

# REVISTA DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

**Volumen 35 Número 1, Junio 2022**

**ISSN 0214-2708**

**Editora Principal**  
Nieves López González  
Instituto Español de Oceanografía, CSIC



**Sociedad  
Geológica  
de España**



# Revista de la SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

Revista semestral editada por la Sociedad Geológica de España

<http://www.sociedadgeologica.org>

ISSN: 0214-2708 (versión impresa)

ISSN: 2255-1379 (Internet)

Depósito legal: S.421-2012

Es una revista que recoge los artículos originales e inéditos enviados para su publicación a la Sociedad Geológica de España y seleccionados por el Comité Editorial, con el asesoramiento del Comité Científico y especialistas en la materia. También se recogen las réplicas realizadas después de la publicación de un artículo. La Sociedad Geológica de España no se hace responsable de las opiniones vertidas por las personas autoras de los artículos firmados. La propiedad intelectual atribuye a los/las autores/as la plena disposición y explotación de la obra creada, de acuerdo con las leyes vigentes. La Revista no puede ser reproducida, almacenada o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio sin la autorización previa y escrita de la Sociedad Geológica de España. Su reproducción para fines docentes, de investigación o uso personal no requiere autorización previa.

## EDITORA PRINCIPAL / EDITOR-IN-CHIEF

**Nieves López González**

Instituto Español de Oceanografía, CSIC  
Centro Oceanográfico de Málaga  
Puerto pesquero s/n, 29640 Fuengirola, Málaga (España)  
Tel: +34 952 197 124; e-mail: [nieves.lopez@ieo.csic.es](mailto:nieves.lopez@ieo.csic.es)

## EDITORES ADJUNTOS / ASSOCIATE EDITORS

**Alberto Pérez López**

Departamento de Estratigrafía y Paleontología  
Facultad de Ciencias, Universidad de Granada  
Campus Fuentenueva, 18002 Granada (España)  
Tel: +34 958 243 334; e-mail: [aperezl@ugr.es](mailto:aperezl@ugr.es)

**Aitor Cambeses Torres**

Departamento de Mineralogía y Petrología  
Facultad de Ciencias, Universidad de Granada  
Campus Fuentenueva, 18002 Granada (España)  
Tel: +34 958 246 611; e-mail: [aitorc@ugr.es](mailto:aitorc@ugr.es)

**Sonia García de Madinabeitia**

Departamento de Mineralogía y Petrología  
Facultad de Ciencia y Tecnología, Campus de Bizkaia  
Barrio de Sarriena s/n, 48940 Leioa, Bizkaia (España)  
Tel: +34 946 015 455; e-mail: [sonia.gdm@ehu.es](mailto:sonia.gdm@ehu.es)

## SEDE EDITORIAL / EDITORIAL OFFICE

**Sociedad Geológica de España:**

Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca,  
Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca, España.  
<http://www.sociedadgeologica.org>

## COMITÉ CIENTÍFICO / SCIENTIFIC COMMITTEE

Alberto Pérez-López, Universidad de Granada (Spain)  
Andrés Folguera, Universidad de Buenos Aires (Argentina)  
Belén Oliva Urcia, Universidad Autónoma de Madrid (Spain)  
Brendan Murphy, St. Francis Xavier University (Canada)  
César Viseras Alarcón, Universidad de Granada (Spain)  
David Gómez Gras, Universidad Autónoma de Barcelona (Spain)  
Desirée Palomino Cantero, Instituto Español de Oceanografía (Spain)  
Eduardo Zappettini, Servicio Geológico Minero de Argentina (Argentina)  
Fco. Javier Hernández Molina, Royal Holloway. University of London (UK)  
Francisco Pereira, Universidade de Évora (Portugal)  
Francisco Serrano Lozano, Universidad de Málaga (Spain)  
Graciela Delvene Ibarrola, Instituto Geológico y Minero de España (Spain)  
Jorge Rabassa, Centro Austral de Investigaciones Científicas (Argentina)  
José Antonio Ortega Becerril, Universidad Autónoma de Madrid (Spain)  
José Brilha, Universidade do Minho (Portugal)  
José Miguel Molina Cámara, Universidad de Jaén (Spain)  
Juana Vegas Salamanca, Instituto Geológico y Minero de España (Spain)  
Julia Cuevas Urionabarrenechea, Universidad del País Vasco (Spain)  
Laura Domingo Martínez, Instituto de Geociencias (CSIC), Universidad Complutense de Madrid (Spain)  
Luca Basilone, Università degli studi di Palermo (Italy)  
Luis Vitor Duarte, Universidade de Coimbra (Portugal)  
María José Huertas Coronel, Universidad Complutense de Madrid (Spain)  
María Luisa Calvache Quesada, Universidad de Granada (Spain)  
Mercedes Ferrer Gijón, Instituto Geológico y Minero de España (Spain)  
Pablo G. Silva Barroso, Universidad de Salamanca (Spain)  
Paul Wright, National Museum of Wales (UK)  
Sila Pla Pueyo, Universidad de Granada (Spain)  
Stephen Johnston, University of Alberta (Canada)  
Teresa Román Berdiel, Universidad de Zaragoza (Spain)  
Teresa Sánchez García, Instituto Geológico y Minero de España (Spain)

## Imagen de portada:

Imagen de portada: Cauce asimétrico en la parte alta de Sierra Nevada, Granada.

Foto cedida por: Jesús Galindo Zaldívar

# REVISTA DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA



Vol. 35 (1) (2022)







# DINÁMICA, FACTORES CONDICIONANTES Y POSIBLES CAUSAS DE LA FORMACIÓN DE LA TARTERA DE CAMBRILS (SOLSONÈS, LLEIDA)

*Dynamics, conditioning factors and possible causes of the formation of the Tartera de Cambrils (Solsonès, Lleida)*

Mercè Casas<sup>1,2</sup>, Marta Guinau<sup>1</sup>, Anna Travé<sup>2</sup>, Eduard Saura<sup>3,4</sup>, David Garcia<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Grup de Recerca RISKINAT, Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona (UB), c/ Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona.

[mcasass1996@gmail.com](mailto:mcasass1996@gmail.com), [mguinau@ub.edu](mailto:mguinau@ub.edu), [dgarcia@ub.edu](mailto:dgarcia@ub.edu)

<sup>2</sup> Departament de Mineralogia, Petrologia i Geologia Aplicada, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona (UB), c/ Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona. [atrave@ub.edu](mailto:atrave@ub.edu)

<sup>3</sup> Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Cerdanyola del Vallès). [eduard.saura@uab.cat](mailto:eduard.saura@uab.cat)

<sup>4</sup> Lithica SCCL, Av. Farners 16, 17430 Sta Coloma de Farners.

**Abstract:** Landslides and rockfalls are a common hazard in mountain areas like the Pyrenees. However, due to the difficulty of access and therefore of data acquisition, and the low density of population they are poorly studied. The Tartera de Cambrils, is located in a small town in the Solsonès region, Catalonia, and is the product of ancient landslides and succeeding rockfalls. These processes can endanger different infrastructures in the village of Cambrils such as the road, the sports centre, the salt flats called “El Salí” (currently also being used for tourist activity), two inns and several houses. This study aims to determine the processes that caused the initial landslides, those that occur at the rock slope nowadays and their causative factors. For this, we compiled information from the literature, conducted a field study building a geologic and geomorphologic cartography and acquired LiDAR data, with a Terrestrial Laser Scan, and photographs in order to produce three-dimensional point clouds. We also analyse the rock-cliff stability using photogrammetry and LiDAR data and direct measures of rock mass discontinuities. The bedding dips smoothly and contrary to the slope, making planar sliding an unprovable mechanism, favouring wedge sliding and toppling. The rock discontinuities are the main causative factor of rockfalls. Rockfall originates from rock fronts of decametric volume along the main scarp and on the scree. These rock fronts rotated respect to the rock in situ. The farther away from the main scarp, the larger the rotation of the blocks. The analysis of the fractures allows estimating an important possibility of rockfall directly affecting the inns and the road and provides fundamental data for the development of protection measures.

**Keywords:** Rockfall, rock mass discontinuities, LiDAR, photogrammetry.

**Resumen:** Los deslizamientos y desprendimientos son un peligro común en áreas montañosas como los Pirineos. Aun así, en ocasiones han sido poco estudiados por la dificultad de acceso y, por tanto, la dificultad en la adquisición de datos, y la baja densidad de población en estas zonas. La Tartera de Cambrils, en la comarca del Solsonès, Cataluña, es un canchal producto de antiguos deslizamientos y desprendimientos de roca que ponen en peligro infraestructuras del pueblo de Cambrils, con una concurrencia creciente debido al incremento de actividades turísticas en la zona. Este estudio quiere determinar los procesos que causaron los



*deslizamientos iniciales, los procesos que ocurren en la ladera hoy en día y los factores que los causan. Para cumplir este objetivo, se ha consultado información bibliográfica y se ha llevado a cabo trabajo de campo para construir una cartografía geológica y geomorfológica, y se han adquirido datos LiDAR, con un Escáner Laser Terrestre, y fotografías del talud. Con los datos LiDAR y las fotografías se producen nubes de puntos tridimensionales, a partir de las que se estudian las discontinuidades y se analiza la estabilidad del talud. La continuidad, buzamiento y separación de la estratificación y la fracturación de la roca, dificultan el deslizamiento planar de bloques de roca y, por el contrario, facilitan el deslizamiento en cuña y el vuelco. El análisis de las discontinuidades permite estimar la posibilidad de futuros desprendimientos de roca sobre las distintas infraestructuras y proporciona datos fundamentales para planear futuras medidas de protección.*

**Palabras clave:** Desprendimiento, discontinuidades del macizo rocoso, LiDAR, fotogrametría.

Casas, M., Guinau, M., Travé, A., Saura, E., Garcia, D., 2022. Dinámica, factores condicionantes y posibles causas de la formación de la Tartera de Cambrils (Solsonès, Lleida). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 35 (1): 3-14.

## Introducción

Las inestabilidades del terreno suponen un peligro en zonas con elementos expuestos. En zonas de montaña como los Pirineos, donde deslizamientos y desprendimientos de bloques son inestabilidades frecuentes no se han realizado estudios exhaustivos de riesgos geológicos debido a la baja densidad demográfica de la zona. No obstante, el aumento de la actividad turística en estas zonas y, por tanto, de la exposición de más personas e infraestructuras, hacen necesario el estudio de estos fenómenos, muy controlados por las características de las discontinuidades en escarpes rocosos, para poder establecer medidas de prevención y de protección para mitigar el riesgo.

Concretamente, en la zona de Cambrils, donde se realiza este trabajo, existen pocos estudios, destacando el de Casanovas (2002), que realizó una estimación preliminar de la peligrosidad geológica en la zona de Odèn, y el de Montserrat (2018), que se centra en el estudio del canchal. Casanovas (2002) determinó una alta peligrosidad de desprendimientos en zonas de escarpes rocosos y de movilización de bloques acumulados en canchales, en las zonas denominadas: Tartera de Cambrils, Font dels Pins y Roca de Medes (Fig. 1). La orografía de la zona favorece que se puedan producir desprendimientos de roca, con volúmenes de escala métrica hasta decamétrica, controlados por las discontinuidades que afectan al macizo rocoso, y con graves consecuencias para los elementos expues-

tos. Montserrat (2018) divide el canchal en dos partes, una dominada por acumulación de bloques y otra colonizada por vegetación con una pendiente menos pronunciada, e indica que, esporádicamente, algunos bloques llegan a la carretera, especialmente en épocas de lluvias fuertes, y que aparecen grietas en infraestructuras cercanas. El trabajo de Montserrat (2018) también enumera los factores que controlan la estabilidad del terreno: la estratificación, la fracturación y la gelifracción, además, explica que el agua y la sismicidad actúan como factores desencadenantes.

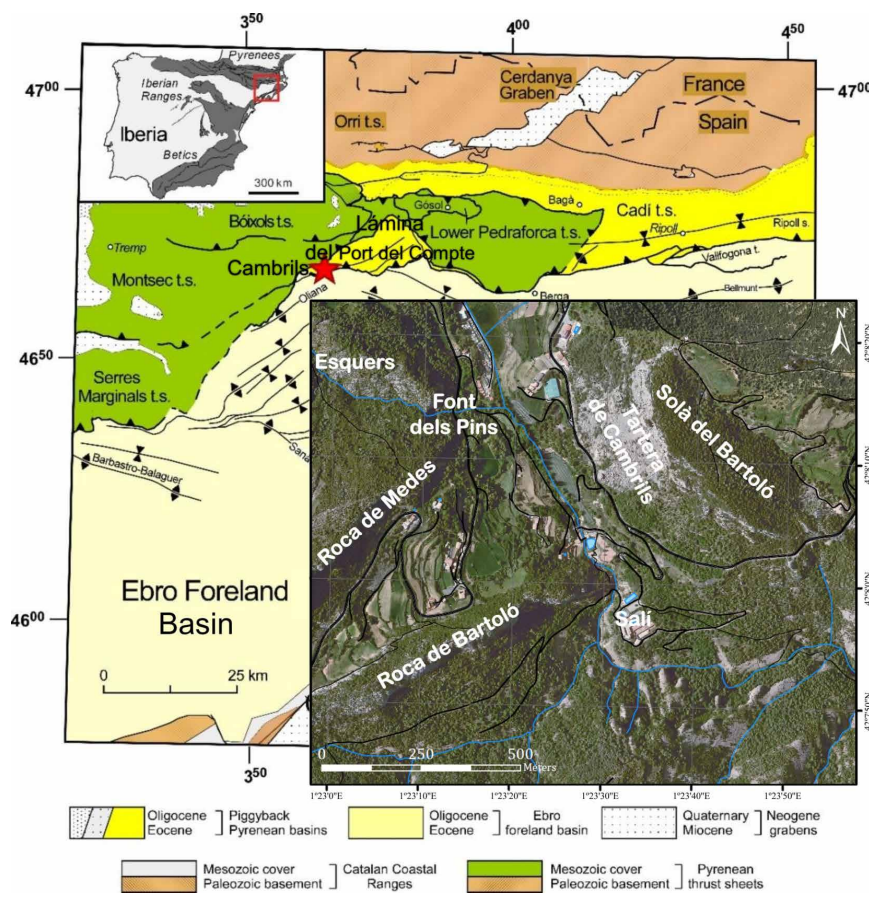


Fig. 1.- Localización geológica del área de estudio (estrella en rojo).



Cambrils está situado en el término municipal de Odèn, en el Solsonès, provincia de Lleida (Fig. 1). Es una población tradicionalmente agrícola en la que se encuentran las instalaciones de una antigua salinera denominada “El Salí”, que se usaba para extraer sal a partir del agua del manantial salado que mana en la zona, actualmente reconstruidas para el desarrollo de actividades turísticas. El estudio del canchal denominado Tartera de Cambrils es de relevancia ya que diversas infraestructuras, entre ellas “El Salí”, de cierta importancia histórica, además de los habitantes y turistas que visitan la zona, se encuentran expuestas a posibles desprendimientos y deslizamientos.

En las últimas dos décadas, ha habido un gran avance en la aplicación de técnicas de caracterización 3D para el estudio de laderas inestables, en general, y para el análisis de desprendimientos rocosos, en particular. Estos avances han aportado diversas metodologías de análisis para extraer automáticamente la información necesaria para los estudios de estabilidad, como, por ejemplo, la extracción y caracterización de discontinuidades del macizo rocoso, facilitando la adquisición de datos de forma remota. Las dos técnicas más usadas en la actualidad para tal fin son el láser escáner, también conocida como *Light Detection and Ranging* (LiDAR) (Petrie y Toth, 2008) y la fotogrametría digital, que utiliza la metodología *Structure from Motion* (SfM) para la obtención de modelos digitales 3D a partir de fotografías digitales (Riquelme *et al.*, 2017). Vanneschi *et al.* (2019), por ejemplo, estudian la estabilidad en una pendiente escarpada en el municipio de Fermignano (Italia), con características similares a la zona estudiada en este trabajo. En dicho trabajo se aplican herramientas para el estudio de desprendimientos, integrando métodos tradicionales en dos dimensiones, el escaneo con Laser Escáner Terrestre (*Terrestrial Laser Scanning - TLS*) y fotogrametría digital, en este caso realizada con dron. El trabajo remarca, en particular, la importancia de una alta resolución y del uso de la fotogrametría para la reconstrucción correcta y completa de la pendiente, necesaria para el análisis y para el diseño de medidas de prevención y de protección. Asimismo, Battulwar *et al.* (2021) publican un estado del arte sobre la extracción automática de discontinuidades del macizo rocoso describiendo sus fortalezas e inconvenientes, llegando a la conclusión de que todas las metodologías analizadas requieren cierto tiempo de análisis y que todavía hay que desarrollar algoritmos eficientes para el cálculo directo del tamaño de bloque a partir de modelos 3D de las superficies rocosas.

La ladera donde se encuentra la Tartera de Cambrils presenta un terreno abrupto e inestable por lo que recopilar datos puede ser una tarea peligrosa. Para poder analizar el escarpe y el canchal sin peligro se han obtenido nubes de puntos tridimensionales a partir de datos obtenidos con LiDAR terrestre y fotografías de alta resolución, además de realizar un estudio convencional de la zona con la adquisición de datos directos. A partir de estos datos se ha realizado un análisis de la fracturación del macizo rocoso y un análisis cinemático para caracterizar los desprendimientos que actualmente están afectando infraestructuras expuestas como viviendas, dos pensiones, un polideportivo

y la carretera L-401 que cruza la población de Cambrils.

Este trabajo tiene como objetivo principal el estudio de los procesos que originaron la Tartera de Cambrils y los procesos actuales de inestabilidad, dominados por desprendimientos de bloques, así como los factores condicionantes para su formación. Para determinar las zonas más activas del canchal, este trabajo analiza el origen de los desprendimientos a partir del análisis de las discontinuidades del talud rocoso y un análisis cinemático para identificar las zonas con un mayor grado de inestabilidad.

## Situación geológica

### Geología local

Cambrils se sitúa en el margen sudoeste de la lámina cabalgante de Port del Compte (Fig. 1), entre los primeros relieves del Pirineo (Port del Compte, sierras de Odèn y Campelles, tozal de Cambrils, etc.). Justo al sur se encuentra el margen norte de la cuenca de antepaís (Cuenca del Ebro), rellena durante el Eoceno de materiales detríticos procedentes de los relieves del Pirineo. Al sudoeste de Cambrils destaca el anticlinal de Oliana (Fig. 1).

En la zona estudiada, los materiales abarcan del Triásico Superior al Holoceno (ICGC, 2016). Las unidades más modernas no están consolidadas, y forman canchales y terrazas fluviales. Entre el Holoceno y el Pleistoceno Superior se formaron travertinos bioconstruidos. Entre los materiales Eocenos, encontramos areniscas, conglomerados polimícticos y brechas del Oligoceno. La serie Eocena culmina con un tramo de conglomerados masivos. Casanovas (2002) indica que en la población de Canalda, al este de Cambrils, se pueden observar cómo, encima de los estratos más antiguos de buzamiento subvertical, los estratos Eocenos más modernos se vuelven más horizontales. Los materiales del Paleoceno y del Cretácico Superior, entre ellos facies Garumniense, se encuentran rodeando el núcleo urbano. Estos materiales forman parte de los primeros relieves de los Pirineos y son los más afectados por la estructura compleja de la zona. Los diferentes materiales carbonáticos intercalados con lutitas y areniscas se ven deformados por pliegues, fallas normales y cabalgamientos. Mata-Perelló (2001) confirma que los cabalgamientos utilizan las facies Keuper del Triásico Superior, observables en Cambrils, por la incisión del río Fred, como nivel de despegue.

