza de la falla. Tomando en cuenta los buzamientos estimados a partir del MAGNA 50, la falla tendría una inclinación de 62° en el sector costero. Si se asume que el buzamiento de la falla es constante en profundidad, el epicentro de 1,8 Mw (09/08/2012) localizado en el mar, que estaría a 2,35 km de distancia horizontal de la traza de falla, corresponde a un hipocentro de 4,4 km. Tierra adentro, la falla tiene una inclinación de 46° , por lo que el epicentro de 1,9 Mw (07/03/2004), ubicado a una distancia horizontal de 480 m de la traza de falla, tendría un hipocentro muy superficial de 460 m. De este modo, es posible que ambos sismos podrían haberse generado sobre la traza de la falla.

En Lamuña, se seleccionaron dos conjuntos, de 63 puntos en la rasa del bloque ONO y solo 3 puntos en la rasa del bloque ESE, indicando el primero una subsidencia de 1,19 mm/año y el segundo, ligeramente mayor, de 1,47 mm/año, habiendo una diferencia mínima en el movimiento vertical de 0,28 mm/año entre ambos conjuntos de puntos separados por la falla inferida (Figuras 54A y B). A gran escala, seleccionando 2 puntos en el bloque ONO y 3 puntos en el bloque ESE, cerca de la traza de falla, hay una subsidencia ligeramente mayor en el bloque ONO, con una diferencia muy pequeña de 0,4 mm/año respecto al bloque ESE (Figuras 54C y D).