### Geomorfología local

El relieve de la zona está dominado por crestas rocosas formadas por las unidades de materiales resistentes a la erosión, como calizas y conglomerados, formando los relieves denominados Roca de Medes, Roca de Bartoló y Solà del Bartoló. Al pie de los escarpes rocosos que coronan estas crestas, se encuentran abundantes canchales que cubren parte de las laderas de la zona de estudio. La red hídrica transcurre de noroeste a sudeste, incidiendo en los materiales del Keuper. Sus depósitos forman pendientes muy suaves, usualmente ocupadas por bancales de cultivo o pasto.

En la ladera sudoeste del relieve denominado Solà del Bartoló se encuentra el canchal objeto de este estudio, la Tartera de Cambrils, al este del núcleo urbano de Cambrils. Esta colina está coronada por un escarpe de longitud hectométrica y altura decamétrica muy afectado por fracturación y con una estratificación muy visible. Las características de este escarpe favorecen la formación de desprendimientos (*rockfalls* según Hungr *et al.*, 2014), la tipología de inestabilidades de ladera más frecuente en la zona.

Montserrat (2018) también describe un deslizamiento rotacional en el norte del canchal, pudiéndose observar la morfología usual de planos en la parte alta de la colina y ondulaciones al pie. El canchal está formado por un gran número de bloques de tamaños hasta decamétricos que se han desprendido del escarpe, los bloques de mayor tamaño se encuentran en zonas con vegetación frondosa o en las zonas superiores del canchal, éstos, al igual que el escarpe, pueden ser origen de desprendimientos. La zona central del canchal se puede dividir en diversas áreas con bloques de tamaño hasta métrico o de métrico a decamétrico, dependiendo de su tamaño de salida y de la fragmentación durante su trayectoria.

## Metodología

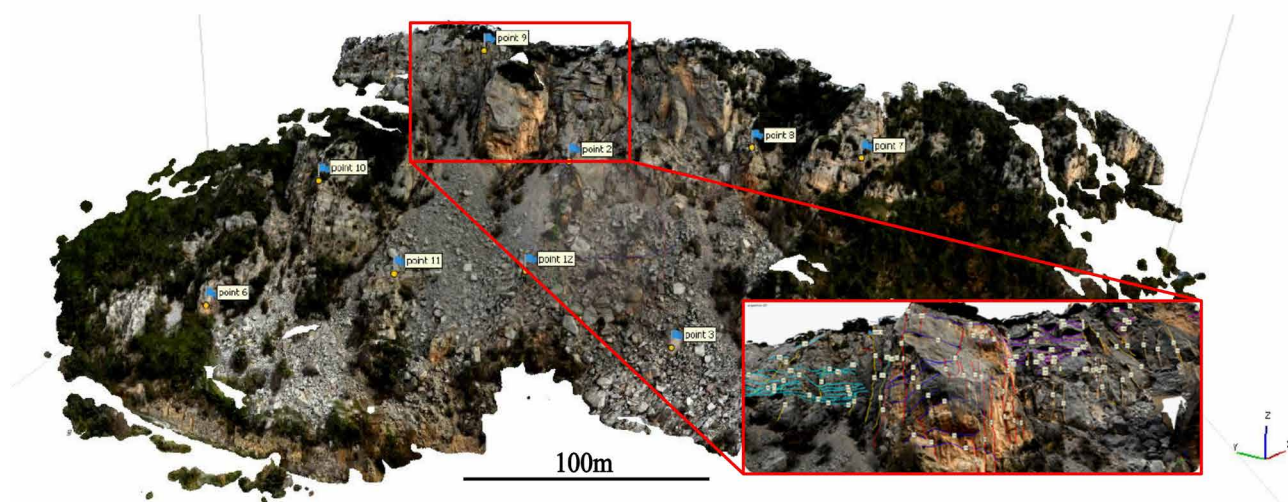
Antes de empezar el trabajo de campo se realizó un estudio previo interpretando ortofotografías (ICGC, 2018) de la zona y consultando la cartografía geológica previa realizada por el ICGC (2016), mapa comarcal a escala 1:50.000. Dado que la precisión del mapa geológico del ICGC era insuficiente para el estudio planteado, sobre todo en cuanto a los límites entre unidades geológicas, se realizó un estudio en un área de unos 7 km<sup>2</sup> alrededor del núcleo urbano de Cambrils, elaborando una cartografía geológica más detallada. Durante el trabajo de campo se utilizó la aplicación *FieldMove Clino* (Petroleum Experts y Limited, 2021) para recopilar los datos que han servido para la elaboración de un corte geológico. También se ha elaborado

una cartografía geomorfológica de la zona con el objetivo de situar y describir con más detalle zonas de inestabilidad. Para obtener unos resultados más precisos, los datos de campo se han contrastado con imágenes de *Google Earth* y ortofotografías. Ambas cartografías se elaboraron con el programa *ArcGIS* versión 10.7.1 (Esri, 2019).

En este trabajo se estudia con más detalle el canchal denominado Tartera de Cambrils. El trabajo de campo realizado sobre la ladera del Solà del Bartoló, donde se encuentra el canchal, presenta varias complicaciones debido a la peligrosidad inherente en zonas con inestabilidad, y otros aspectos, como la presencia de vegetación y la fuerte pendiente que dificultan la accesibilidad a la zona de estudio. En las áreas sin peligro se han podido obtener datos precisos con medidas directas, en cambio, para obtener datos en las áreas inaccesibles, se han utilizado técnicas como el LiDAR terrestre, que permite la recopilación de datos 3D de una superficie con detección láser a distancia (Petrie y Toth, 2008), o la fotogrametría, que permite obtener datos 3D a partir de fotografías digitales. Ambas técnicas permiten alcanzar precisiones centimétricas dependiendo de factores como el tiempo invertido para obtener los datos, el número de estaciones desde las que se toman y el alcance de la herramienta usada, entre otros.

Los datos obtenidos con LiDAR ofrecen la oportunidad de analizar el objeto de estudio a distancia (sin necesidad de medidas directas), con lo que se pueden detectar planos difíciles de localizar a simple vista. Aun así, es importante complementar la información con los datos extraídos de los modelos fotogramétricos, ya que los datos LiDAR permiten detectar superficies continuas de las discontinuidades, mientras que los modelos fotogramétricos permiten interpretar las lineaciones de intersección de las discontinuidades con la superficie rocosa.

Los datos LiDAR se obtuvieron utilizando un escáner láser terrestre ILRIS 3D de *Teledyne Optech*, y para la fotogrametría se realizaron 83 fotografías digitales de alta resolución de la Tartera de Cambrils con una cámara digital



**Fig. 2.-** Modelo fotogramétrico visualizado mediante el programa *Agisoft Metashape*, con los puntos de control utilizados para escalar el modelo, a partir de los datos LiDAR. Ampliación de un sector del escarpe principal con la interpretación de las lineaciones correspondientes a la estratificación y a fracturación.



NIKON D850. La nube de puntos LiDAR se trató con el programa *SEFL* (*Surface Extraction from LiDAR*), con el que se puede obtener la orientación de la superficie sobre la que se encuentra cada punto, a partir de una regresión planar teniendo en cuenta los puntos vecinos (García-Selles *et al.*, 2011). Visualizando la nube de puntos resultante con el programa *Cloud Compare* (Shapecast Limited, 2020), se pueden establecer agrupaciones de puntos que por su orientación y disposición forman superficies de una misma familia de discontinuidades. Este proceso permitió reconocer la estratificación y cuatro familias de fracturas.

A partir de las fotografías digitales se obtuvo un modelo fotogramétrico mediante el programa *Agisoft Metashape* (Agisoft LLC, 2021) (Fig. 2). El programa identifica puntos en común entre las fotografías, tomadas desde diferentes localizaciones, para reconstruir el objeto tridimensional. Sobre el modelo fotogramétrico el canchal se dividió en 16 sectores de roca con orientaciones distintas para facilitar su estudio mediante el mismo programa *Agisoft Metashape* (Agisoft LLC, 2021) (Fig. 3). La vertiente de la Tartera de Cambrils se dividió en 3 sectores en el escarpe principal, considerados *in situ* (con poco desplazamiento), y 13 sectores en el canchal, correspondientes a bloques rocosos decamétricos que han sufrido un desplazamiento desde la cabecera de la vertiente y que pueden dar lugar a desprendimientos de bloques más pequeños. Se recorrieron las discontinuidades visibles en el modelo fotogramétrico (Fig. 2), obteniendo una cartografía de lineaciones tridimensionales. Estas lineaciones fueron analizadas posteriormente con una macro de *Microstation* (Bentley Systems, Incorporated, 2017) que permitió obtener las orientaciones de las discontinuidades.

Los datos de orientación y buzamiento se compararon y contrastaron con los datos de campo mediante su proyección estereográfica con el programa *Dips* de *Rocscience* (Rocscience Inc., 2021). Una vez determinadas las diferentes familias de discontinuidades, se realizó una comparación entre los diferentes sectores definidos en la ladera para determinar la rotación de éstos desde la cabecera. A partir

de la inspección visual de los modelos fotogramétricos y los datos LiDAR se estimó un promedio del espaciado de cada una de las familias de discontinuidades para determinar el volumen de salida de los desprendimientos para cada sector.

Con el análisis cinemático de estos datos, se ha determinado el grado de peligrosidad relativo por desprendimientos y se ha estudiado la estabilidad, teniendo en cuenta los mecanismos de deslizamiento en cuña (*Wedge Sliding*) y vuelco (*Toppling*) (Hung *et al.*, 2014). El deslizamiento planar no se ha contemplado debido a que la orientación del escarpe rocoso y la orientación de las discontinuidades que lo afectan son desfavorables a este mecanismo. Para realizar el análisis, la herramienta *Dips* de *Rocscience* (Rocscience Inc., 2021) usa los datos de orientación de las discontinuidades identificadas, el ángulo de fricción (en este caso de 20°, debido a la arcilla que se encuentra dentro de ellas) y la orientación de la superficie de cada sector, para determinar los posibles bloques que se pueden desprender en cada uno de los sectores. A partir de los resultados obtenidos, se sumaron los porcentajes de intersecciones críticas de cada tipología de desprendimiento y, con estos datos, se realizó una zonificación del grado de estabilidad de los diferentes sectores analizados. Posteriormente, se tuvo en cuenta el espaciado entre discontinuidades en cada sector para determinar un grado de peligrosidad, y finalmente, se localizaron las infraestructuras que podrían ser afectadas por desprendimientos originados a partir de cada una de las zonas de salida identificadas.

## Resultados

### Cartografía geológica

El estudio de campo ha permitido realizar una cartografía geológica (Fig. 4) de mayor precisión que la cartografía geológica 1:50.000 del ICGC (2016). También se han reclassificado, dentro de las facies Garumniense del Cretácico Superior, unos materiales originalmente cartografiados

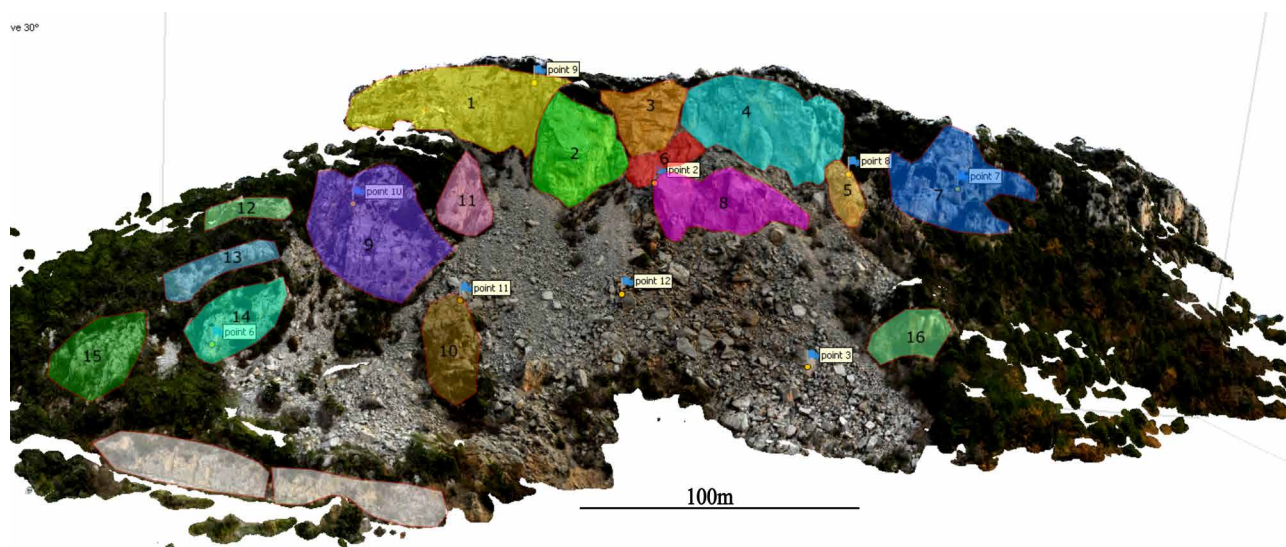


Fig. 3.- Sectores definidos para estudiar la posibilidad de ocurrencia de desprendimientos en la Tartera de Cambrils.



como Cuaternarios; los denominados “CG2” situados al oeste del núcleo urbano y en el monte donde se encuentra la Tartera de Cambrils (Fig. 4). Debajo de éstos, se ha encontrado una unidad de muy poca potencia, apenas una decena de metros cuadrados, formada por microconglomerados cuarcíticos que es parte de la formación Adraén (Cretácico Superior). También se ha localizado un afloramiento de travertinos Cuaternarios al este del canchal sobre materiales Oligocenos, aunque por su tamaño, de algunos metros, no es representable a la escala de la cartografía. A partir de la cartografía geológica, se ha realizado un corte geológico que permite interpretar la estructura de la zona en profundidad (Fig. 4).

### Cartografía geomorfológica

Como se ha expuesto previamente, las inestabilidades de ladera en la zona de Cambrils se dan en diferentes lugares, aunque la zona más visiblemente afectada y que supone un mayor riesgo es la Tartera de Cambrils. Estas inestabilidades se originan, principalmente, en los escarpes rocosos indicados en la cartografía geomorfológica (Fig. 5) como la Roca de Medes, la Roca de Bartoló, los Esquers y el Solà de Bartoló, donde se encuentra la Tartera de Cambrils. Así mismo, se indican en la cartografía geomorfológica las acumulaciones de bloques situadas a pie de los escarpes rocosos formando canchales, y también se encuentran bloques disgregados en las vertientes del río, en las zonas del Racó y la Font dels Pins.

En la cabecera del escarpe principal del Solà de Bartoló, se observan grietas de tracción (en rojo en la Fig. 5) con una apertura de entre 5 y 7 metros, indicando una alta inestabilidad del talud y la posibilidad de desprendimiento de grandes bloques, de volumen decamétrico, desde la parte alta de la ladera. Los escarpes rocosos presentes en la zona, muy afectados por fracturación del macizo rocoso, presentan indicios de una alta actividad por desprendimiento de nuevos bloques o removilización

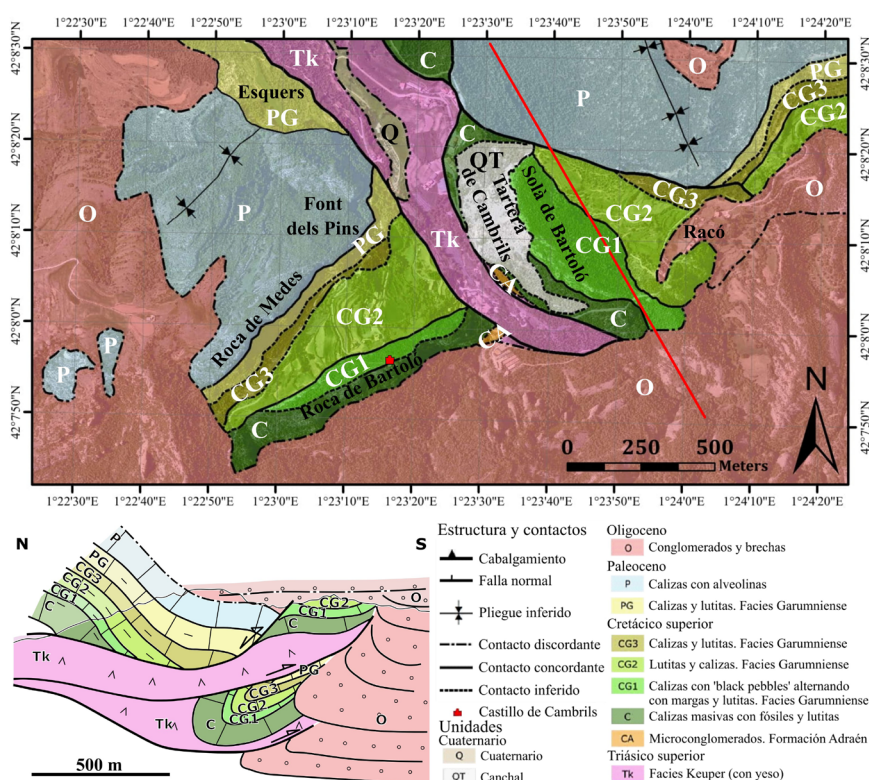


Fig. 4.- Cartografía geológica de la zona de estudio y corte geológico (trazado indicado con la línea roja). Sistema de coordenadas ETRS 1989 UTM Zona 31N.