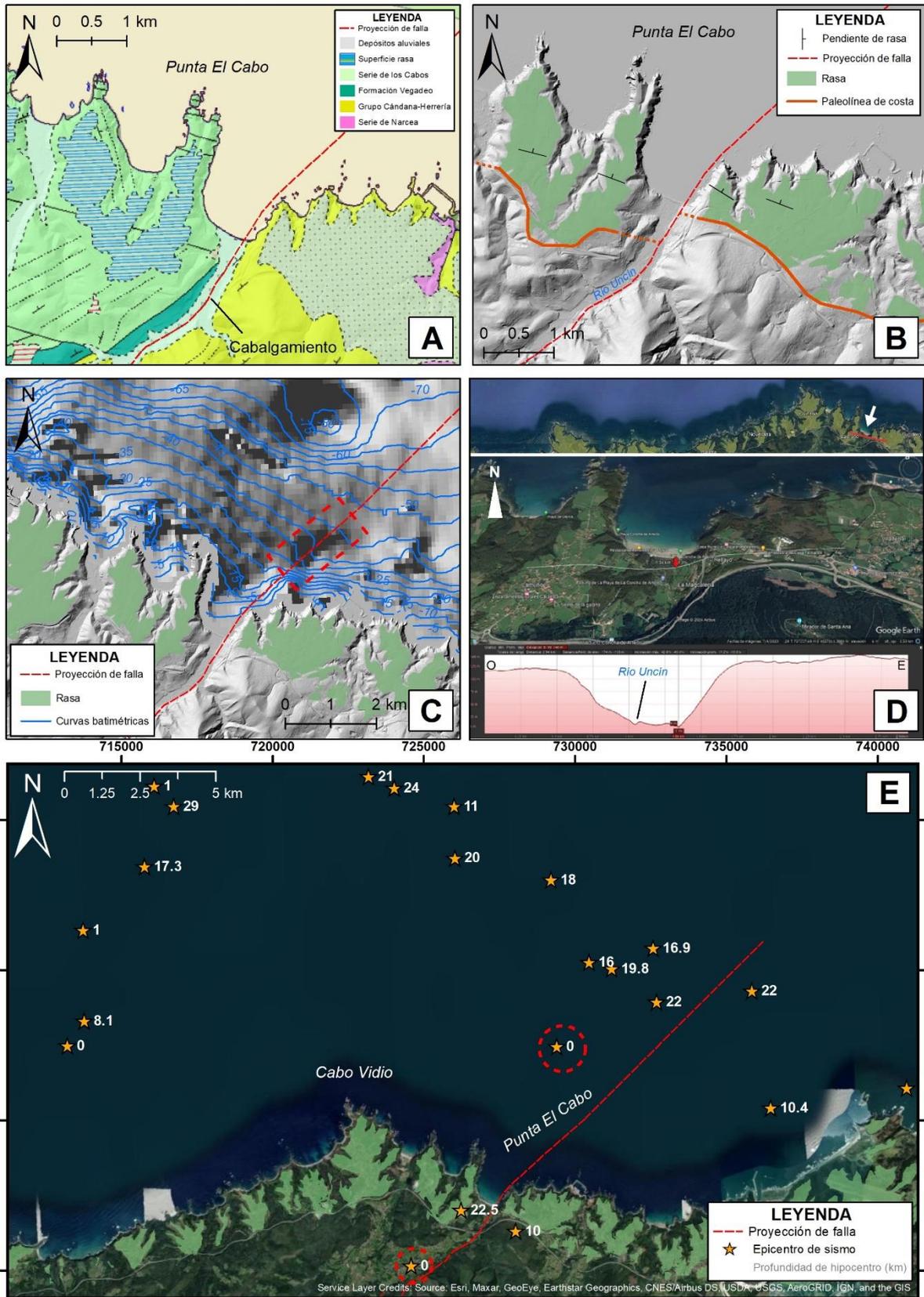


Figura 53. Zona de Lamuña: A) Geología local del GEODE 50, B) Expresión topográfica indicando la rasa en verde y la paleolínea de costa en naranja, C) Mapa de curvas batimétricas (EMODnet), D) Perfil topográfico de Google Earth, E) Mapa de epicentros sísmicos (IGN).

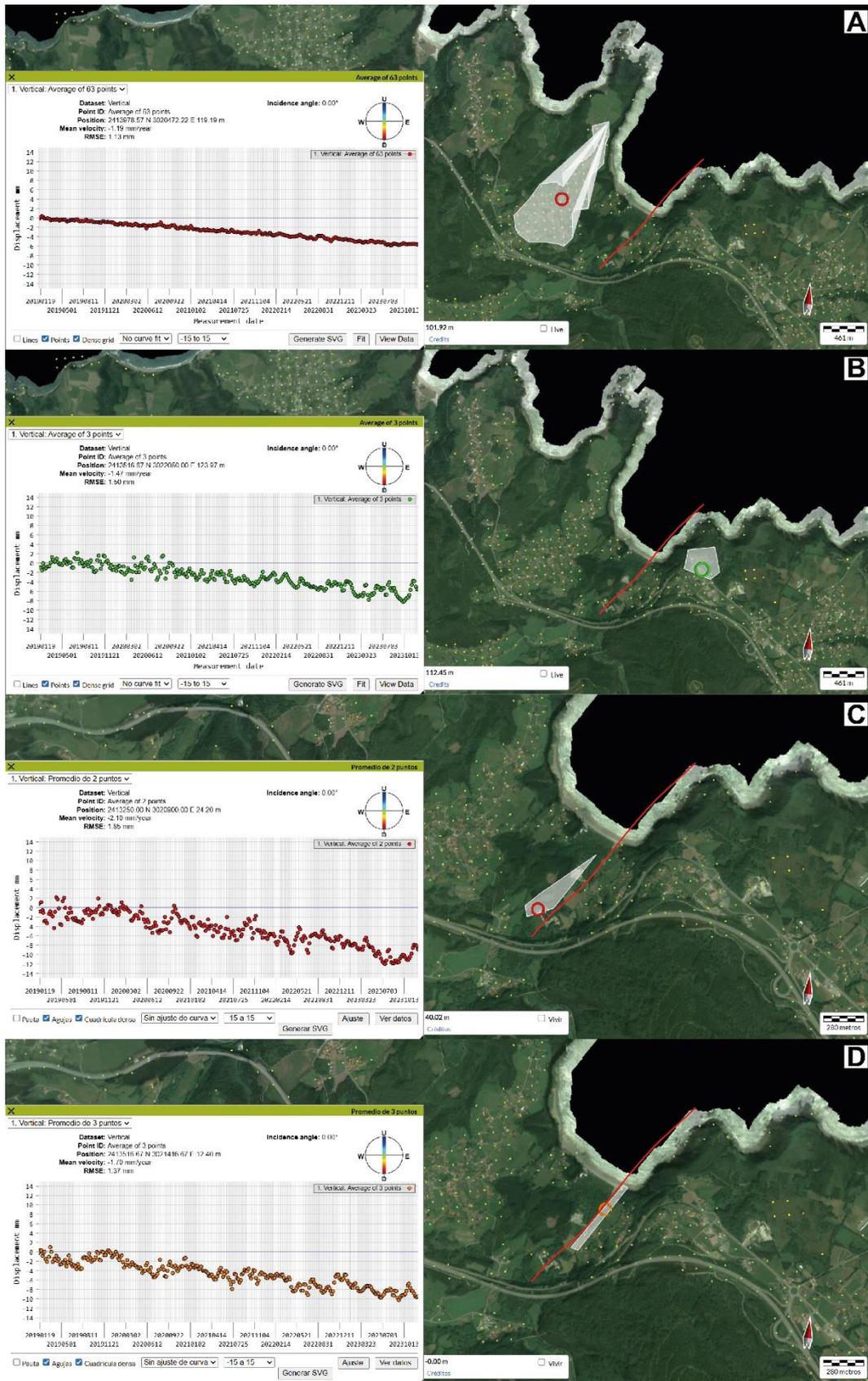


Figura 54. Capturas del EGMS del proyecto Copernicus, mostrando los desplazamientos verticales obtenidos por interferometría InSAR en la zona de Lamuño: A) y B) Pequeña escala, C) y D) Gran escala.