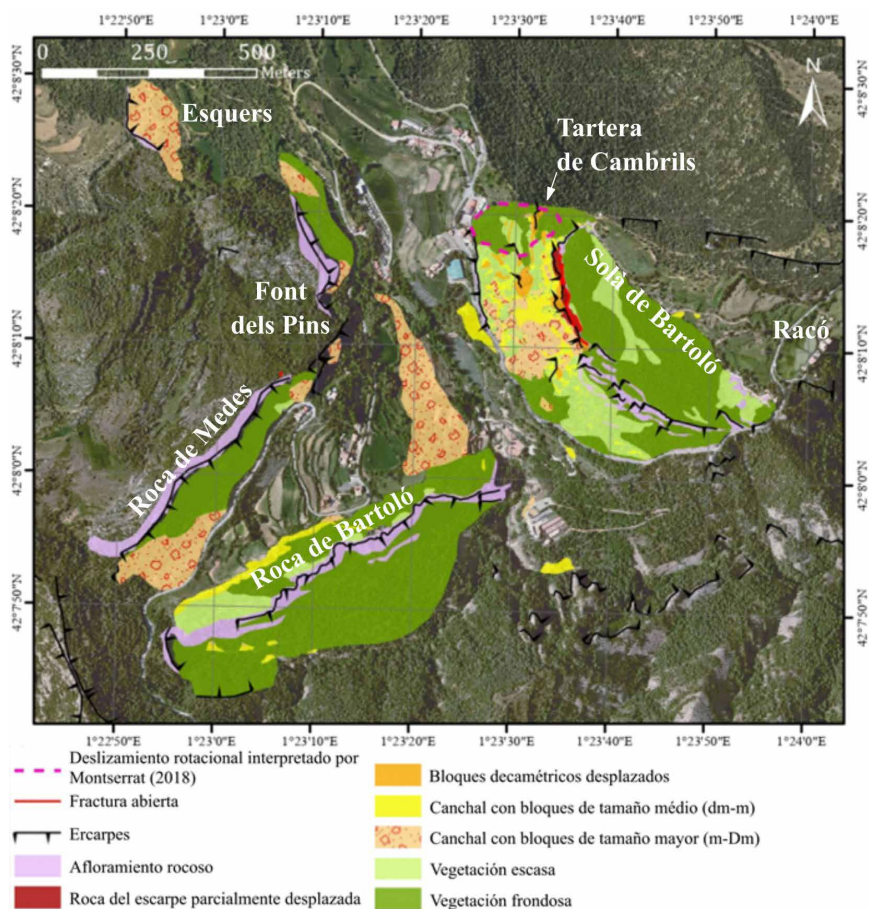


Fig. 5.- Cartografía geomorfológica. Se pueden ver las acumulaciones de bloques grandes y pequeños, así como las zonas cubiertas de vegetación. Sistema de coordenadas ETRS 1989 UTM Zona 31N.



de los bloques acumulados en los canchales, con elementos expuestos configurando un escenario de riesgo elevado (Fig. 6). En particular, la Tartera de Cambrils se encuentra en una ladera cubierta por bloques caídos del escarpe de cabecera, formado por carbonatos cretácicos, o desde los bloques decamétricos desplazados, los cuales se encuentran, entre bloques de menor medida, formando un canchal encima de materiales más blandos de la misma unidad. La apertura de grietas subparalelas al escarpe, y la presencia de materiales blandos en la base, favorecen el cabeceo o vuelco de la parte frontal de éste, dando un buzamiento de la estratificación más suave que en el resto de la colina. Parte de esta ladera se encuentra cubierta por vegetación.

El canchal se ha dividido en dos zonas con vegetación abundante, una al norte y otra al sur, y una zona central con vegetación escasa (Fig. 5). En las tres zonas se encuentran bloques de roca de volumen decamétrico (16 visibles en total; 3 en el escarpe y 13 en el canchal), desplazados desde la cabecera, que pueden originar desprendimientos de bloques de menor tamaño (centimétricos a métricos). En la zona central el canchal está formado por bloques, los más visibles de tamaño métrico, que junto con la escasa vegetación hace más probable la removilización de éstos por impacto de los bloques desprendidos.



**Fig. 6.-** Bloque de aproximadamente 2 m<sup>3</sup> desprendido en septiembre de 2020 que impactó en la fonda Casanova.

#### *Procesos de formación inicial de la Tartera de Cambrils*

La bibliografía consultada y las morfologías observadas en la ladera donde se encuentra el canchal estudiado en este trabajo, apuntan a la presencia de un deslizamiento rotacional en el extremo norte de éste, afectando las calizas del Cretácico Superior que se encuentran formando un escarpe rocoso en cabecera (Montserrat, 2018). Este deslizamiento, junto al deslizamiento y desprendimiento de bloques desde el escarpe principal, estarían causados por la presencia de materiales más blandos (lutitas), situados debajo de las calizas.

En la bibliografía no se han encontrado menciones de deslizamientos relevantes ocasionados por sismos o lluvias intensas en la zona de Cambrils. No obstante, se han reco-

pilado evidencias bibliográficas de terremotos que podrían haber afectado a la zona de estudio (Tabla 1) y que podrían haber actuado como desencadenantes de las inestabilidades observadas. Los resultados de la búsqueda no son concluyentes y no está claro si alguno de estos terremotos habría causado el deslizamiento inicial. Teniendo en cuenta la geología de la zona, se puede apuntar que, en un periodo de tiempo mayor, la tectónica salina en materiales del Keuper podría ser la causa de las inestabilidades de ladera o un agravante, al causar fracturación del macizo rocoso.

Año del sismo Autor	Origen según la bibliografía	Intensidad/ Daños causados
<b>Marzo, 1373</b> Vilà (2019)	Montclús (Noguera)	VIII-IX MSK
<b>2 de febrero, 1428</b> Duró (2016)	Camprodon	VIII MSK
<b>1448</b> Duró (2016)	?	?
<b>1755</b> Duró (2016)	La Seu d'Urgell* (coincidente con terremoto de Lisboa)	Objetos no ancorados se mueven
<b>Varios durante 1788</b> Duró (2016)	La Seu d'Urgell y Arfa	III-VII MSK, derrumbe de una torre
<b>22 y 23 de febrero, 1918</b> Chevalier (1918)	La Seu d'Urgell y Prats de Molló (Francia)	Sin mucha fuerza destructiva

\*A 28 km de Cambrils

**Tabla 1.-** Terremotos históricos en los Pirineos.

#### *Actividad actual de la Tartera de Cambrils*

Se puede observar como la actividad reciente del canchal consiste en el desprendimiento de bloques del escarpe de cabecera o la removilización de los bloques desplazados que se encuentran a lo largo de la ladera. Hoy en día se documentan desprendimientos periódicamente, como el observado a principios de septiembre de 2020, cuando el efecto de un bloque de unos 2 m<sup>3</sup>, que impactó en una de las fondas al norte del canchal (Fig. 6), bloqueó una de las entradas, aunque, presumiblemente, la vegetación disminuyó la velocidad del bloque por lo que la infraestructura solamente sufrió daños menores.

#### *Factores condicionantes y desencadenantes de la actividad actual en la Tartera de Cambrils*

Los factores condicionantes de inestabilidades que se han observado en el canchal son: los diferentes materiales de la zona y su disposición unos respecto a otros (el área de salida de bloques está formada por calizas con alternancia de margas y lutitas); la orientación, el espaciado, la persistencia, la rugosidad y la apertura de las discontinuidades, la estratificación y la fracturación (éstas controlan el volumen de los bloques y la facilidad con la que se desprenden); la presencia de vegetación, que puede reducir el alcance de los bloques o, por otro lado, abrir las fracturas y favorecer los desprendimientos. A partir de las observaciones realizadas en el canchal y de la bibliografía sobre la zona, se apunta que los factores desencadenantes de las inestabilidades estu-

diadas podrían haber sido de origen climático, como lluvias intensas o heladas, o relacionados con actividad sísmica.

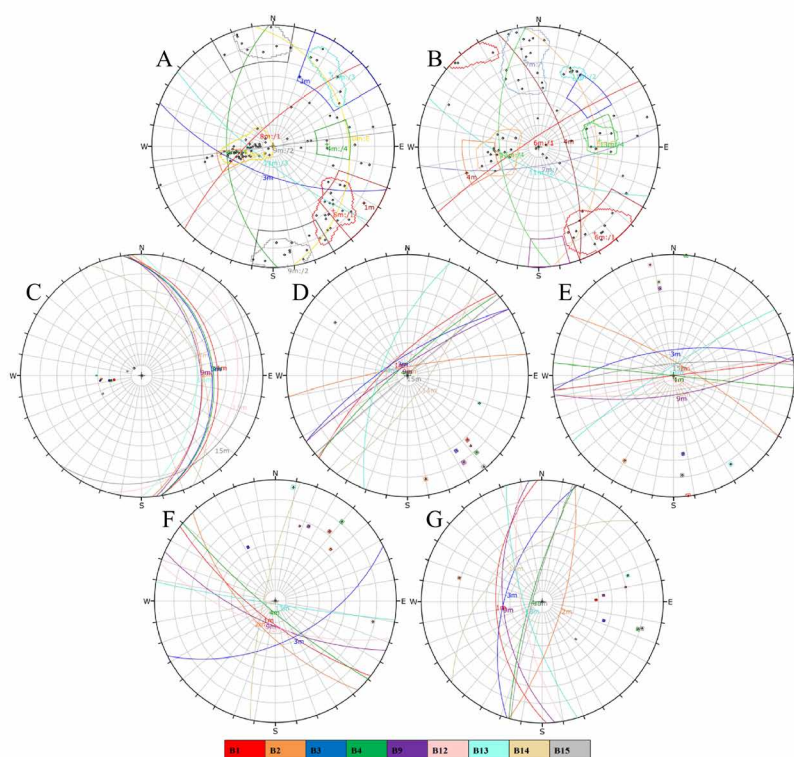
#### *Análisis cinemático en la Tartera de Cambrils*

En este trabajo se han estudiado el espaciado y la orientación de las discontinuidades, ya que, al controlar el tamaño de bloques desprendidos y la estabilidad del talud, se consideran los factores más relevantes por lo que concierne a la inestabilidad actual en el canchal. Se ha limitado el estudio de las discontinuidades a los sectores que presentan una mayor amenaza para los elementos expuestos, los sectores situados en el escarpe principal o cerca de él (1, 2, 3 y 4 en Fig. 3), y los más próximos a zonas de mayor exposición (9, 12, 13, 14 y 15 en Fig. 3).

En general, la estratificación es considerablemente menos variable en orientación que las fracturas. La estratificación medida en el Solà de Bartoló tiene una orientación (buzamiento/dirección de buzamiento) de entre 35°/070° y 50°/090°; esta orientación es contraria a la pendiente de la ladera, por lo que los procesos de deslizamiento planar no son los dominantes. Las diferencias de buzamiento obtenidas pueden ser debidas a la presencia de pliegues en la unidad y/o a la posible rotación de los bloques debida a la apertura de grietas de tracción en cabecera. A partir de la comparación con las orientaciones obtenidas en los bloques más alejados de la cabecera (Fig. 3) se ha establecido que la orientación de la estratificación difiere entre 2° y 25°, usualmente buzando hacia el noreste. En cuanto a la fracturación, extraída a partir de los datos LiDAR y fotogramétricos, se han identificado cuatro familias (Fig. 7). La comparación de la orientación de discontinuidades de la misma familia (Tabla 2 y Fig. 7) ha permitido establecer que los bloques decamétricos situados en la zona del escarpe y en cabecera, presentan una rotación menor que los bloques más alejados del escarpe principal. Las familias de fracturas identificadas, tienen orientaciones más variables (entre 4° y 35° en la familia de fracturas 1, 5° y 38° en la familia de fracturas 2, y entre unos 10° y 60° en las familias de fracturas 3 y 4). Las familias de fracturas 1 y 2 tienen un buzamiento aproximadamente vertical hacia el sur o el norte. Aunque éstas son las familias

que presentan mayor número de fracturas, hay sectores (3, 4, 12, 13 y 15) en que la nube de puntos LiDAR no permite visualizar la familia 1. Las familias de fracturas 3 y 4 constituyen buena parte de la superficie de los sectores analizados. Las familias 2, 3 y 4 tienen una dispersión mayor en sus orientaciones (Fig. 7) ya que forman un menor número de superficies, lo que dificulta la obtención de sus orientaciones con una población significativa de datos.

El espaciado entre discontinuidades de una misma familia es variable dependiendo del sector y, sobre todo, de la familia estudiada. En la mayoría de sectores se ha determinado que el espaciado entre discontinuidades es de orden métrico. La estratigrafía se mantiene con un espaciado de entre 1 y 2 m, la familia de fracturas 1 también tiende a un espaciado de entre 1 y, como mucho, 2,5 m, mientras que

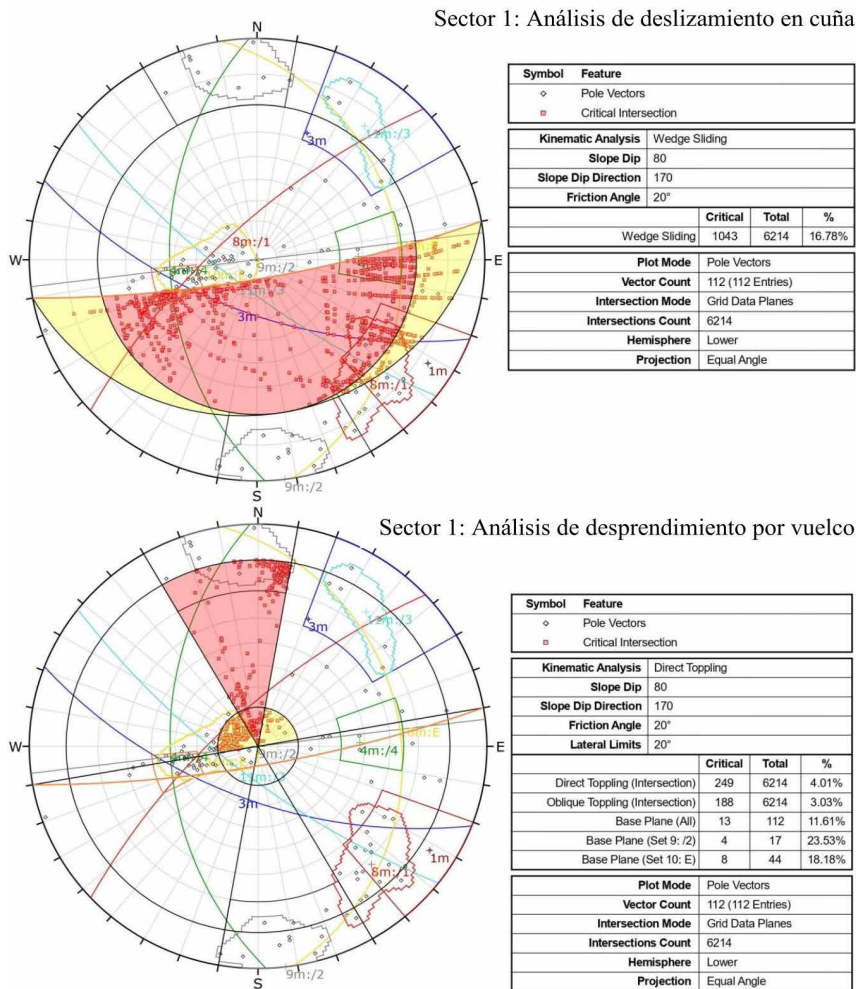


**Fig. 7.-** Estereografías realizadas con *Dips* de *Rocscience* a partir de los datos extraídos en los modelos del canchal. En naranja la estratigrafía, en rojo la Familia 1, en gris la Familia 2, en azul la Familia 3, en verde la Familia 4. A: Sector 1, B: Sector 9. C, D, E, F y G: Comparación gráfica de la orientación de la estratificación, F1, F2, F3 y F4, respectivamente, obtenidas con *Dips* de *Rocscience*.

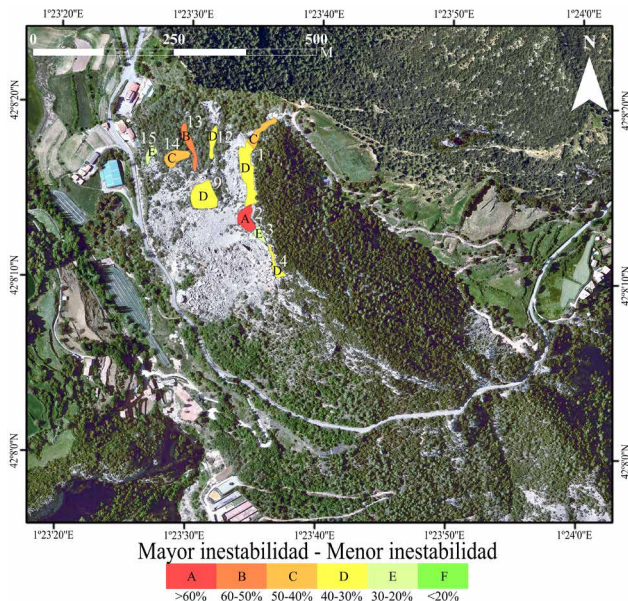
E	B1	B3	B4	F1	B1	B3	B4	F2	B1	B3	B4	F3	B1	B3	B4	F4	B1	B3	B4
B1	-	-	-	B1	-	-	-	B1	-	-	-	B1	-	-	-	B1	-	-	-
B2	11	7	8	B2	34	25	33	B2	38	38	27	B2	11	63	18	B2	61	51	29
B3	4	-	-	B3	10	-	-	B3	24	-	-	B3	61	-	-	B3	16	-	-
B4	3	2	-	B4	9	13	-	B4	14	28	-	B4	8	65,5	-	B4	34	22	-
B9	12	8	10	B9	14	8	9	B9	18	42	22,5	B9	14	46	19,5	B9	8	19	31
B12	15	18	18	B12	4	8	4	B12	5	28	19	B12	20	40	26,5	B12	23	28	27
B13	16	12	14	B13	25,5	35	31	B13	27	30	40	B13	33	47	31	B13	28	36	32,5
B14	15	13,5	14	B14	35	39	27	B14	13	38	20	B14	62	66	60	B14	36,5	26	44
B15	21	25	24	B15	16	19	7	B15	11	13	15	B15	-	-	-	B15	35	24	1

**Tabla 2.-** Tablas de comparación de las orientaciones (en grados, °) de las discontinuidades entre sectores del canchal y sectores del escarpe, que se consideran próximas a las orientaciones en la roca 'in situ'. Los datos de las celdas en gris se consideran insuficientes para obtener resultados del todo fiables. E: Estratigrafía, F: Familia de fracturas.





**Fig. 8.-** Identificación del número de discontinuidades o intersecciones que pueden generar un desprendimiento por deslizamiento en cuña o vuelco en el sector 1 del canchal.



**Fig. 9.-** Zonificación del grado de estabilidad (A, más inestable, a F, más estable) estimado para cada uno de los sectores analizados en la Tarera de Cambrils a partir de la suma de porcentajes de intersecciones críticas obtenidas en el análisis cinemático. Sistema de coordenadas ETRS 1989 UTM Zone 31N. La numeración en la imagen indica el número con el que se ha identificado cada sector.

en la familia de fracturas 2 suele ser muy variable, entre 1,2 y 5 m, en las familias de fracturas 3 y 4, el espaciado suele ser de alrededor de 2 m y en alguna ocasión puede superar los 5 m.

Tanto la orientación como el espaciado de las discontinuidades determinan como se producirán los desprendimientos. Teniendo en cuenta la disposición de las discontinuidades, y las orientaciones del talud en cada sector, los deslizamientos en cuña y vuelco son los mecanismos más probables (Fig. 8). La estimación de la estabilidad por cada mecanismo calculada con *Dips* de Rocscience (Rocscience Inc., 2021) permite realizar una zonificación de la estabilidad para cada sector de roca analizado. Los sectores con un mayor grado de inestabilidad, establecido con los resultados del análisis cinemático se sitúan encima de las fondas (mitad norte del sector 1, y los sectores 13 y 14) (Fig. 9). En el sector 2 el espaciado de las discontinuidades es mucho mayor que en el resto de sectores, por tanto, el grado de estabilidad de este sector es mayor a la estimada.

Debido a la orientación y al espaciado de las discontinuidades, y la cercanía a elementos expuestos, se determina que la mitad norte del sector 1 y los sectores 13 y 14 (Fig.

9) son los que presentan una mayor peligrosidad y los que podrían representar un mayor riesgo. Su proximidad a las fondas, y teniendo en cuenta el tamaño de bloques condicionado por el espaciado de las discontinuidades, podría comportar daños estructurales y un peligro para la vida e integridad física de las personas. Los otros sectores presentan un riesgo menor, aunque podrían afectar la carretera y sus usuarios, y otros edificios próximos.

### Síntesis de resultados y recomendaciones para futuros estudios

La cartografía geológica de la zona (Fig. 4), en la que se han identificado unos límites más precisos entre unidades que los establecidos en la cartografía previa a escala 1:50.000 (ICGC, 2016), ha permitido reclasificar una unidad del Garumniense y localizar la formación Adraén. Además, junto con la elaboración del corte geológico realizado en la zona de estudio, se ha podido determinar la complejidad estructural de esta zona con una mayor precisión que la realizada hasta el momento (Mata-Perelló *et al.*, 2011). Este ajuste ha permitido identificar adecuadamente la disposición de los materiales que forman el escarpe del Solà del Bartoló

y los existentes debajo del canchal de la Tartera de Cambrils, mejorando la interpretación de los factores condicionantes de los deslizamientos en la zona. Esta cartografía, además, contribuirá a la realización de otros estudios geológicos en la zona. Con un estudio geológico aún más detallado se podría determinar cómo las inestabilidades de la zona están influenciadas por su estructura cosa que podría ser clave para deducir su comportamiento en el futuro.

La cartografía geomorfológica (Fig. 5) sitúa zonas posiblemente inestables: los escarpes rocosos de la zona de Cambrils y las acumulaciones de bloques a sus pies. Esta cartografía es relevante por los indicios de actividad elevada de desprendimientos en estas áreas, sobretodo donde la cubierta vegetal hace difícil detectar esa actividad. También es relevante situar las zonas de acumulación de bloques sin vegetación o con vegetación escasa, ya que no hay tantos obstáculos para la removilización de los bloques. En comparación con Casanovas (2002), el cual se limita a señalar zonas de peligro de desprendimientos, la cartografía geomorfológica de este trabajo indica zonas de salida de bloques y zonas de acumulación, y se indican zonas con bloques de mayor y menor tamaño. Montserrat (2018) describe un deslizamiento rotacional en el norte del canchal (Fig. 5) que no se ha analizado detalladamente en este trabajo, puesto que se ha priorizado el análisis más detallado de la actividad por desprendimientos rocosos, la cual supone un mayor riesgo en la zona. Este trabajo se centra en el análisis de los desprendimientos rocosos en la Tartera de Cambrils, aun así, hay otras localizaciones que presentan indicios de gran inestabilidad como la Roca de Medes y la Font dels Pins, donde se deberían realizar estudios similares para determinar la posible afectación sobre la carretera y otras infraestructuras cercanas.

El origen del proceso o procesos que dieron lugar a la formación de la Tartera de Cambrils es incierto y solo se han podido listar una serie de terremotos (Tabla 1) que podrían haber influido en la activación de los procesos de inestabilidad que dieron origen a su formación. No obstante, con la bibliografía consultada hasta el momento, no se ha podido vincular claramente ninguno de estos sismos con los deslizamientos y desprendimientos ocurridos en la zona.

La tipología de inestabilidades de ladera más activa actualmente, son los desprendimientos de bloques del escarpe principal y de los frentes rocosos situados a lo largo de la ladera o la posible removilización de los bloques situados en la ladera. Aunque la distribución de los materiales en la ladera (un nivel de calizas sobre materiales arcillosos) podría favorecer la reactivación del deslizamiento rotacional situado al norte del canchal, en períodos de lluvias prolongadas. El nivel de calizas superior se encuentra muy fracturado y con indicios claros de erosión kárstica que favorecen la infiltración de agua. Otro proceso a considerar en futuros estudios es el desprendimiento de los bloques decimétricos que se encuentran delimitados por las grietas de tracción abiertas en cabecera. Según las observaciones de campo y los indicadores recogidos en los mapas geológico y geomorfológico, estos bloques podrían sufrir desplazamiento y/o vuelco desde la cabecera. Sería conveniente realizar tareas de monitoreo, sobre todo para fenómenos de

mayor magnitud y, por tanto, de mayor peligrosidad, para detectar posibles períodos de activación del movimiento, estos permitirían desarrollar un sistema de alerta para evacuar o restringir la exposición en la zona si fuese necesario. No obstante, se deberían analizar con mayor detalle estas posibilidades puesto que el presente estudio se ha centrado en el análisis de los desprendimientos.

Las discontinuidades presentes en los frentes de roca son el factor condicionante principal de los desprendimientos. Sin embargo, la inaccesibilidad del macizo rocoso y el canchal, han dificultado la obtención de medidas directas para analizar estas discontinuidades, habiéndose obtenido los datos únicamente con sensores remotos (LiDAR y fotogrametría). Con las nubes de puntos tridimensionales obtenidas se han interpretado cuatro familias de discontinuidades y sus orientaciones medias. Aun así, en algunos de los sectores analizados, la localización de los puntos desde los que se han tomado los datos con el Escáner Laser Terrestre y las Fotografías Digitales Terrestres, ha limitado la obtención de datos de algunas familias y hacen difícil la caracterización de éstas con total certidumbre. Vanneschi *et al.* (2019) evitan este problema en su trabajo realizando un vuelo fotogramétrico con dron, que les ha permitido obtener un modelo más completo e interpretar mejor algunas discontinuidades, que quedarían mal representadas si solamente se utilizara la fotogrametría terrestre debido a la restricción del ángulo de visualización de algunos sectores. Por tanto, sería conveniente realizar la obtención de datos LiDAR de la zona con el mismo método, para obtener nubes de puntos que puedan cubrir diferentes perspectivas de la ladera.

En este trabajo se determina un orden de magnitud del espaciado de cada familia de discontinuidades en cada sector, el cual controla el tamaño de bloques desprendidos, que, conjuntamente con el análisis cinemático, permite establecer un grado de peligrosidad para cada sector. No obstante, para mejorar el análisis de la peligrosidad, se debería realizar un análisis más detallado teniendo en cuenta el posible volumen de los bloques (desde tamaños centimétricos a decamétricos), a partir del espaciado y continuidad de las fracturas o del tamaño de los bloques situados en el canchal. Dada la dificultad de obtener medidas directas sobre los frentes de roca, se podrían realizar *scanlines* o ventanas de muestreo sobre los modelos fotogramétricos y los datos LiDAR, para determinar con mayor precisión el espaciado y la continuidad de las discontinuidades, mejorando así el cálculo del volumen de bloques y el análisis de la peligrosidad de cada sector. Además, para determinar que estructuras se pueden ver expuestas a la trayectoria de posibles desprendimientos, convendría realizar simulaciones de las posibles trayectorias de los bloques a partir de las zonas de salida identificadas y zonificar el alcance y las energías de impacto, datos que serían relevantes para el establecimiento de medidas de protección.

## Conclusiones

La cartografía geológica mejorada respecto a la existente y el nuevo corte geológico realizado en la zona de estudio, han permitido conocer mejor los materiales existentes y su



estructura, permitiendo mejorar la descripción de los posibles condicionantes geológicos de los procesos de inestabilidad de laderas presentes en la zona. De esta forma, se ha podido constatar que la presencia de materiales evaporíticos triásicos condiciona fuertemente la estabilidad de los niveles carbonáticos del Cretácico Superior y del garumniense. Además, la cartografía geomorfológica realizada ha permitido definir las zonas de posible desprendimiento y acumulación de bloques que pueden comportar un riesgo, el cual se ha considerado evidente en la Tartera de Cambrils.

El estudio realizado ha permitido determinar que la Tartera de Cambrils, inicialmente formada por deslizamientos y desprendimientos de bloques rocosos, continua activa actualmente. El proceso más activo son los desprendimientos, fuertemente condicionados por la fracturación de los frentes rocosos presentes en la ladera del Solà de Bartoló. Esta fracturación ha sido analizada digitalmente mediante datos LiDAR y fotogramétricos, que han permitido identificar cuatro familias de fracturas con una orientación y un espaciado más variables que la estratificación. Los mecanismos más habituales de inestabilidad en el canchal son, de acuerdo con la orientación de las discontinuidades y sus intersecciones, los desprendimientos iniciados como deslizamientos en cuña y los vuelcos de bloques de tamaño métrico, principalmente. Los sectores de roca decamétricos desplazados desde el escarpe presentan una posibilidad de activación importante, al igual que el escarpe, que presenta grietas de tracción subparalelas al talud con apertura métrica que puede dar lugar al vuelco de bloques decamétricos. Los resultados del presente estudio indican que los sectores 13 y 14, situados al norte del canchal, son los que presentan una peligrosidad mayor por desprendimientos de bloques métricos y, por tanto, son los que podrían representar un mayor riesgo debido a las infraestructuras (fondas, centro deportivo e instalaciones turísticas) expuestas en la zona de trayectoria.

### Agradecimientos y financiación

Las autoras y autores de este trabajo quieren agradecer a dos personas revisoras anónimas sus comentarios y sugerencias que han contribuido a mejorar la versión final del manuscrito, también agradecen las contribuciones de la editora de la revista durante el proceso de revisión. Este trabajo forma parte de proyecto “Unravelling fluid flow during the evolution of inverted basins and orogenic belts: application to CO<sub>2</sub> storage” (DGICYT Spanish Project PGC2018-093903-B-C22). Grupos Consolidados de Investigación “Geología Sedimentària” (2017SGR-824) y “RISK NAT” (2017SGR-126).

### Contribución de autores/as

Elaboración del trabajo, M.C., A.T. y M.G.; metodología, M.C.; obtención de datos, M.C., A.T. y M.G.; figuras, M.C., A.T. y E.S.; investigación/análisis, M.C., D.G. y M.G.; revisión del manuscrito, A.T. y M.G.; coordinación, A.T. y M.G.; supervisión, A.T. y M.G.; obtención de financiación, A.T. y M.G.

### Referencias

- Agisoft LLC, 2021. Agisoft Metashape (Version 1.7.2) [Software] Disponible en <https://www.agisoft.com/> (12/04/2022).
- Battulwar, R., Zare-Naghadehia, M., Emamib, E., Sattarvanda, J., 2021. A state-of-the-art review of automated extraction of rock mass discontinuity characteristics using three-dimensional surface models. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 13: 920-936. <https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2021.01.008>
- Bentley Systems, Incorporated (2017) MicroStation (V10) [Software] Disponible en <https://virtuosity.bentley.com/> (12/04/2022).
- Casanovas, J., 2002. Dictamen preliminar d'identificació de perillositat geològica als sectors de desenvolupament urbà del municipi d'Odèn (Solsonès). Normes de planejament urbanístic. Municipis de la Catalunya Central. Generalitat de Catalunya, Institut Cartogràfic de Catalunya. ICC/AR-156-02. <http://ptop.gencat.cat/rpucportal/AppJava/cercaExpedient.do?reqCode=saveAsDocument&documentId=268692> (12/04/2022).
- Chevalier, M., 1918. Nota sobre el temblor de terra ocorrida en la Seo de Urgel el 22 de febrer de 1918. *Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona*. Tercera Época, vol. XIV, núm. 6.
- Duró, U., 2016. Els terratrèmols de 1788 i la devoció a sant Emigdi a la Seu d'Urgell. *INTERPONTES IV*
- Esri, 2019. ArcGIS (Versión 10.7.1) [Software] Disponible en <https://www.esri.com/en-us/home> (12/04/2022).
- García-Selles, D., Falivene, O., Arbués, P., Gratacos, O., Tavani, S., Muñoz, J.A., 2011. *Computers & Geosciences*, 37: 1584-1594. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2011.03.007>
- Hung, O., Leroueil, S., Picarelli, L., 2014. The Varnes classification of landslide types, an Update. *Landslides*, 11: 167-194. <https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y>
- ICGC., 2016. Mapa geològic comarcal de Catalunya 1:50.000 (Alt Urgell). Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, Barcelona.
- ICGC., 2018. Ortofoto convencional resolució 25cm/segon. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, Barcelona.
- Mata-Perelló, JM., 2001. Las salinas continentales en los Pirineos occidentales. *Museu de Geologia de la UPC*. 1er. Simposio Interfrontier sobre el Medio Natural Pirenaico. Sort, C12: 121-126.
- Montserrat, A., 2018. Les tarteres de Cambrils, a l'Alt Solsonès. Una aproximació a la seva gènesi i evolució. *Muntanya*: 54-61.
- Petrie, G., Toth, C., 2008. *Introduction to Laser Ranging, Profiling, and Scanning*. CRC Press, 28 p. <https://doi.org/10.1201/9781420051438.ch1>
- Petroleum Experts, Limited, 2021. FieldMove Clino (Version 2.5.19) [Software] Disponible en <https://www.petex.com/products/move-suite/digital-field-mapping/> (12/04/2022).
- Riquelme, A., García-Davadiello, J.C., Sarro, R., Tomás, R., Cano, M., Pastor, J.L., Abellán, A., Herrera, G., 2017. Caracterización geomecánica del talud desprendido en Cortes de Pallàs (Valencia) mediante Structure from Motion (SfM) con imágenes adquiridas con Remotely Piloted Aircraft System (RPAS). IX Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables (E. Alonso, J. Corominas y M. Hürlimann, Eds.). CIMNE, Barcelona. Comunicaciones: 545-556.
- Rocscience Inc., 2021. Dips de Rocscience (Version 8.017) [Software] Disponible en <https://www.rocscience.com/> (12/04/2022).
- Shapecast Limited, 2020. CloudCompare (Version 2.11.2)

[Software] Disponible en <https://www.danielgm.net/cc/> (12/04/2022).

Vanneschi, C., Di Camillo, M., Aiello, E., Bonciani, F., Salvini, R., 2019. SfM-MVS Photogrammetry for Rockfall Analysis and Hazard Assessment Along the Ancient Roman Via Flaminia Road at the Furlo Gorge (Italy). ISPRS International Journal of Geo-Information, 8: 325. <https://doi.org/10.3390/ijgi8080325>

Vilà, J., 2019. 3 de març de 1373: La desaparició de Montclús.

DIVULCAT | Divulgació científica en català <https://www.encyclopedia.cat/divulcat/3-de-marc-de-1373-la-desaparicio-de-montclus> (05/06/2021).

Battulwar, R., Zare-Naghadehia, M., Emamib, E., Sattarvanda, J., 2021. A state-of-the-art review of automated extraction

MANUSCRITO RECIBIDO EL: 04-10-2021

RECIBIDA LA REVISIÓN EL: 22-04-2022

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL: 01-05-2022





# TRANSFERENCIAS ARENOSAS TRANSVERSALES Y LONGITUDINALES ENTRE PLAYAS APOYADAS Y DUNAS ASOCIADAS EN LA COSTA DE ASTURIAS (NO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA)

*Longitudinal and transverse sand transfers between embayed beaches and associated dune fields along the Asturian coast (NW Iberian Peninsula)*

Germán Flor, Germán Flor-Blanco y María Rey Ruanova

Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, España.  
[gflor@uniovi.es](mailto:gflor@uniovi.es), [florgerman@uniovi.es](mailto:florgerman@uniovi.es), [marinha@gmail.com](mailto:marinha@gmail.com)

**Abstract:** *In the embayed sandy beaches of the cliff coast of NW Spain (Iberian Peninsula), the siliciclastic sands are mainly supplied by fluvial inputs, while carbonates sands (bioclasts) come from the organisms that colonize the peritidal rocky shore, some inherited. The sedimentological characteristics of these coastal deposits are studied over a wide segment of more than 387 km on the coast of Asturias. From the range (coarse centile) and the inclusive graphical granulometric parameters, as well as the composition of silica/biogenic carbonate rate, can be deduced the transverse transfers between the beach and the associated aeolian dune field, and the longitudinal distribution in accordance with several coastal sections. Generally, from the beach to the aeolian dune field the average mean grain size decreases, the sorting improves, and percentage of biogenic carbonate falls; and, from an embayed beach to the adjacent one, a W-E downcurrent can be inferred due to the sand coastal drift. Large rivers have high siliciclastic discharges that are homogenized with the carbonate bioclasts from the estuarine mouths, whereas maximum carbonates are related with regional and local upwellings. This happens when the coastal current hits against some large promontory or due to the input of nutrient substances from estuaries containing wide, well-developed tidal flats and marshes which increase the proportion of peritidal organisms.*

**Keywords:** *embayed beaches, dunes, sands, bioclasts, sedimentary transport.*

**Resumen:** *En las playas arenosas apoyadas de la costa acantilada de Asturias (NO de España, Península Ibérica), los componentes arenosos siliciclásticos derivan principalmente de aportaciones fluviales, mientras que los carbonatos (bioclastos) provienen de organismos de la franja rocosa perimareal, algunos heredados. Se estudian las características sedimentológicas de estas playas en un amplio segmento de 387 km de costa. A partir de los parámetros de rango (centil más grueso) y de relación, así como de la composición (tasa de sílice/carbonato biogénico), se deducen las transferencias transversales entre playa y dunas eólicas asociadas, y la distribución longitudinal, sectorizando diferentes tramos costeros. En general, desde la playa hasta el campo dunar eólico, el tamaño medio de grano disminuye, el calibrado mejora y el porcentaje de carbonato biogénico disminuye; y, desde una playa apoyada a la adyacente, lo que confirma una corriente de deriva costera O-E. Las descargas siliciclásticas fluviales se homogenizan con los carbonatos bioclásticos desde los ámbitos estuarinos cuyos máximos se relacionan con afloramientos oceanográficos*



*regionales y locales. Esto último ocurre al chocar la corriente costera contra algún gran promontorio o, más habitualmente, si los nutrientes procedentes de grandes estuarios con llanuras fangosas y marismas bien desarrollados incrementan la proporción de los organismos perimareales.*

**Palabras clave:** *playas apoyadas, dunas, arenas, bioclastos, transporte sedimentario.*

Flor, G., Flor-Blanco, G., Rey Ruanova, M., 2022. Transferencias arenosas transversales y longitudinales entre playas apoyadas y dunas asociadas en la costa de Asturias (NO de la península Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 35 (1): 15-35

## Introducción

Las investigaciones en playas arenosas entre promontorios o apoyadas (*embayed beaches*) han tenido menor atención que las grandes playas rectilíneas de costas bajas (Klein *et al.*, 2002). Sin embargo, se asocian en su mayor parte a costas rocosas, que conforman un 93% de los litorales del mundo (Young y Carilli, 2019). De este tipo de playas, se han estudiado, especialmente, las construidas artificialmente por su demanda social, en relación con la configuración de su equilibrio estático, y el mantenimiento de la estabilidad sedimentaria durante períodos prolongados (Daly *et al.*, 2015).

El intercambio sedimentario entre playas contiguas sólo es posible en grandes temporales (Tait, 1995), aunque no siempre. El patrón dinámico de estas playas apoyadas se caracteriza por una circulación circular del agua, como resultado de la presencia de promontorios (Short, 1996; Loureiro *et al.*, 2012), cuyos componentes de transporte varían de acuerdo con los diferentes oleajes incidentes. En cuanto al transporte significativo de sedimentos de una playa a la adyacente, el sedimento debe moverse primero transversalmente para atravesar la zona de oleaje y evitar la interposición del promontorio (Storlazzi y Field, 2000). Se debe tener en cuenta la transferencia longitudinal de arena para establecer las relaciones entre las principales áreas fuente y la dispersión de sedimentos, manteniendo el equilibrio dinámico-sedimentario a lo largo de una costa acantilada. En general, el transporte longitudinal de los sedimentos está restringido debido a la existencia de topografías rocosas sumergidas cuyo conocimiento es escaso (Tait y Revenagh, 1998).