La separación horizontal entre las rasas, que alcanza casi el kilómetro de distancia, presentaba un desafío para la realización de ensayos geofísicos, comprometiendo la precisión de los datos a obtener, por lo que se optó por hacer solamente el reconocimiento de campo.

En el área de Lamuño, la forma de la costa actual, el relieve en tierra y en mar, así como las evidencias geológicas en campo, indican una posible zona de debilidad. La paleolínea de costa está desplazada y la rasa muestra una clara separación vertical. Existen dos sismos (ocurridos en 2004 y 2012) que podrían haber estado asociados a la traza de falla, lo cual sugiere que la falla pudo haber actuado en tiempos recientes. Las evidencias señalan que el bloque ONO se hundió respecto al bloque ESE.

5.5. Relación entre las estructuras

En las zonas de Cabo Busto, Cadavedo y Lamuño, las evidencias indican que las estructuras reconocidas pudieron haber actuado en el Cuaternario, con posterioridad al desarrollo de la rasa. Estas fallas, de buzamiento bastante elevado, tienen una dirección NE-SO, siguiendo las estructuras formadas durante la Orogenia Varisca (Figura 55). Además, la paleolínea de costa, definida como el límite entre la rasa y la cordillera, parece estar desplazada en sentido levógiro por estas fallas. Por otro lado, el salto vertical que provocan las fallas, varía entre un mínimo de unos pocos metros, en la zona de Cabo Busto, y un máximo de alrededor de 20 m, en la zona de Cadavedo. Una observación importante es que en la actualidad el bloque hundido aparentemente es el NO, en contraste con la cinemática de las antiguas estructuras Variscas, en las que este bloque correspondía al levantado.

Tal como se puede ver en el corte longitudinal A-A' (Figura 55), estas fallas parecen también ser las responsables del progresivo aumento de la cota de la rasa desde el oeste hacia el este en este sector, aunque no se descarta que la rasa pueda presentar un ligero buzamiento (menor a $0,50^\circ$) hacia el oeste. De este modo, la rasa pasa de una cota de menos de 85 m en el bloque hundido de la falla de Cabo Busto, a más de 85 m en el bloque levantado justo en la zona adyacente a la falla. Desde allí asciende, con ligeras variaciones, a una cota de 88 m en el bloque hundido de la falla de Cadavedo, pasando a 110 m en el bloque levantado de esta falla. Desde esta zona, hay un ascenso gradual hasta Cabo Vídio, donde hay un ligero descenso hasta una cota de 118 m en el bloque hundido de la falla de Lamuño, pasando a 135 m en el bloque levantado.