Existen diferencias locales de las propiedades sedimentarias como resultado de las descargas variables de los ríos, por las litologías de los acantilados adyacentes o por las características geomorfológicas de la plataforma continental interna (Trindade y Ramos-Pereira, 2009). Es necesario conocer las relaciones entre la batimetría, la geología (estructura tectónica), la distribución sedimentaria de la plataforma continental interna y su conexión con la costa para establecer la distribución, interacción y el transporte sedimentario costero entre las playas apoyadas a lo largo de la costa (Storlazzi y Field, 2000).

Los requisitos básicos para la formación de dunas costeras dependen del suministro de arena desde la playa, que debe ser excedentaria, y la actuación de vientos desde el mar a tierra, capaces de transportar las arenas seleccionadas

a la posplaya para constituir el campo dunar (Pye, 1983). La transferencia transversal de arena por el viento desde la playa para construir la duna costera contribuye a mantener una reserva natural de sedimento (Psuty, 1988; Gómez-Pina *et al.*, 2002). Este depósito actúa como barrera y evita las inundaciones o reduce su intensidad (Pye *et al.*, 2007), ralentizando la evolución futura de la playa ante la subida del nivel del mar; esta realidad ha sido bien documentada en dunas asturianas en fase de retroceso (Flor y Flor-Blanco, 2009; Flor-Blanco y Flor, 2016; Flor-Blanco *et al.*, 2021).

Las playas arenosas asturianas constituyen unidades aisladas como compartimentos naturales, algunas artificiales, con plantas más o menos curvadas; otras incluyen prismas de arena sumergidos hasta la plataforma continental interna, e, incluso, varias playas pueden compartir un mismo prisma litoral (Flor y Flor-Blanco, 2009). Las de mayor dimensión corresponden a barreras confinantes de estuarios y adquieren plantas rectangulares, alargadas longitudinalmente, mientras que aquéllas en las que drena algún río costero o arroyo, relativamente numerosas en la costa asturiana, tienen plantas triangulares.

Las descargas fluviales siliciclásticas de origen continental y la incorporación de bioclastos carbonatados de procedencia costera, son fundamentales para construir los ambientes sedimentarios más significativos en la costa asturiana: estuarios, playas y campos de dunas eólicas. A partir de los datos sedimentológicos de playas arenosas se infieren aspectos sobre las áreas fuente y la dependencia con los grandes ríos, los estuarios con amplias marismas y otros procesos oceanográficos locales en la costa, como afloramientos (*upwelling*). En particular, la naturaleza y la textura de las arenas bioclásticas frente a las siliciclásticas, que predominan, son útiles para deducir las áreas fuentes continentales y marinas (Gómez-Pujol *et al.*, 2013).

Cuando la deriva litoral no dispone de fracción arenosa en su transporte longitudinal o existe un sistema fluvial suministrador muy energético, se generan playas de cantos y gravas. Estas fracciones también pueden provenir, frecuentemente, de los acantilados locales y en Asturias, en menor proporción, de los sedimentos que recubren las “rasas”, que son depósitos de carácter discontinuo con espesores de escala métrica.

Este artículo contiene numerosos datos recopilados desde la década de los años 70 y el objetivo se centra en el estudio de la distribución espacial de los principales parámetros granulométricos y el porcentaje carbonatado (bioclastos), ambos en la totalidad de las muestras, como

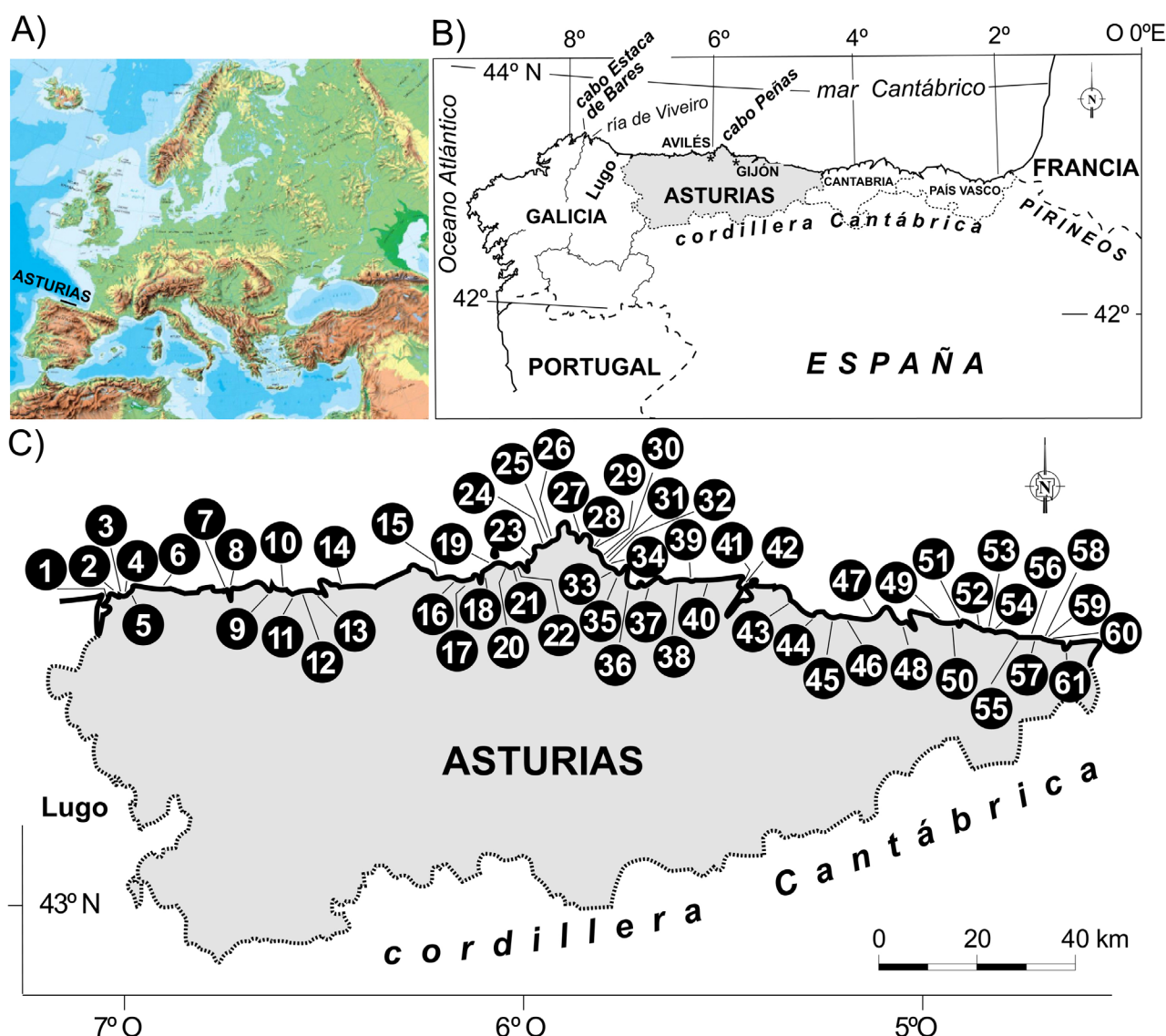


parte de la mineralogía constituyente de las playas arenosas situadas entre promontorios y de los campos de dunas eólicas asociadas, a lo largo de toda la costa asturiana. Se trata de deducir las transferencias cualitativas de arena desde la playa al campo dunar contiguo, así como confirmar la hipótesis de la existencia de un transporte longitudinal con una componente general hacia el E en esta costa rocosa de Asturias. Para conseguir este objetivo, se sectorizan algunos conjuntos de playas y sistemas de playas/dunas como células litorales, desde la desembocadura de un sistema fluvial (Eo, Navia, Nalón y Sella). Se identifica el río suministrador original, los afloramientos oceanográficos (*upwellings*) costeros, el aporte de nutrientes de los estuarios más importantes al borde costero, las arenas bioclás-

ticas heredadas pre-holocenas y, finalmente, la dispersión del sedimento arenoso.

### Marco regional

La costa asturiana está situada en la zona occidental del mar Cantábrico (golfo de Vizcaya, NO de la Península Ibérica), entre 43°52' y 42°45'N de latitud y 4°21' y 7°24'O de longitud (Fig. 1), bajo un clima templado húmedo de influencia atlántica, *Cfb* según la clasificación climática de Köppen y Geiger (Atlas Climático Ibérico, 2011). Las temperaturas medias anuales son moderadas, entre 13°C y 14°C y las lluvias varían desde mínimos de 900 mm/año, entre los estuarios del Eo-Navia y el Cabo de Peñas, y



**Fig. 1.-** A) Situación de la costa de Asturias bañada por el mar Cantábrico (golfo de Vizcaya, NO de la península Ibérica). B) Playas, estuarios y localidades citadas en este estudio. C) Playas representativas y totalidad de campos dunares. De O a E son: Arnao (1), Peñarronda (2), Mexota (3), Sarello (4), Anguileiro (5), *Porcia* (6), Arnelles (7), Navia (8), Frejulfé (9), Barayo (10), Otur (11), *Salinas de Luarca* (12), *Cueva* (13), *Cadavedo* (14), Luiña (15), *Artedo* (16), *Aguilar* (17), Los Quebrantos (18), Bayas (19), *Bahinas* (20), *Santa María del Mar* (21), *Salinas-El Espartal* (22), Xagó (23), *Aguilera* (24), *Aguilera/Carniciega* (25), Tenrero (26), *Bañugues* (27), *El Gayo* (28), *La Ribera* (29), *Antromero* (30), *La Pregona* (31), *Carranques* (32), *Tranquero* (33), *Xivares* (34), *Aboño* (35), *El Arbeyal* (36), *San Lorenzo* (37), *La Nora* (38), *España* (39), Merón (40), *Tazonas* (41), Rodiles (42), *El Escanu* (43), *La Griega* (44), La Isla (45), *Espasa* (46), Vega (47), *Santa Marina* (48), *Pría* (49), *Cuevas de Mar* (50), *Gulpiyuri* (51), *Bedón* (52), *Toranza* (53), *Barro* (54), *Palombina* (55), *El Sablón* (56), *Toró* (57), *Buelna* (58), *Cobijero* (59), *La Silluca* (60) y La Franca (61). En cursiva, playas no contribuyentes a la formación de dunas.

máximos de 1.300 mm/año, a lo largo del oriente de Asturias (Álvarez García *et al.*, 2009).

La Zona Asturoccidental-leonesa está constituida por rocas siliciclásticas (cuarcitas, areniscas, algunas feldespáticas, y pizarras) del Paleozoico Inferior y Medio, un complejo calcáreo delgado, la Formación Calizas de Vega-deo de edad cámbrica, y las siliciclásticas (detrítica-pelítica-arenosa) y volcánicas (porfiroides) del Precámbrico del Antiforme del Narcea (Fig. 2). Estos materiales tienen una orientación NNE-SSO y los buzamientos son superiores a 45°. Desarrollaron una fuerte deformación dúctil debido a un metamorfismo regional, aumentando la intensidad de E a O. En esta zona hay escasos afloramientos de granitoides tardihercínicos, que solamente se reconocen en las playas occidentales (Fig. 1) de Represas (E de Anguileiro, nº 5), en la desembocadura del río Porcia (nº 6) y en la zona occidental (Salave), y en Frejulfé (nº 9).

En la costa central asturiana (área del cabo de Peñas y extremos), las calizas y las rocas siliciclásticas del Paleozoico se orientan NE-SO, aflorando microconglomerados, arenas, margas y calizas del Jurásico inferior y el Cretácico superior, y areniscas y brechas rojas del Permotriásico, distribuidas según una compartimentación alpídica (Llopis Lladó, 1962). Hasta la desembocadura del Sella, se suceden formaciones calcáreas y siliciclásticas del Jurásico (García-Ramos *et al.*, 2011).

La costa oriental está constituida, principalmente, por calizas carboníferas y cinturones estrechos de cuarcitas or-

dovícicas (Fig. 2). Las calizas desarrollan estructuras kársticas: karren, bufones, salas, conductos, sumideros, poljés, dolinas y uvalas (Romero, 1984), algunas invadidas por el mar, como cuevas, calas, estuarios reducidos, entre otras (Flor-Blanco *et al.*, 2015a).

La alineación general de la costa asturiana es O-E, con el avance hacia el N del cabo de Peñas, triangular en planta, en el segmento central. Desde Gijón hacia el E, se abre un tramo monoclinual O-E y una costa subrectilínea escalonada, como el tramo de Lastres-Colunga NO-SE (Figs. 1, 2), debido a la adaptación a fallas alpinas NO-SE (Gutiérrez-Claverol *et al.*, 1988); las dolomías y calizas jurásicas se sustituyen al E por facies siliciclásticas con icnitas de dinosaurios de la misma edad (García-Ramos *et al.*, 2011).

En su conjunto, es una costa rocosa generada por un levantamiento epirogenético en un margen pasivo del Atlántico, relacionado con la construcción del relieve montañoso gallego y las cordilleras cantábrica y pirenaica (Flor y Flor-Blanco, 2014a; López-Fernández *et al.*, 2020). La zona de estudio muestra ciertas analogías geomorfológicas con otras costas tectónicamente activas, como las californianas (Storlazzi y Field, 2000). Contiene 12 superficies escalonadas de erosión continental y marina ("rasas") con una continuidad lateral irregular (Flor y Flor-Blanco, 2014a); las superiores (más elevadas y antiguas) tienen origen continental y las inferiores (más estrechas) conservan depósitos de gravas y arenas de playa que, de forma localizada, culminan con dunas eólicas. En la costa occidental (Zona Asturocci-

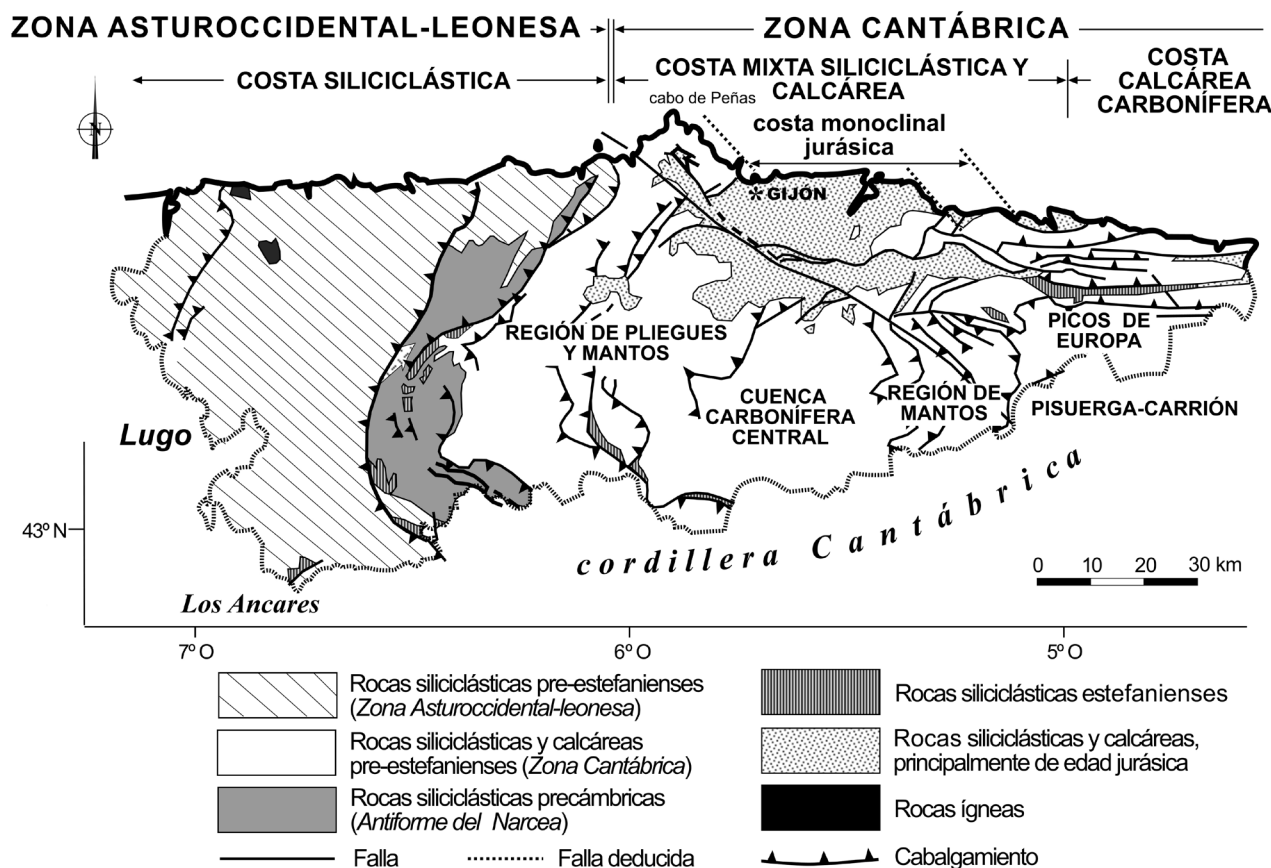


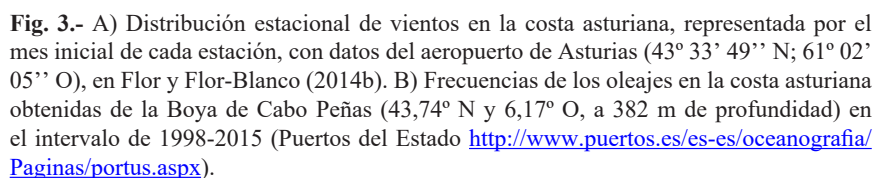
Fig. 2.- Mapa geológico simplificado de Asturias, basado en Pérez Estaún *et al.* (1988).



Dentro de este ámbito litoral asturiano, las playas apoyadas (más de 400) se rellenaron, preferentemente, con arenas y algunas con gravas, siendo éstas más numerosas en todo el occidente y en el tramo oriental del cabo de Peñas. Los campos de dunas eólicas y los estuarios, que rellenan los valles fluviales en las desembocaduras, también caracterizan la sedimentación costera. La plataforma continental interna contiene una cubierta sedimentaria formada por un delgado y complejo mosaico de facies, que incluye depósitos relictos, bien estudiadas en la costa del cabo de Peñas. Además, afloran amplios fondos rocosos, tratándose de una plataforma subalimentada o desnutrada (Fernández-Valdés *et al.*, 1994; Fernández-Valdés, 1997).

Los oleajes más frecuentes proceden del NO (Fig. 3B) en casi el 70%. En la costa cantábrica, las alturas significantes de olas más frecuentes varían entre 1,0 y 1,5 m y los períodos de pico entre 6,0 y 14,0 segundos, siendo las alturas típicas de las tormentas de  $H_s \approx 5,0$  m (Medellín *et al.*, 2008), y los períodos de pico entre 8,0 y 14,0 segundos (González *et al.*, 2008). La disipación de la ola en cada playa depende

Los ríos se encajan en el relieve montañoso con desniveles importantes, destacando los enraizados en la cordillera Cantábrica y en los Montes Ancares de León y Galicia (cabeceras de los ríos Eo y Navia), que tienen mayores dimen-



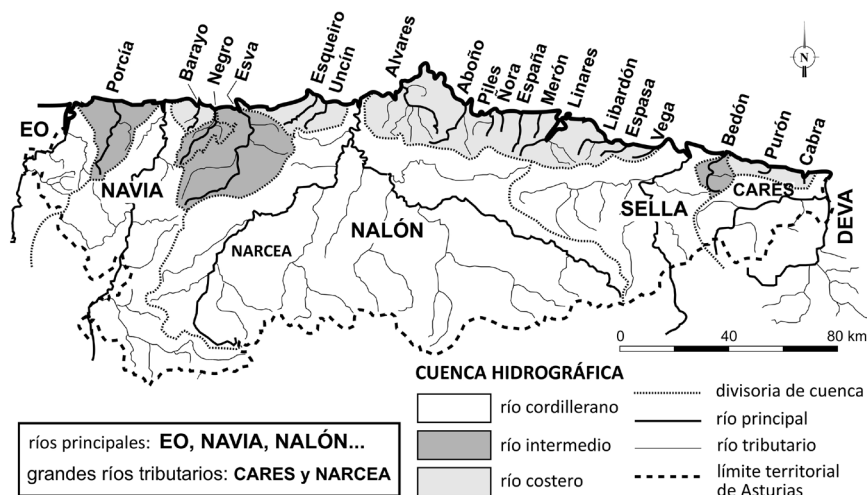
siones de cuenca (Fig. 4, Tabla 1) y cuyos caudales fluviales se registran en estaciones de aforo (Confederación Hidrográfica del Cantábrico). Estos ríos cordilleranos, junto con los intermedios y costeros, se caracterizan por el tipo de sustrato rocoso drenado, la superficie de cuenca y la longitud del cauce principal (Tabla 1). Los grandes ríos cordilleranos Nalón+Narcea, Sella y Cares+Deva, así como Eo y Navia (Fig. 4), son contribuyentes netos de grandes volúmenes de arena a la costa y, por consiguiente, responsables del relleno sedimentario de los estuarios (Tabla 1) e, indirectamente, de la formación de numerosas playas y campos de dunas eólicas asociadas. Las cabeceras de los ríos intermedios (Porcía, Negro, Esva, Bedón) alcanzan posiciones más meridionales, mientras que los ríos y arroyos costeros, de menor magnitud, juegan un papel menos importante.

### Metodología

Para este trabajo se han analizado las características granulométricas y los componentes mineralógicos, simplificados en la relación bioclastos carbonatados/partículas siliciclásticas (cuarzo), de 61 playas y de 20 campos dunares de Asturias. La densidad de muestreo, programada en gabinete, se planificó en función de las dimensiones de las playas, de forma que cuanto mayores eran las playas menor fue el número de muestras, con el fin de reducir el número total. Se proyectaron perfiles transversales desde la parte alta de la playa hasta la bajamar viva y desde ésta a la superior. Para playas menores de 100.000 m<sup>2</sup>, se tomó una muestra cada 650 m<sup>2</sup>; en playas de 100.000 a 500.000 m<sup>2</sup>, una muestra entre 1.900 y 3.500 m<sup>2</sup>, respectivamente; y playas mayores de 500.000 m<sup>2</sup>, una muestra cada 3.000 a 4.000 m<sup>2</sup>. Se recogieron 1.938 muestras superficiales, de las cuales 1.413 pertenecen a las playas emergidas durante bajamares vivas, permitiendo la correlación entre ellas, y 525 muestras corresponden a los campos dunares. Algunas playas fueron estudiadas para condiciones de calma y otras de tormenta, motivo por el cual hay un gran número de muestras. Los datos se han recopilado de diferentes trabajos científicos (Flor,

1979; Flor, 1978 y 1981; Flor y Flor-Blanco, 2009), informes para dragados y evaluaciones de impacto ambiental para el Servicio de Puertos del Principado de Asturias.

En el laboratorio, se lavaron las muestras de sedimento repetidamente con agua desmineralizada y se secaron a



**Fig. 4.-** Red hidrográfica drenante en el territorio asturiano, dentro de la cual se diferencian los ríos principales de mayor extensión y caudal (cordilleranos), entre los que se intercalan numerosos ríos costeros limitados en cabecera por alguna sierra litoral y los escasos ríos intermedios.

ESTUARIO	NOMBRE	sustrato rocoso drenado	tipo de entorno geográfico	superficie km <sup>2</sup>	longitud km	caudal anual (m <sup>3</sup> /s)		
						medio	máximo	mínimo
EO	Eo	siliciclástico	rio cordillerano	979,10	99,00	19,61	39,67	7,93
PORCÍA	Porcía	siliciclástico	rio intermedio	239,87	33,25	3,60	5,03	1,31
NAVIA	Navia	siliciclástico	rio cordillerano	2.587,01	158,00	62,85	118,84	20,26
BARAYO	Barayo	siliciclástico	rio costero	20,19	8,61	—	—	—
NEGRO	Negro	siliciclástico	rio intermedio	82,00	28,85	2,10	3,81	0,93
ESVA	Esva	siliciclástico	rio intermedio	757,00	41,00	10,40	19,21	4,50
LUIÑA	Esqueiro	siliciclástico	rio costero	48,04	11,45	—	—	—
ARTEDO	Uncín	siliciclástico	rio costero	42,90	12,75	—	—	—
NALÓN	Nalón (*) + Narcea	muy siliciclástico	ríos cordilleranos	3.692,00	140,80	55,18	84,50	31,24
		siliciclástico		1.135,00	110,90	15,77	28,47	3,87
AVILÉS	varios Alvares (*)	muy siliciclástico	ríos costeros	65,50	45,00	19,69	—	—
PILES	Piles	muy siliciclástico	rio costero	72,56	15,00	0,54	12,20	0,03
LA NORA	La Nora	muy siliciclástico	rio costero	12,38	6,73	—	—	—
ESPAÑA	España	muy siliciclástico	rio costero	43,00	13,10	1,53	20,96	0,11
MERÓN	Merón	muy siliciclástico	rio costero	12,44	8,63	—	—	—
VILLAVICIOSA	varios Linares (*)	siliciclástico	rio costero	99,21	31,40	3,71	57,64	0,16
LIBARDÓN	Libardón	muy siliciclástico	rio costero	60,06	17,90	—	—	—
ESPASA	Espasa	muy siliciclástico	rio costero	31,47	11,65	—	—	—
RIBADESELLA	Sella	siliciclástico y calcáreo	rio cordillerano	1.284,00	66,00	18,07	36,62	9,15
BEDÓN	Bedón	siliciclástico y calcáreo	rio intermedio	126,57	19,10	3,04	24,75	0,10
LA FRANCA	Cabra	siliciclástico y calcáreo	rio costero	36,72	9,38	—	—	—
TINA MAYOR	Deva (*) + Cares	muy siliciclástico	ríos cordilleranos	716,38	72,50	20,73	29,30	6,87
		muy calcáreo		496,50	58,00	22,42	31,64	11,69

río con embalses     
 estuario activo solo durante pleamares     
 estuario inactivo por colmatación natural

**Tabla 1.-** Datos de los ríos en relación con la superficie de la cuenca: cordilleranos (>750 km<sup>2</sup>), intermedios (125-750 km<sup>2</sup>) y costeros (<125 km<sup>2</sup>) de Asturias, cuyos suministros siliciclásticos han contribuido a los rellenos sedimentarios de estuarios y playas, algunas de las cuales contienen campos de dunas eólicas. Datos de escorrentía, superficies y longitudes de las grandes cuencas fluviales de Asturias tomados de <https://www.chcantabrico.es/las-cuencas-cantabricas/marco-fisico/hidrologia/rios>.



70°C. Se tamizaron mecánicamente a partir de 100 g, a intervalos de 0,50  $\phi$ , durante 10 minutos. Los 14 tamices utilizados, según la Norma ISO-3310.1, fueron de 4.000  $\mu\text{m}$ , 3.150  $\mu\text{m}$ , 2.500  $\mu\text{m}$ , 2.000  $\mu\text{m}$ , 1.400  $\mu\text{m}$ , 1.000  $\mu\text{m}$ , 710  $\mu\text{m}$ , 500  $\mu\text{m}$ , 355  $\mu\text{m}$ , 250  $\mu\text{m}$ , 180  $\mu\text{m}$ , 125  $\mu\text{m}$ , 90  $\mu\text{m}$  y 63  $\mu\text{m}$  sobre una plataforma vibratoria, modelo *Ba 200n*, de CISA. Se pesó el contenido de cada intervalo de clase y se corrigieron los datos al 100%, representando los resultados en escala phi ( $\phi$ ). Con el programa GRADISTAT (Blott y Pye, 2001) se obtuvieron las curvas probabilísticas acumuladas y, de ellas, los percentiles granulométricos, incluido el centil ( $C$ , 1% más grueso) y los parámetros gráficos de Folk y Ward (1957): media ( $M_z$ ), calibrado ( $\sigma_i$ ), asimetría ( $Sk_i$ ) y curtosis ( $K_G$ ). El centil representa el tamaño máximo (1%) de la distribución (máxima energía cinética), la media atiende al tamaño medio (energía media), indicativo de las fluctuaciones en las condiciones de energía hidrodinámica del ambiente deposicional y el calibrado, como una expresión de la desviación estándar (dispersión de los tamaños respecto a la media), es una medida del grado de selección del agente deposicional, siendo mejores los ejercidos por oleajes y vientos. La asimetría informa de la dispersión hacia un extremo de la distribución respecto a la media, teniendo en cuenta, por tanto, las “colas” de la curva de frecuencia (siendo positiva cuando hay un exceso de finos y negativa cuando predominan los gruesos). La curtosis o angulosidad mide la agudeza de la curva de la frecuencia granulométrica, como expresión del grado de concentración de los granos, resultando curvas variables de achatadas a picudas.

Se determinó la mineralogía en la totalidad de las muestras de una forma simplificada, es decir, analizando el contenido en carbonato biogénico y los insolubles o siliciclásticos, reduciéndolas a polvo cuando eran gruesas. Para la mayoría de las muestras se aplicó el método volumétrico del calcímetro de Bernard, pero en las tomadas recientemente, el cálculo se llevó a cabo por diferencia de pesada, atacando el sedimento con ácido clorhídrico diluido al 30%. En algunas muestras seleccionadas de playa, se determinó el contenido de carbonato en las fracciones obtenidas de la columna de tamices, para establecer la variación de la relación carbonato/sílice en los diferentes tamaños de grano.

Los datos de los parámetros granulométricos y los porcentajes de bioclastos carbonatados se agruparon teniendo en cuenta el promedio de cada playa y campo dunar, para facilitar las correlaciones entre ellos, siguiendo la metodología propuesta por Martínez Cedrún *et al.* (2014) en la costa de Cantabria.

## Resultados y discusión

En los sedimentos estudiados en las costas de Asturias, los componentes siliciclásticos y los bioclastos carbonatados de las fracciones arenosas están totalmente homogeneizados, y sus proporciones varían de unas playas a otras, a lo largo de la costa, y desde la playa hasta el campo de dunas eólicas. En algunas playas, los restos biogénicos se concentran en las marcas de vaivén (*swash marks*) como

fracciones gruesas superiores al tamaño arena ( $> 2 \text{ mm}$ ), motivo por el cual se han desechado para este análisis. No obstante, su identificación taxonómica permite asignarlos a las posibles áreas fuente, como en los casos de las playas de Aguilera (nº 24), Carniciega (nº 25) y Tenrero (nº 26), estudiadas por Flor *et al.* (1982).

Los datos promediados de los parámetros estadísticos y del contenido carbonatado biogénico asignados a playas arenosas y campos dunares asociados (Tabla 2, Fig. 5) muestran mejor los cambios transversales de la playa a la duna adyacente y, longitudinalmente, los que afectan a las playas arenosas a lo largo de la costa, lo que permite un primer acercamiento a las tendencias generales y particulares del transporte sedimentario desde las principales áreas fuente.

Las aportaciones sólidas fluviales se manifiestan sobre las playas situadas en la desembocadura donde se registran tamaños medios mayores, como es el caso del río Navia, seguido del Nalón y Sella. Además, en el primero, las pizarras de la Formación Lueza (Paleozoico Inferior) proporcionan arenas grises a las playas y dunas desde Navia hasta Otur (Fig. 5).

### *Parámetros granulométricos y composición siliciclástica/carbonatada*

Los análisis granulométricos proporcionan informaciones relevantes sobre la procedencia del sedimento, la historia de su transporte y las condiciones de sedimentación (Blott y Pye, 2001). Las fluctuaciones más extremas se detectan en el primer centil (Tabla 2, Fig. 5A) y la curtosis (Fig. 5E). El primero porque representa el 1% de la fracción gruesa, asignable a la máxima energía cinética del sedimento durante el depósito; aunque su valor estadístico es limitado, ayuda a la interpretación del tamaño medio. El segundo es un indicador secundario del calibrado; así, las curvas planas o platicúrticas ( $K_G$  entre 0,67 y 0,90) representan arenas mal calibradas o a frecuencias bimodales y las curvas muy agudas o leptocúrticas ( $K_G$  entre 1,11 y 1,50) tienen un calibrado bueno en la franja central de la distribución (Switzer y Pile, 2015). El tamaño medio de grano varía de arenas medias a finas (Tabla 2, Fig. 5B), lo cual es determinante para que las playas pertenezcan, en su mayor parte, a la categoría de disipativas, en sentido amplio. Son más gruesas en las playas vinculadas a las bocanadas de los ríos Navia: playas de Arnelles y Navia (fracción de arena casi gruesa) y Nalón: playas de Quebrantos, Bayas, Salinas y Xagó (arena media). Si el carbonato cálcico es superior al 50% (Fig. 5F), las arenas son medias y gruesas (Mexota, Anguileiro, las tres playas de Podes-Verdicio, Merón y La Griega). La playa de España es una excepción, cuyas arenas gruesas proceden de un aporte local del acantilado, constituido por conglomerados y areniscas siliciclásticas del Jurásico. Las arenas más finas se concentran en las playas del NE del cabo de Peñas (Bañugues, El Gayo, La Ribera, Antromero y La Pregonera).

Los ríos mayores de Asturias, que suministran grandes volúmenes de sedimentos siliciclásticos y, en particular, fracciones de arena, son el Eo, Navia, el Nalón y el Se-