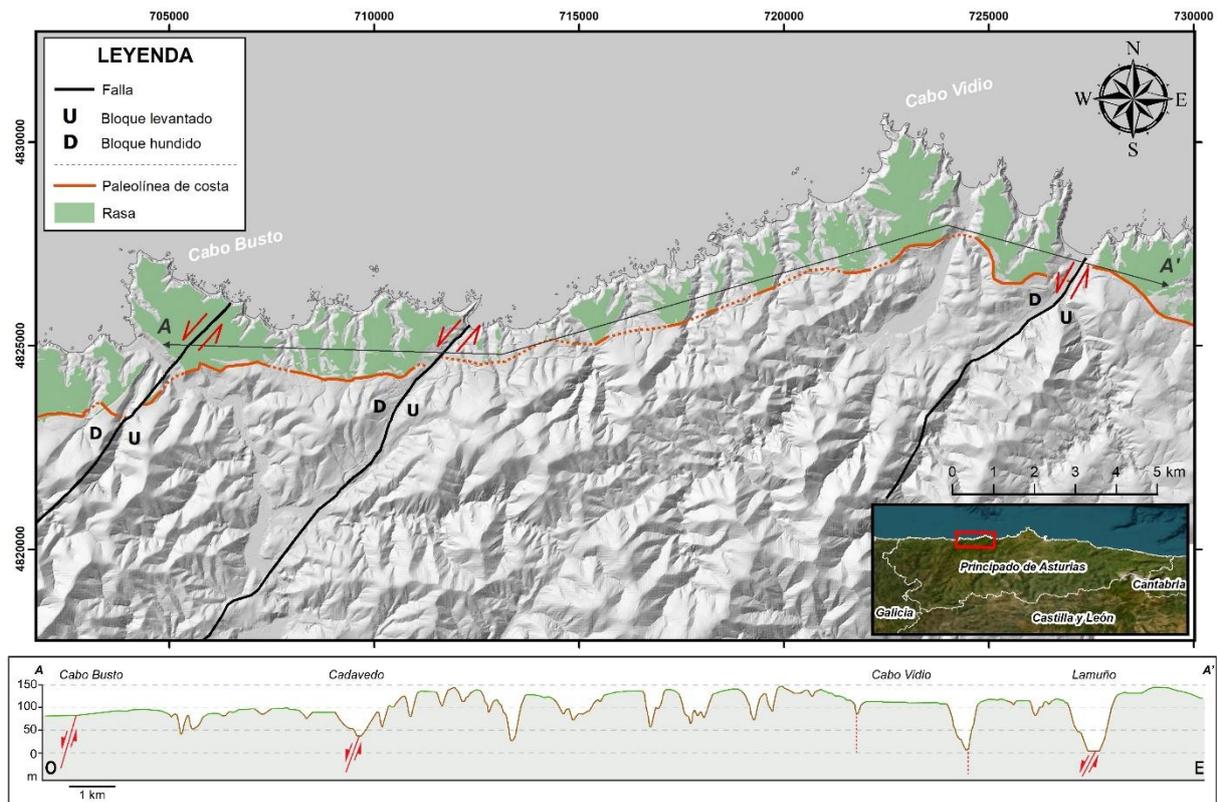


Figura 55. Mapa y perfil topográfico de las estructuras identificadas en el área de estudio, siguiendo la orientación NE-SO de las estructuras Variscas. De oeste a este: Cabo Busto, Cadavedo y Lamuña. El perfil topográfico tiene una escala vertical exagerada equivalente a 10 veces su altura real, para fines ilustrativos.

6. CONCLUSIONES

- En la zona de Portizuelo, el cabalgamiento afecta rocas paleozoicas, sin evidencia de que influya en depósitos cuaternarios. La uniformidad en la altura de la rasa, la ausencia de sismos asociados y desplazamientos considerables, indican que la falla no ha tenido actividad posterior al desarrollo de la rasa.
- En la zona de Cabo Busto, tanto la falla inversa en los taludes de la autovía del Cantábrico como la falla subvertical en el acantilado en playa Ferreiro tienen influencia sobre los depósitos de rasa, por lo que se trata de fallas con actividad cuaternaria, probablemente debido a la propagación de la terminación de un antiguo cabalgamiento. Algunas evidencias analizadas sugieren que la falla podría estar activa en la actualidad, sin embargo, el bloque NO que se levantó cuando la falla funcionaba como inversa, es el bloque hundido en la actualidad, lo que es consistente con la falla del acantilado.
- En Cabo Busto, se propone que el desplazamiento hacia el suroeste sería absorbido completamente por la falla de la autovía, mientras que, hacia el noreste, el desplazamiento sería absorbido en su totalidad por la falla del acantilado.
- La localización de la falla en los perfiles geofísicos confirma que la estructura en Cabo Busto tiene una orientación NE-SO, paralela a la estratificación de la Serie de los Cabos, tal como afirmaron Gutiérrez-Claverol et al. (2006).
- En la zona de Cadavedo, algunos indicadores sugieren que el contraste litológico pudo actuar como falla durante el Cuaternario. La ausencia de sismos asociados y de datos InSAR que indiquen movimientos importantes, señala que no presenta actividad en la actualidad.
- En la zona de Lamuña, la paleolínea de costa que está desplazada y la rasa que tiene una separación vertical, señalan posible movimiento de los bloques durante el Cuaternario, posterior al desarrollo de la rasa. La presencia de dos sismos de pequeña magnitud, que podrían estar asociados a la traza de falla, sugiere que la falla pudo haber actuado en tiempos recientes.
- En tres casos analizados (Cabo Busto, Cadavedo y Lamuña), las estructuras que se movieron con posterioridad a la rasa tienen una orientación NE-SO y un buzamiento elevado, siguiendo las estructuras Variscas. Además, el bloque hundido actualmente es el NO y la paleolínea de costa está desplazada en sentido levógiro. Las fallas podrían ser, además, responsables del progresivo aumento de la cota de la rasa hacia el este en el sector de estudio.
- Se comprobó que las técnicas de estudio aplicadas, con sus limitaciones, son relativamente eficientes en contextos con baja actividad tectónica, permitiendo el reconocimiento de tres zonas con probabilidad de actividad de fallas durante el Cuaternario.

7. BIBLIOGRAFÍA

Allmendinger, R. (2020). Stereonet (Versión 11) [Software]

Álvarez-Marrón, J., Hetzel, R., Niedermann, S., Menéndez, R., & Marquínez, J. (2008). Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: A multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology*, 93(3-4), 316-334.

Bastida, F., & Aller, J. (1995). Rasgos geológicos generales. In: Aramburu, C., & Bastida, F. (eds.), *Geología de Asturias*. Ediciones Trea, Gijón, 27-33.

Burger, H. R. (1992). *Exploration geophysics of the shallow subsurface*. Prentice-Hall, New Jersey, 489 p.

Connors, C. D. (2023). FindSD (Versión 1.11) [Software]

Copernicus Emergency Management Service. (2023). EGMS Ortho. European Ground Motion Service. Disponible en: <https://egms.land.copernicus.eu/>

European Marine Observation and Data Network. (2018). High Resolution bathymetry. EMODnet Map Viewer. Disponible en: <https://emodnet.ec.europa.eu/geoviewer/>

Flor, G. (1983). Las rasas asturianas: ensayos de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 13, 65-81.

González-Menéndez, L., Heredia, N., & Marcos, A. (2008). Mapa Geológico Digital continuo a escala 1:50.000, Zona Asturoccidental-Leonesa (Zona-1100). In GEODE. Mapa Geológico Digital continuo de España. [en línea]. [2024]. Disponible en: <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geodezona.aspx?Id=Z1100>

Gutiérrez-Claverol, M., López-Fernández, C., & Alonso, J. L. (2006). Procesos neotectónicos en los depósitos de rasa de la zona de Canero (Occidente de Asturias). *Geogaceta*, 40, 75-78.

Instituto Geográfico Nacional. (2021a). LiDAR 2ª cobertura (2015-2021). Centro Nacional de Información Geográfica. Disponible en: <https://centrodedescargas.cnig.es/>

Instituto Geográfico Nacional. (2021b). Modelo Digital de Terreno - MDT25 2ª cobertura (2015-2021). Centro Nacional de Información Geográfica. Disponible en: <https://centrodedescargas.cnig.es/>

Instituto Geográfico Nacional. (2024). Catálogo de terremotos. Disponible en: <https://doi.org/10.7419/162.03.2022>

Instituto Geológico y Minero de España. (2009). GEODE - Mapa Geológico Digital continuo a escala 1:50.000 de España. [en línea]. [2024]. Disponible en:

http://mapas.igme.es/gis/services/Cartografia_Geologica/IGME_Geode_50/MapServer/WMSServer

Julivert, M., Truyols, J., Marcos, A., & Arboleya, M. L. (1972). Mapa geológico de la Hoja nº 13 (Avilés). Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

Julivert, M., Truyols, J., Ramírez del Pozo, J., & Giannini, G. (1973). Memoria de la Hoja nº 14 (Gijón). Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 50 p.

López-Fernández, C., Llana-Fúnez, S., Fernández-Viejo, G., Domínguez-Cuesta, M. J., & Díaz-Díaz, L. M. (2020). Comprehensive characterization of elevated coastal platforms in the north Iberian margin: A new template to quantify uplift rates and tectonic patterns. *Geomorphology*, 364, 107242.

Marcos, A. (1973). Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NO de España). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 6, 1-113.

Marcos, A., & Arboleya, M. L. (1974). Mapa geológico de la Hoja nº 12 (Busto). Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

Marcos, A., Baldwin, C. T., Mary, G., & Martínez, F. (1976). Memoria de la Hoja nº 12 (Busto). Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 25 p.

Marcos, A., Pulgar, J. A., Arboleya, M. L., Bastida, F., Julivert, M., Martínez, F., Mary, G., Méndez, I., Pérez-Estaún, A., Truyols, J., Zamarreño, I., & Huerga, A. (1980). Memoria de la Hoja nº 11 (Luarca). Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 26 p.

Martínez-Catalán, J. M., Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Pulgar, J. A., & Marcos, A. (1990). West Asturian-Leonese Zone: Structure. In: Dallmeyer, R. D., & Martínez-García, E. (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, 103-114.