CAMPO DE DUNAS COSTERAS	PLAYA	1. Arnao		2. Peñarronda		3. Mexota		4. Sarelló		5. Anguileiro		6. Porcia		7. Arnelles		LEYENDA C   Mz σ <sub>1</sub>   Sk <sub>1</sub> K <sub>G</sub>   CaCO <sub>3</sub> n = número de muestras C centil 1% más grueso (φ) Mz tamaño medio de grano (φ) σ <sub>1</sub> calibrado (φ) CaCO <sub>3</sub> (%)
		0,16	2,04	0,48	1,90	0,22	1,32	0,50	1,62	0,23	1,31	1,01	1,67	-1,61	0,40	
		0,47	-0,05	0,47	-0,08	0,39	0,03	0,52	0,00	0,52	0,03	0,63	-0,03	0,74	-0,04	
		0,93	51,92	0,93	47,83	1,01	86,23	1,04	79,71	1,10	88,40	1,10	68,18	1,11	1,25	
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	PLAYA	1. Arnao		2. Peñarronda		3. Mexota		4. Sarelló		5. Anguileiro		6. Porcia		7. Arnelles		n = 38 n = 24 n = 6 n = 5 n = 26 n = 10 n = 8
		-0,39	1,51	0,98	2,21	0,38	1,24	0,54	1,65	0,59	1,71	-1,10	0,47			
		0,61	-0,07	0,44	-0,24	0,40	-0,03	0,51	0,01	0,49	0,05	0,56	-0,01			
		1,30	63,39	0,90	35,99	1,04	65,05	1,28	77,90	1,03	75,99	1,14	0,85			
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	PLAYA	8. Navia		9. Frejulfe		10. Barayo		11. Otur		12. Salinas/Luarca		13. Cueva		14. Cadavedo		n = 16 n = 40 n = 17 n = 20 n = 6 n = 11 n = 11
		-0,48	1,06	0,40	1,12	-0,05	1,11	0,82	1,77	0,15	1,78	0,66	2,35	0,45	2,08	
		0,47	-0,09	0,30	-0,03	0,54	0,13	0,35	0,04	0,35	-0,12	0,47	-0,43	0,68	-0,23	
		0,99	0,95	1,03	1,15	0,93	2,45	1,26	8,80	1,12	10,28	1,12	25,45	1,03	28,18	
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	PLAYA	8. Navia		9. Frejulfe		10. Barayo		11. Otur		12. Salinas/Luarca		13. Cueva		14. Cadavedo		n = 14 n = 11 n = 12 n = 16
		-0,37	1,01	0,52	1,21	-0,02	1,21	0,78	1,73	0,15	1,78	0,66	2,35	0,45	2,08	
		0,48	0,05	0,30	-0,01	0,59	0,14	0,35	0,04	0,35	-0,12	0,47	-0,43	0,68	-0,23	
		1,12	0,63	0,97	0,57	0,99	1,25	1,29	5,77	1,12	10,28	1,12	25,45	1,03	28,18	
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	PLAYA	17. Aguilar		18. Los Quebrantos		19. Bayas		20. Bahinas		21. Sta. Mª del Mar		22. Salinas		23. Xagó		n = 26 n = 40 n = 28 n = 5 n = 11 n = 71 n = 155
		0,79	2,11	0,61	1,64	0,76	1,60	-0,17	1,51	-0,03	1,86	0,90	1,87	0,85	2,12	
		0,39	-0,14	0,43	0,01	0,40	0,10	0,52	-0,14	0,50	-0,21	0,36	-0,02	0,49	-0,04	
		1,09	22,34	1,00	0,50	0,96	0,75	0,93	2,96	1,18	3,12	1,07	2,96	1,00	9,54	
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	PLAYA	18. Los Quebrantos		19. Bayas		22. Salinas		23. Xagó		25. Aguilera		24. Aguilera		25. Aguilera		n = 52 n = 45 n = 36 n = 119 n = 27
		1,04	2,17	1,10	1,88	1,43	2,25	1,53	2,33	0,38	1,44	0,29	1,57	-0,03	1,39	
		0,44	0,02	0,36	0,10	0,35	-0,16	0,38	-0,11	0,53	0,05	0,57	-0,01	0,35	-0,19	
		0,85	0,35	1,05	0,15	0,91	2,65	0,99	3,90	1,13	42,75	1,09	51,36	1,20	18,65	
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	PLAYA	26. Tenreiro		27. Bañugues		28. El Gayo		29. La Ribera		30. Antromero		31. La Pregona		32. Carranques		n = 41 n = 21 n = 31 n = 9 n = 27 n = 11 n = 32 n = 22 n = 50
		-0,17	1,04	0,15	2,68	0,96	2,54	1,08	2,68	0,85	2,88	0,35	2,62	0,15	1,65	
		0,49	-0,01	0,60	-0,10	0,55	0,03	0,90	-0,15	0,54	0,03	0,42	-0,26	0,60	0,08	
		1,11	52,39	1,26	27,26	1,28	26,03	1,58	16,27	1,13	18,19	1,60	31,95	1,06	56,16	
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	PLAYA	26. Tenreiro		35. Aboño		36. El Arbeyal		37. San Lorenzo		38. La Nora		39. España		40. Merón		n = 12 n = 21 n = 80 n = 87 n = 11 n = 16 n = 10 n = 8 n = 29 n = 52
		0,49	1,44	1,15	2,14	-0,45	2,71	-0,26	2,10	-0,39	0,92	0,40	1,41	0,22	1,07	
		0,46	0,04	0,59	-0,28	0,60	-0,17	0,55	-0,03	0,40	-0,02	0,33	-0,02	0,46	-0,06	
		1,10	49,45	1,55	—	1,00	62,12	1,15	18,17	1,10	53,19	1,29	72,70	0,96	85,52	
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	PLAYA	44. La Griega		45. La Isla		46. La Espasa		47. Vega		48. Sta. Marina		49. Púa		50. Cuevas del Mar		n = 26 n = 15 n = 20 n = 34 n = 52 n = 9 n = 16 n = 16 n = 19
		-0,17	1,14	0,31	1,82	0,36	1,76	1,03	1,91	0,46	2,01	1,24	1,77	1,05	2,23	
		0,46	-0,01	0,47	-0,12	0,41	-0,06	0,36	0,11	0,40	0,00	0,37	-0,08	0,37	0,00	
		1,18	62,08	1,27	40,86	1,18	46,61	1,08	51,11	1,16	18,16	0,88	13,18	0,82	22,27	
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	PLAYA	44. La Griega		45. La Isla		46. La Espasa		47. Vega		48. Sta. Marina		51. Gulpuyuri		52. Bedón		n = 3 n = 5 n = 4 n = 13 n = 14
		0,88	1,91	1,12	1,99	0,35	1,78	1,12	2,19	1,11	2,40	0,07	1,68	0,17	2,10	
		0,41	-0,02	0,32	0,00	0,35	-0,09	0,37	-0,10	0,40	-0,21	0,51	0,07	0,53	-0,08	
		1,04	28,40	1,04	37,28	1,36	50,60	0,84	41,27	0,88	12,18	1,21	19,71	1,58	11,82	
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	PLAYA	53. Toranza		54. Barro		55. Palombina		56. El Sablón		57. Toró		58. Buelna		59. Cobijero		n = 9 n = 9 n = 6 n = 6 n = 9 n = 5 n = 9 n = 8 n = 11
		1,29	2,14	1,27	2,07	1,59	2,33	1,12	2,16	1,01	2,13	0,72	1,56	1,09	2,11	
		0,31	0,12	0,26	0,07	0,30	0,16	0,46	-0,12	0,37	-0,15	0,51	0,01	0,47	-0,20	
		0,98	12,21	0,99	10,91	0,94	15,45	0,78	24,13	1,03	24,90	1,07	24,64	0,82	18,74	
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	PLAYA	61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		n = 9 n = 9 n = 6 n = 6 n = 9 n = 5 n = 9 n = 8 n = 11
		1,29	2,14	1,27	2,07	1,59	2,33	1,12	2,16	1,01	2,13	0,72	1,56	1,09	2,11	
		0,31	0,12	0,26	0,07	0,30	0,16	0,46	-0,12	0,37	-0,15	0,51	0,01	0,47	-0,20	
		0,98	12,21	0,99	10,91	0,94	15,45	0,78	24,13	1,03	24,90	1,07	24,64	0,82	18,74	
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	PLAYA	61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		n = 9 n = 9 n = 6 n = 6 n = 9 n = 5 n = 9 n = 8 n = 11
		1,29	2,14	1,27	2,07	1,59	2,33	1,12	2,16	1,01	2,13	0,72	1,56	1,09	2,11	
		0,31	0,12	0,26	0,07	0,30	0,16	0,46	-0,12	0,37	-0,15	0,51	0,01	0,47	-0,20	
		0,98	12,21	0,99	10,91	0,94	15,45	0,78	24,13	1,03	24,90	1,07	24,64	0,82	18,74	
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	PLAYA	61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		n = 9 n = 9 n = 6 n = 6 n = 9 n = 5 n = 9 n = 8 n = 11
		1,29	2,14	1,27	2,07	1,59	2,33	1,12	2,16	1,01	2,13	0,72	1,56	1,09	2,11	
		0,31	0,12	0,26	0,07	0,30	0,16	0,46	-0,12	0,37	-0,15	0,51	0,01	0,47	-0,20	
		0,98	12,21	0,99	10,91	0,94	15,45	0,78	24,13	1,03	24,90	1,07	24,64	0,82	18,74	
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	PLAYA	61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		n = 9 n = 9 n = 6 n = 6 n = 9 n = 5 n = 9 n = 8 n = 11
		1,29	2,14	1,27	2,07	1,59	2,33	1,12	2,16	1,01	2,13	0,72	1,56	1,09	2,11	
		0,31	0,12	0,26	0,07	0,30	0,16	0,46	-0,12	0,37	-0,15	0,51	0,01	0,47	-0,20	
		0,98	12,21	0,99	10,91	0,94	15,45	0,78	24,13	1,03	24,90	1,07	24,64	0,82	18,74	
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	PLAYA	61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		n = 9 n = 9 n = 6 n = 6 n = 9 n = 5 n = 9 n = 8 n = 11
		1,29	2,14	1,27	2,07	1,59	2,33	1,12	2,16	1,01	2,13	0,72	1,56	1,09	2,11	
		0,31	0,12	0,26	0,07	0,30	0,16	0,46	-0,12	0,37	-0,15	0,51	0,01	0,47	-0,20	
		0,98	12,21	0,99	10,91	0,94	15,45	0,78	24,13	1,03	24,90	1,07	24,64	0,82	18,74	
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	PLAYA	61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		n = 9 n = 9 n = 6 n = 6 n = 9 n = 5 n = 9 n = 8 n = 11
		1,29	2,14	1,27	2,07	1,59	2,33	1,12	2,16	1,01	2,13	0,72	1,56	1,09	2,11	
		0,31	0,12	0,26	0,07	0,30	0,16	0,46	-0,12	0,37	-0,15	0,51	0,01	0,47	-0,20	
		0,98	12,21	0,99	10,91	0,94	15,45	0,78	24,13	1,03	24,90	1,07	24,64	0,82	18,74	
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	PLAYA	61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		n = 9 n = 9 n = 6 n = 6 n = 9 n = 5 n = 9 n = 8 n = 11
		1,29	2,14	1,27	2,07	1,59	2,33	1,12	2,16	1,01	2,13	0,72	1,56	1,09	2,11	
		0,31	0,12	0,26	0,07	0,30	0,16	0,46	-0,12	0,37	-0,15	0,51	0,01	0,47	-0,20	
		0,98	12,21	0,99	10,91	0,94	15,45	0,78	24,13	1,03	24,90	1,07	24,64	0,82	18,74	
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	PLAYA	61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		n = 9 n = 9 n = 6 n = 6 n = 9 n = 5 n = 9 n = 8 n = 11
		1,29	2,14	1,27	2,07	1,59	2,33	1,12	2,16	1,01	2,13	0,72	1,56	1,09	2,11	
		0,31	0,12	0,26	0,07	0,30	0,16	0,46	-0,12	0,37	-0,15	0,51	0,01	0,47	-0,20	
		0,98	12,21	0,99	10,91	0,94	15,45	0,78	24,13	1,03	24,90	1,07	24,64	0,82	18,74	
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	PLAYA	61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		n = 9 n = 9 n = 6 n = 6 n = 9 n = 5 n = 9 n = 8 n = 11
		1,29	2,14	1,27	2,07	1,59	2,33	1,12	2,16	1,01	2,13	0,72	1,56	1,09	2,11	
		0,31	0,12	0,26	0,07	0,30	0,16	0,46	-0,12	0,37	-0,15	0,51	0,01	0,47	-0,20	
		0,98	12,21	0,99	10,91	0,94	15,45	0,78	24,13	1,03	24,90	1,07	24,64	0,82	18,74	
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	PLAYA	61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		n = 9 n = 9 n = 6 n = 6 n = 9 n = 5 n = 9 n = 8 n = 11
		1,29	2,14	1,27	2,07	1,59	2,33	1,12	2,16	1,01	2,13	0,72	1,56	1,09	2,11	
		0,31	0,12	0,26	0,07	0,30	0,16	0,46	-0,12	0,37	-0,15	0,51	0,01	0,47	-0,20	
		0,98	12,21	0,99	10,91	0,94	15,45	0,78	24,13	1,03	24,90	1,07	24,64	0,82	18,74	
CAMPO DE DUNAS COSTERAS	PLAYA	61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		61. La Franca		n = 9 n = 9 n = 6 n = 6 n = 9 n = 5 n = 9 n = 8 

Tabla 2.- Valores promediados de los diferentes parámetros granulométricos (C: centil, Mz: media, σ<sub>1</sub>: calibrado, Sk<sub>1</sub>: asimetría, y K<sub>G</sub>: angulosidad o curtosis) y del contenido carbonatado biogénico (%) de las playas arenosas en su porción emergida y de los campos dunares de Asturias.

lla, y el río Deva que influye, principalmente, en la costa occidental de la vecina Cantabria (Martínez Cedrún *et al.*, 2014). En el caso del río Navia, la playa de Otur es la más alejada, donde se produce el agotamiento corriente abajo del flujo sedimentario litoral, de modo que, más hacia el E, la costa es exclusivamente rocosa. Así, los tamaños medios de grano disminuyen de O a E (Tabla 2, Fig. 5B), desde la playa de Arnelles (0,40  $\phi$  = 0,76 mm), Navia (1,06  $\phi$  = 0,48 mm), Frejuli (1,12  $\phi$  = 0,46 mm), Barayo (1,11  $\phi$  = 0,46 mm) y Otur (1,77  $\phi$  = 0,29 mm); también se detecta esta transición desde el río Nalón hasta el lado occidental del cabo de Peñas (Tabla 2, Fig. 5B). Estas áreas y la costa oriental desarrollan una compleja distribución sedimenta-

ria, de modo que la mayor parte de la arena siliciclástica es transportada por la deriva litoral hacia el E y, a medida que se aleja del área de origen, incorpora gradualmente más fracciones carbonatadas biogénicas (Tabla 2, Fig. 5F). Otros contribuyentes menores de arena son los ríos intermedios de Porcía, Esva y Bedón, pero otros ríos costeros (como Barayo) y arroyos (Pría) podrían desempeñar un papel local importante.

Las playas desde Carranques a Aboño (SE del cabo de Peñas y costado NO del cabo de Torres) muestran una distribución de arenas más finas, mejor calibradas, más leptocúrticas y los carbonatos biogénicos disminuyen hacia el SE (Tabla 2, Fig. 5F). Las playas del oriente asturiano evi-

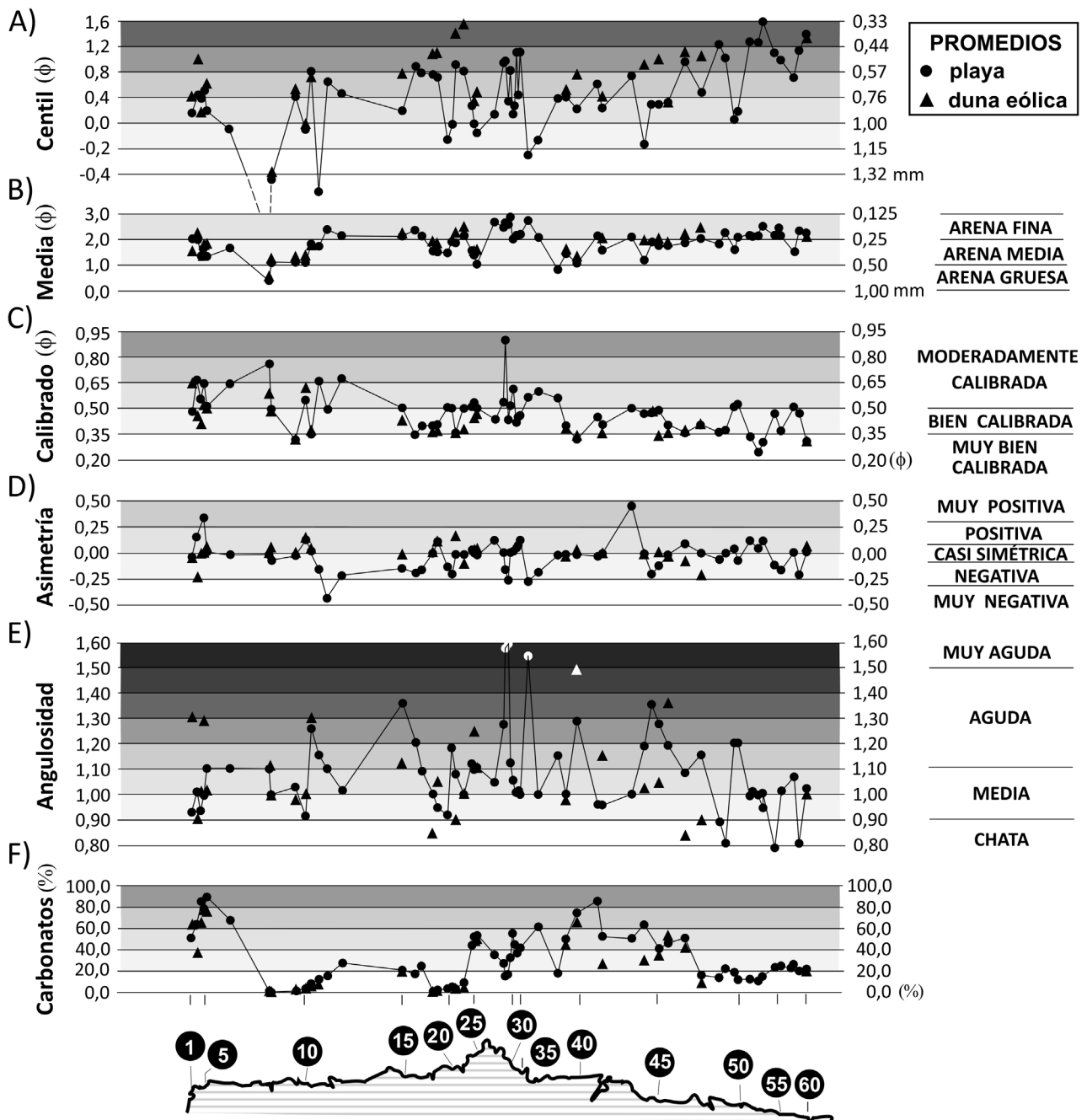


Fig. 5.- Distribución de los parámetros granulométricos promediados (A-E) y de los porcentajes de carbonato biogénico (F) de las playas arenosas y de los campos de dunas eólicas asociados (1-61), transversal y longitudinalmente a lo largo de la costa asturiana. El eje X representa la distribución de las playas y dunas de O a E, y las líneas sólidas se refieren a las playas.



dencian su dependencia del río Sella, manteniendo esencialmente los tamaños medios en la categoría de arena fina, próxima a arena media, en este tramo costero (Tabla 2, Fig. 5B). El calibrado empeora desde la playa de Arnao hasta la desembocadura del río Navia (playa de Arnelles) y, hacia el E, cambia irregularmente, siendo mejor en las playas de Frejulfe y Otur. En la playa de Cadavedo, las arenas están moderadamente calibradas, tendiendo a buen calibrado en las playas de Artedo y Aguilar. Las arenas con calibrados moderados se distribuyen hasta la punta del cabo de Peñas, empeorando en su lado nororiental, pero los valores mejoran desde la playa de San Lorenzo hacia el oriente, aunque con variaciones netas (Tabla 2, Fig. 5C). La asimetría media tiende a valores negativos y en la costa occidental son ligeramente positivos (Tabla 2, Fig. 5D).

Los máximos porcentajes de carbonatos aparecen en las playas de Mexota y Anguileiro (86,23 y 88,40%  $\text{CaCO}_3$ , respectivamente), son importantes en las playas de Merón (72,70%), Tazonés (85,52%), La Griega (71,20%) y Vega (51,12%) y superan el 50% en las de Aguilera/Carniciega y Tenrero (Podes-Verdicio), Carranques y San Lorenzo. Los porcentajes de carbonato en las dunas son casi siempre inferiores a los de las playas originales, ya que el viento selecciona mejor las fracciones más finas de la distribución granulométrica. Las diferencias son sutiles, con la excepción de la playa de Arnao cuyas arenas se depositaron en condiciones de alta energía como una duna colgada (Tabla 2, Fig. 5F), seleccionando las fracciones más groseras y, consecuentemente, con un mayor porcentaje de bioclastos.

En muchos casos, las altas concentraciones bioclásticas provendrían de la plataforma continental durante la recuperación eustática holocena, como encuentra Fernández-Valdés (1997) entre Avilés y Gijón, siendo por tanto heredados y, probablemente, generados en una costa de bajo nivel del mar. Durante estas etapas, con una franja costera menos recortada, los bioclastos estarían afectados por una deriva litoral más eficiente hacia el E, hasta que se alcanzó el nivel del mar actual. En esta etapa quedaron individualizados los sedimentos dentro de playas apoyadas donde las transferencias de material arenoso entre ellas son siempre escasas. También se deduce que estos altos porcentajes de carbonatos biogénicos heredados pudieron generarse anteriormente, a partir de otros procesos de afloramiento (*upwelling*), así como de una contribución importante de materia orgánica y nutrientes a la costa desde los estuarios con extensas llanuras mareales y marismas.

Los bajos porcentajes de carbonatos aparecen en las playas de Navia-Otur, incluyendo las de Salinas/Luarca (<10,28%) y Quebrantos-Xagó (<9,54%), debido al importante suministro fluvial siliciclástico (Tabla 2) por los grandes ríos Navia y Nalón, respectivamente. La playa de Vega contiene un 51,11% de carbonato, pero hacia el E (unos 5,5 km), el río Sella lo rebaja drásticamente, siendo en la playa de Santa Marina (barrera confinante del estuario) del 18,16%. El promedio de carbonatos en la costa oriental hasta la playa de La Franca es reducido, variando irregularmente entre 10,91% (playa de Barro) y un máximo de 24,90% en la playa de Toró (Fig. 5F), atribuible a controles locales.

Los parámetros granulométricos medios de los campos de dunas asociadas tienen tendencias generalizadas muy similares, de modo que el centil y la media son más finos (Fig. 5A y B, respectivamente) y el calibrado es mejor (Fig. 5C), excepto la asimetría (Fig. 5D) y la curtosis (Fig. 5E), que muestran una mayor disparidad.