Olona, J. (2014). Integración de metodologías geofísicas para la caracterización geológico-geotécnica del terreno. Tesis doctoral, Universidad de Oviedo, 372 p.

Uzkeda, H., Poblet, J., & Bulnes, M. (2025). Late Triassic to present-day tectono-thermal history of the coastal part of the Asturian basin: Implications for hydrocarbon exploration and for the North-Iberian margin evolution. *Marine and Petroleum Geology*, 171, 107158.

8. ANEXOS

Anexo 1. Coordenadas de geófonos en la refracción sísmica (Línea Busto-1).

Geófono	E	N	Z
1	705204,237	4824706,82	88,5219
2	705205,401	4824706,04	88,5385
3	705206,613	4824705,15	88,5667
4	705207,807	4824704,32	88,5703
5	705209,009	4824703,4	88,5994
6	705210,272	4824702,53	88,6097
7	705211,469	4824701,69	88,6659
8	705212,705	4824700,82	88,7006
9	705213,931	4824699,93	88,7658
10	705215,074	4824699,07	88,8188
11	705216,254	4824698,25	88,8114
12	705217,582	4824697,3	88,8395
13	705218,832	4824696,44	88,8776
14	705220,012	4824695,57	88,896
15	705221,217	4824694,69	88,9169
16	705222,386	4824693,8	88,9273
17	705223,695	4824692,97	88,9144
18	705224,812	4824692,06	88,9275
19	705226,086	4824691,15	88,9481
20	705227,32	4824690,24	88,982
21	705228,427	4824689,45	88,99
22	705229,766	4824688,6	88,996
23	705230,838	4824687,69	89,0141
24	705232,158	4824686,81	89,0522
25	705233,392	4824685,9	89,0912
26	705234,555	4824685,07	89,0978
27	705235,819	4824684,21	89,1165
28	705237,034	4824683,23	89,1153
29	705238,264	4824682,45	89,1926
30	705239,506	4824681,61	89,2204
31	705240,71	4824680,71	89,2459
32	705241,925	4824679,85	89,2678
33	705243,183	4824678,98	89,3052
34	705244,368	4824678,1	89,3581
35	705245,515	4824677,22	89,4301
36	705246,812	4824676,38	89,4921
37	705248,031	4824675,54	89,5583
38	705249,263	4824674,62	89,5847
39	705250,47	4824673,73	89,6563
40	705251,583	4824672,89	89,7144
41	705252,872	4824672,02	89,7619
42	705254,058	4824671,09	89,8193

43	705255,241	4824670,32	89,8894
44	705256,498	4824669,37	89,9649
45	705257,708	4824668,47	90,0064
46	705258,914	4824667,55	90,0703
47	705260,156	4824666,72	90,1239
48	705261,389	4824665,83	90,1775
49	705262,489	4824665,06	90,2841
50	705263,814	4824664,15	90,3307
51	705264,926	4824663,39	90,3441
52	705266,209	4824662,49	90,4325
53	705267,491	4824661,51	90,54
54	705268,723	4824660,65	90,5719
55	705269,843	4824659,9	90,6396
56	705271,124	4824658,91	90,6749
57	705272,321	4824658,19	90,7286
58	705273,58	4824657,23	90,7673
59	705274,78	4824656,28	90,8107
60	705276,022	4824655,45	90,8364

Anexo 2. Coordenadas de los disparos en la refracción sísmica (Línea Busto-1).

Disparo	E	N	Z
S1	705284,097	4824649,34	91,1408
S2	705279,994	4824652,25	90,9668
S3	705276,022	4824655,45	90,8364
S4	705263,814	4824664,15	90,3307
S5	705251,583	4824672,89	89,7144
S6	705239,506	4824681,61	89,2204
S7	705227,32	4824690,24	88,982
S8	705215,074	4824699,07	88,8188
S9	705204,237	4824706,82	88,5219
S10	705199,904	4824709,36	88,3688
S11	705196,019	4824712,38	88,2786

Anexo 3. Coordenadas de electrodos en la tomografía eléctrica (Línea Busto-1).

Electrodo	E	N	Z
1	705206,613	4824705,15	88,5667
2	705207,807	4824704,32	88,5703
3	705209,009	4824703,4	88,5994
4	705210,272	4824702,53	88,6097
5	705211,469	4824701,69	88,6659

6	705212,705	4824700,82	88,7006
7	705213,931	4824699,93	88,7658
8	705215,074	4824699,07	88,8188
9	705216,254	4824698,25	88,8114
10	705217,582	4824697,3	88,8395
11	705218,832	4824696,44	88,8776
12	705220,012	4824695,57	88,896
13	705221,217	4824694,69	88,9169
14	705222,386	4824693,8	88,9273
15	705223,695	4824692,97	88,9144
16	705224,812	4824692,06	88,9275
17	705226,086	4824691,15	88,9481
18	705227,32	4824690,24	88,982
19	705228,427	4824689,45	88,99
20	705229,766	4824688,6	88,996
21	705230,838	4824687,69	89,0141
22	705232,158	4824686,81	89,0522
23	705233,392	4824685,9	89,0912
24	705234,555	4824685,07	89,0978
25	705235,819	4824684,21	89,1165
26	705237,034	4824683,23	89,1153
27	705238,264	4824682,45	89,1926
28	705239,506	4824681,61	89,2204
29	705240,71	4824680,71	89,2459
30	705241,925	4824679,85	89,2678
31	705243,183	4824678,98	89,3052
32	705244,368	4824678,1	89,3581
33	705245,515	4824677,22	89,4301
34	705246,812	4824676,38	89,4921
35	705248,031	4824675,54	89,5583
36	705249,263	4824674,62	89,5847
37	705250,47	4824673,73	89,6563
38	705251,583	4824672,89	89,7144
39	705252,872	4824672,02	89,7619
40	705254,058	4824671,09	89,8193
41	705255,241	4824670,32	89,8894
42	705256,498	4824669,37	89,9649
43	705257,708	4824668,47	90,0064
44	705258,914	4824667,55	90,0703
45	705260,156	4824666,72	90,1239
46	705261,389	4824665,83	90,1775
47	705262,489	4824665,06	90,2841
48	705263,814	4824664,15	90,3307
49	705264,926	4824663,39	90,3441
50	705266,209	4824662,49	90,4325
51	705267,491	4824661,51	90,54

52	705268,723	4824660,65	90,5719
53	705269,843	4824659,9	90,6396
54	705271,124	4824658,91	90,6749
55	705272,321	4824658,19	90,7286
56	705273,58	4824657,23	90,7673

Anexo 4. Coordenadas de electrodos en la tomografía eléctrica (Línea Busto-2).

Electrodo	E	N	Z
TOMO2001	705295,452	4824822,45	86,819
TOMO2002	705296,307	4824821,25	86,9002
TOMO2003	705297,184	4824820,03	86,9837
TOMO2004	705298,076	4824818,85	87,08
TOMO2005	705298,982	4824817,63	87,1573
TOMO2006	705299,837	4824816,46	87,2548
TOMO2007	705300,752	4824815,24	87,3701
TOMO2008	705301,679	4824814,05	87,4176
TOMO2009	705302,546	4824812,84	87,5366
TOMO2010	705303,428	4824811,66	87,6068
TOMO2011	705304,354	4824810,47	87,7103
TOMO2012	705305,225	4824809,28	87,7911
TOMO2013	705306,137	4824808,08	87,8965
TOMO2014	705307,015	4824806,88	87,9986
TOMO2015	705307,888	4824805,64	88,0211
TOMO2016	705308,827	4824804,46	88,1317
TOMO2017	705309,721	4824803,29	88,2278
TOMO2018	705310,583	4824802,07	88,2776
TOMO2019	705311,45	4824800,87	88,3683
TOMO2020	705312,418	4824799,69	88,4205
TOMO2021	705313,288	4824798,5	88,5148
TOMO2022	705314,209	4824797,33	88,5879
TOMO2023	705315,037	4824796,11	88,6514
TOMO2024	705315,976	4824794,9	88,7225
TOMO2025	705316,851	4824793,64	88,8005
TOMO2026	705317,732	4824792,46	88,8426
TOMO2027	705318,631	4824791,28	88,9079
TOMO2028	705319,572	4824790,1	88,9881
TOMO2029	705320,439	4824788,91	89,0419
TOMO2030	705321,39	4824787,73	89,1204
TOMO2031	705322,227	4824786,52	89,1896
TOMO2032	705323,127	4824785,28	89,3089
TOMO2033	705324,061	4824784,11	89,3882
TOMO2034	705324,929	4824782,83	89,4351
TOMO2035	705325,783	4824781,68	89,5535

TOMO2036	705326,691	4824780,49	89,6165
TOMO2037	705327,593	4824779,25	89,6565
TOMO2038	705328,493	4824778,04	89,7009
TOMO2039	705329,346	4824776,85	89,7194
TOMO2040	705330,258	4824775,66	89,7206
TOMO2041	705331,156	4824774,45	89,7438
TOMO2042	705332,102	4824773,27	89,7466
TOMO2043	705332,973	4824772,03	89,781
TOMO2044	705333,827	4824770,82	89,7951
TOMO2045	705334,73	4824769,62	89,7853
TOMO2046	705335,606	4824768,44	89,8159
TOMO2047	705336,535	4824767,25	89,8398
TOMO2048	705337,437	4824766,04	89,8774
TOMO2049	705338,305	4824764,82	89,8722
TOMO2050	705339,227	4824763,66	89,9171
TOMO2051	705340,107	4824762,42	89,9385
TOMO2052	705340,987	4824761,2	89,9641
TOMO2053	705341,894	4824759,98	90,009
TOMO2054	705342,787	4824758,82	90,029
TOMO2055	705343,704	4824757,6	90,0666
TOMO2056	705344,598	4824756,42	90,0873

Anexo 5. Coordenadas de electrodos en la tomografía eléctrica (Línea Busto-3).

Electrodo	E	N	Z
TOMO4001	705339,691	4824901,65	84,0043
TOMO4002	705340,819	4824900,59	84,0316
TOMO4003	705341,697	4824899,47	84,0868
TOMO4004	705342,726	4824898,4	84,1599
TOMO4005	705343,746	4824897,3	84,2405
TOMO4006	705344,793	4824896,24	84,3032
TOMO4007	705345,783	4824895,13	84,4195
TOMO4008	705346,79	4824894,03	84,5081
TOMO4009	705347,793	4824892,94	84,6041
TOMO4010	705348,829	4824891,85	84,6622
TOMO4011	705349,848	4824890,74	84,739
TOMO4012	705350,906	4824889,65	84,8038
TOMO4013	705351,867	4824888,53	84,8425
TOMO4014	705352,934	4824887,46	84,8934
TOMO4015	705353,937	4824886,36	85,0727
TOMO4016	705354,939	4824885,33	85,115
TOMO4017	705355,846	4824884,18	85,1495
TOMO4018	705356,913	4824883,17	85,2157
TOMO4019	705357,951	4824881,89	85,3186

TOMO4020	705358,977	4824880,82	85,4426
TOMO4021	705359,985	4824879,71	85,5308
TOMO4022	705360,988	4824878,62	85,652
TOMO4023	705362,021	4824877,49	85,6895
TOMO4024	705363,1	4824876,4	85,8291
TOMO4025	705364,068	4824875,34	85,9381
TOMO4026	705365,065	4824874,24	85,9729
TOMO4027	705366,146	4824873,13	86,1148
TOMO4028	705367,133	4824872,08	86,1831
TOMO4029	705368,17	4824871,01	86,21
TOMO4030	705369,182	4824869,87	86,3153
TOMO4031	705370,17	4824868,81	86,3183
TOMO4032	705371,221	4824867,71	86,4309
TOMO4033	705372,273	4824866,61	86,4946
TOMO4034	705373,227	4824865,59	86,5663
TOMO4035	705374,278	4824864,48	86,6732
TOMO4036	705375,296	4824863,3	86,7506
TOMO4037	705376,336	4824862,26	86,7621
TOMO4038	705377,352	4824861,14	86,8548
TOMO4039	705378,317	4824860,09	86,89
TOMO4040	705379,296	4824858,94	86,9936
TOMO4041	705380,384	4824857,84	87,0427
TOMO4042	705381,343	4824856,81	87,1148
TOMO4043	705382,471	4824855,62	87,1971
TOMO4044	705383,434	4824854,55	87,239
TOMO4045	705384,422	4824853,45	87,3342
TOMO4046	705385,489	4824852,33	87,4131
TOMO4047	705386,516	4824851,22	87,469
TOMO4048	705387,54	4824850,1	87,5311
TOMO4049	705388,511	4824849,09	87,6057
TOMO4050	705389,572	4824847,94	87,6308
TOMO4051	705390,58	4824846,88	87,7501
TOMO4052	705391,587	4824845,79	87,8138
TOMO4053	705392,589	4824844,62	87,9131
TOMO4054	705393,628	4824843,56	87,9484
TOMO4055	705394,652	4824842,41	87,9902
TOMO4056	705395,648	4824841,29	88,0595

Anexo 6. Datos de epicentros sísmicos, del catálogo de terremotos del Instituto Geográfico Nacional.

Fecha	Hora	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud	Localización
24/07/2019	16:24:49	43.6492	-6.3497	1	1.9	CANTÁBRICO
7/03/2004	08:00:58	43.5455	-6.22	0	1.9	W CUDILLERO.O
9/08/2012	05:58:35	43.6097	-6.1575	0	1.8	N CUDILLERO.O