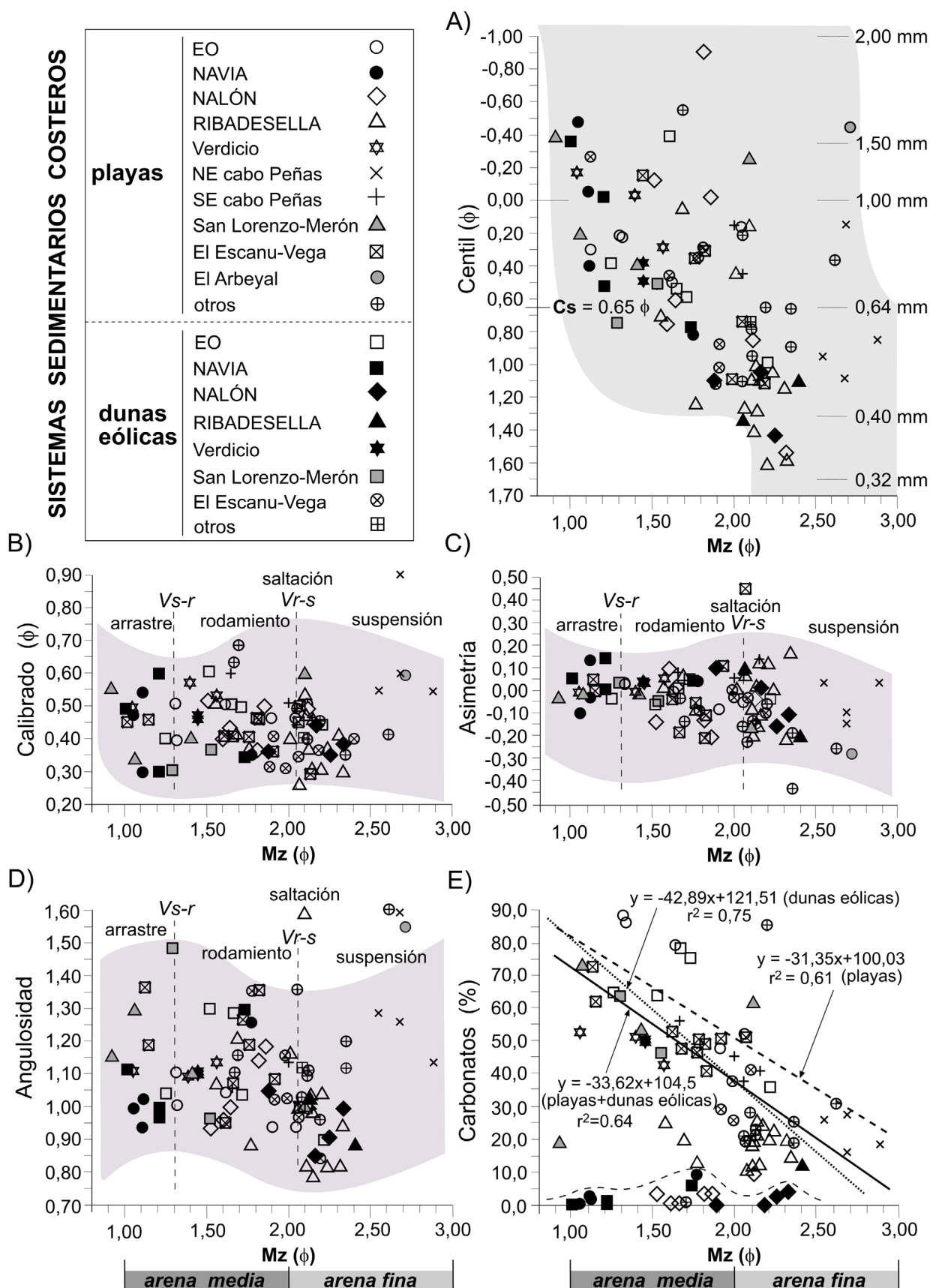
La composición mineralógica de las arenas de playas y dunas está relacionada con la litología, la tectónica, la meteorología, el transporte y los entornos de depósito (Johnson, 1993). En el caso de la litología, las áreas fuente pueden tener poca o ninguna similitud con la del litoral donde se encuentran los productos sedimentarios. Así pues, los carbonatos biogénicos son totalmente independientes del tipo de rocas siliciclásticas, calcáreas o mixtas, que afloran en la franja litoral. Así, en la costa oriental de Asturias prevalecen los sustratos de calizas carboníferas a lo largo de unos 45 km (Flor *et al.*, 1982) e incluso alargándose otros 10 km hacia el O de Cantabria, y 5 km más al E de calizas mesozoicas; las arenas carbonatadas son mínimas al depender de los aportes arenosos siliciclásticos de los ríos Sella y su transporte hacia el E y, en menor medida, con la adición siliciclástica local de los ríos Bedón y Cabra en Asturias y de los cordilleranos Deva y Nansa en Cantabria (Martínez Cedrún *et al.*, 2014).

#### *Análisis bivariantes*

Se han discriminado diferentes ambientes sedimentarios, aplicando gráficos bivariantes o diagramas texturales (Folk y Ward, 1957; Syvitsky, 1991), basados en el supuesto de que los parámetros estadísticos reflejan con precisión los mecanismos de transporte y depósito de las partículas (Van der Wal, 2000). El reconocimiento de los ambientes sedimentarios se ha centrado, principalmente, en distinguir sedimentos fluviales, de playa y de dunas eólicas (Mason y Folk, 1958; Martins, 2003).

Los parámetros estadísticos del tamaño medio de grano, calibrado, asimetría y curtosis reflejan las diferencias hidrodinámicas del transporte y la sedimentación (Sutherland y Lee, 1994). Los más utilizados desde Folk y Ward (1957) enfrentan el tamaño medio de grano a los demás parámetros de relación, especialmente el calibrado y la asimetría, que identifican nubes sinuosas de puntos con geometrías en V normales e invertidas (Darryl y Textoris, 1972). También se incluye el primer centil (Passega y Byramjee, 1969) y los carbonatos biogénicos (Flor y Flor-Blanco, 2009; Martínez Cedrún *et al.*, 2014) (Fig. 6).

En teoría, se producen varios modos de transporte relacionados con las poblaciones de tamaño de grano de los sedimentos arenosos en los fluidos aire y agua (TOUCT, 1999): 1) movimiento por rodamiento y deslizamiento o ambos, 2) saltación y 3) movimiento en suspensión (van Rijn, 1984); en las dunas, las arenas se mueven principalmente por saltación y reptación (Anderson *et al.*, 1991). Las proporciones relativas de estas modalidades de transporte permiten reconocer las características de las curvas pertenecientes a entornos sedimentarios específicos (Hudson *et al.*, 1981).

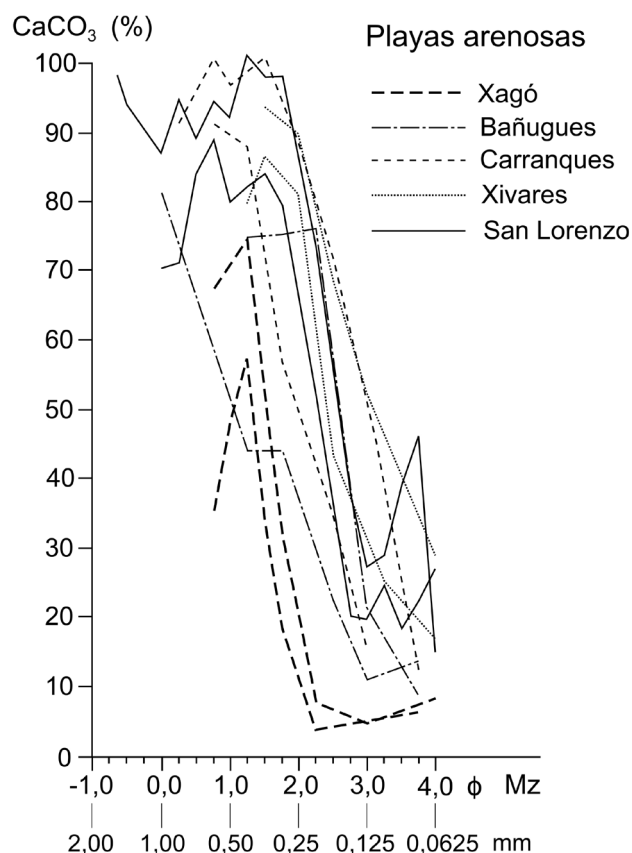


**Fig. 6.-** Gráficos bivalentes del tamaño medio de grano ( $Mz$ ) enfrentado al centil (A), calibrado (B), asimetría (C), curtosis (D) y al porcentaje carbonatado biogénico (E). Se deducen los cuatro mecanismos de transporte mencionados en el texto en los casos de B, C y D, y la correlación lineal de  $Mz$  frente a los porcentajes de carbonato, así como el índice de correlación ( $r^2$ ), incluyendo playas, dunas eólicas y playas+dunas eólicas.  $Cs$  representa el tamaño de las partículas más gruesas transportadas por suspensión gradada;  $Vs-r$  y  $Vr-s$  indican la velocidad crítica entre los modos de transporte en arrastre-rodamiento y rodamiento-suspensión, respectivamente.

En este estudio, se han diferenciado subpoblaciones log-normales que representan un transporte específico (tracción, suspensión intermitente y suspensión) en condiciones de energía media (sin tener en cuenta las posibles anomalías debidas a temporales), y las concentraciones relativas de cada uno sugieren su pertenencia a ambientes deposicionales concretos (McLaren y Bowles, 1985). Han sido relacionados también con diferentes tipos de depósito o facies (Mycielska-Dowgiallo y Ludwikowska-Kędzia, 2011), obviamente como resultado de los mecanismos de transporte, como se infiere en este trabajo (ver Fig. 6) y en otros anteriores (Flor, 1981; Flor, 2004; Martínez Cedrún *et al.*, 2014).

En la relación Mz-C (Fig. 6A), la mediana utilizada por Passega y Byramjee (1969) es sustituida por el parámetro Mz, por ser más representativo estadísticamente, aunque ambos están muy próximos y se relacionan estrechamente con los mecanismos de transporte y sedimentación. El Cs, que representa el tamaño de las partículas más gruesas transportadas por suspensión gradada, es de 0,65  $\phi$  (0,64 mm), similar al deducido en Cantabria (Martínez Cedrún *et al.*, 2014), mientras que los intervalos entre 1,00 y 0,64 mm lo hacen por suspensión gradada y algo de rodamiento. Los tamaños medios más finos de 0,64 mm se transportarían por suspensión intermitente o suspensión gradada.

Las muestras de playas y dunas eólicas se consideran



**Fig. 7.-** Porcentajes de carbonato biogénico en la franja intermareal de algunas playas arenosas seleccionadas a ambos lados del cabo de Peñas. Los tamaños disminuyen desde gruesos a finos, en correspondencia con el porcentaje carbonatado (menor hacia los más finos).

conjuntamente, por lo que los contrastes de las tendencias en las playas y dunas eólicas asturianas son similares en los casos de los tamaños medios enfrentados al calibrado y la asimetría, mientras que con la curtosis es inversa (Fig. 6).

Los resultados de los análisis bivalentes del tamaño medio frente al calibrado, la asimetría y la curtosis ofrecen un enfoque más preciso. Así, los modos de transporte de las fracciones gruesas a las más finas son: 1) deslizamiento o arrastre sobre el fondo de las arenas medias, relativamente más gruesas, con un tamaño medio inferior a 1,30  $\phi$  (0,41 mm), que representa el tamaño medio de la velocidad crítica entre los modos de transporte por arrastre y rodamiento (Vs-r); 2) rodamiento en el intervalo de arenas medias-finas, que es el modo de transporte más común, hasta el límite medio de 2,05  $\phi$  (0,24 mm) (Vr-s, velocidad crítica de rodamiento a saltación); 3) saltación o suspensión intermitente (Middleton, 1976); es un transporte mal definido que afecta a la fracción superior de arenas medias y a las finas, debido a la gran irregularidad y a la estrechez de la banda de puntos; es considerado el mecanismo más importante en los ambientes eólicos por Bagnold (1941); y 4) suspensión uniforme para las partículas más finas de la distribución con tamaños medios de grano inferiores a 2,05  $\phi$  (Fig. 6B-D).

Al contrastar el tamaño medio de grano con los porcentajes carbonatados medios (Fig. 6E) se deducen dos tendencias distintas. En la mayoría de los casos, al aumentar el tamaño de grano se incrementa el porcentaje de carbonato (Pilkey *et al.*, 1967), muy evidente en las fracciones de algunas playas estudiadas (Fig. 7); la recta de regresión lineal se ajusta mejor y el índice de regresión es bueno (Fig. 6E) tanto en playas ( $r^2=0,61$ ) como en dunas ( $r^2=0,75$ ). Otra tendencia lineal, pero inversa, aparece en tramos costeros donde las arenas exclusivamente siliciclásticas (estuarios de los ríos Navia y Nalón), aumentan gradualmente los carbonatos desde la desembocadura a lo largo de las playas hacia el E a medida que se incorporan fragmentos biogénicos desde la costa rocosa (Fig. 5F).

Los segmentos sinuosos de los diagramas bivalentes representados (Fig. 6, indicados en gris) contienen diferentes poblaciones granulométricas que han sido suministradas directamente por los sistemas fluviales y como elementos heredados de carácter bioclástico durante la transgresión holocena. En las distribuciones de poblaciones granulométricas gruesas, los valores irregulares de carbonato (playas de Carranques y San Lorenzo) corresponden a fragmentos biogénicos que no se homogeneizaron ni regularizaron con los componentes silíceos, más finos. Concretamente, en la playa de San Lorenzo, además, son mayores los porcentajes carbonatados en fracciones finas (Fig. 7).

#### Distribución costera

Los sedimentos costeros se removilizaron hacia el mar durante la última regresión pleistocena, y se produjo el vaciado de los estuarios. La inundación subsiguiente de la plataforma continental durante la transgresión holocena (Holoceno: MIS 1), se articuló en sucesivas líneas de costa, migrando hacia tierra, para construir nuevos prismas cos-



teros arenosos más amplios en los ambientes estuarinos. El nivel del mar subió hasta unos 3 m de altura con respecto a las mareas vivas medias y otra transgresión marina tuvo lugar durante los primeros años de la era cristiana (Cendrero *et al.*, 2005).

Los rellenos sedimentarios, que constituyen los ambientes costeros activos, se han estabilizado relativamente, pero desde 1943 a 2004 la tasa de subida del nivel del mar en el Cantábrico es de  $2,08 \pm 0,33$  mm/año (Chust *et al.*, 2009) y  $2,67 \pm 3,24$  mm/año desde 1993 a 2004, referidas al mareógrafo de Santander (Chust *et al.*, 2010). Por su parte, García *et al.* (2012) estiman una media de 2,38 mm/año los 67 años consecutivos desde 1943 a 2010. Un ascenso que está desencadenando y lo hará, en un futuro, el retroceso de playas y campos dunares en esta costa (Flor-Blanco *et al.*, 2016).

Algunas intervenciones antrópicas han modificado intensamente algunas playas y dunas, como alargamientos de diques en las desembocaduras estuarinas (Flor-Blanco y Flor, 2009; Flor-Blanco *et al.*, 2015b), recuperación de marismas, dragado de puertos (Flor-Blanco *et al.*, 2013) y descargas en el submareal somero de playa (Flor-Blanco *et al.*, 2013), la destrucción y la alimentación y la creación de nuevas playas (Flor y Flor-Blanco, 2005).

Las playas apoyadas no suelen tener conexiones laterales, porque los promontorios regulan el almacenamiento y la transferencia de arena a lo largo de la costa. Incluso, siendo un tipo de playa representativa de costas rocosas, los estudios sobre hidrodinámica y los procesos de transporte sedimentario son limitados (Dehouck *et al.*, 2009).

Alrededor del 90% de los sedimentos costeros proceden de sistemas fluviales (Woodroffe, 2002) y, en Asturias, algunos forman parte de pequeños estuarios (p.ej., Sarello, Anguileiro, Sta. M<sup>a</sup> del Mar, Bañugues) o se colmatan e inactivan (p.ej., Artedo, La Ñora, Espasa, Vega), o transfieren cargas sedimentarias a la franja costera (Anthony, 2015). El río Nalón introduce arenas carbonosas procedentes de la Cuenca Carbonífera Central (Flor *et al.*, 1990; García-Ordiales *et al.*, 2020), transportándolas como arenas finas hasta el costado oriental del Cabo de Peñas (Figs. 1B, 2), un tramo costero de sombra, que permite su estabilización entre las playas de Bañugues y Antromero.

En la costa asturiana, los afloramientos locales producidos por el choque de la corriente costera contra los acantilados (playas de Podes-Verdicio, Carranques y San Lorenzo) o los nutrientes y la materia orgánica extruidos de estuarios, se manifiestan en altos porcentajes de carbonatos en las arenas playeras, más aún en las franjas emergidas (p.ej., playas de Mexota, Sarello, Anguileiro, Merón, La Griega). Además, los sedimentos heredados, caracterizados por altos contenidos carbonatados, forman parte del relleno sedimentario de algunos de los grandes estuarios (p.ej., Eo y Villaviciosa), y de los sistemas de dunas de playa/eólicas relacionados. Este motivo ha sido evidenciado por la presencia de arenas carbonatadas bioclásticas en la plataforma continental del centro de Asturias (Fernández-Valdés *et al.*, 1994; Fernández-Valdés, 1997).

Los campos dunares asturianos se han construido a partir de las playas arenosas cuyas dimensiones tienden

a reducirse al E, corriente abajo de la deriva litoral (Flor *et al.*, 2011), excepto cuando el tramo costero se interrumpe por un aporte fluvial, incrementándose entonces la superficie (dunas de Barayo). Además, si un cabo o punta se interpone ante el transporte de arena, se genera un amplio campo dunar, como los de Aboño (por el cabo Torres) y Vega (por la punta de los Carreros). En las playas del oriente de Asturias, dependientes de los aportes del río Sella, sólo se ha formado un campo de dunas eólicas en su barrera estuarina (playa de Santa Marina). Por otro lado, el parche de dunas embrionarias de La Franca tiene un origen antrópico al construirse un rompeolas en la desembocadura del río Cabra, que provocó una progradación de la playa y la formación inducida de las dunas.

### *Discriminación de playas/dunas eólicas*

Cada uno de los parámetros granulométricos aporta una información individualizada, siendo utilizados para discriminar playas y dunas (Pye y Tsoar, 1990; Van der Wal, 2000) y también ríos (Martins, 2003). En este estudio se ofrecen los resultados que apoyan la discriminación a partir del tamaño medio de grano, el calibrado y la asimetría (Martins, 2003), además del contenido de carbonato biogénico (Giles y Pilkey, 1965; Flor, 1981), cuyas connotaciones más importantes deberían restringirse a las áreas de desembocadura. Sin embargo, otros autores no consideran los parámetros granulométricos como herramientas fiables (Shepard y Young, 1961; Solohub y Klován, 1970).

El tamaño medio de grano es afectado por factores como la distancia a la costa y el material del área fuente, el sistema fluvial, la morfología, los mecanismos de transporte y los procesos selectivos y destructivos, y las propiedades hidrodinámicas del sedimento (Hill *et al.*, 2008; Ferre *et al.*, 2010). La presencia de arenas gruesas sugiere que el área fuente sedimentaria está próxima y el transporte es reducido (Albino y Suguio, 2011).

Globalmente, las playas tienen mayor tamaño medio de grano, un calibrado peor y una asimetría negativa (Giles y Pilkey, 1965; Matias *et al.*, 2005), aunque para Tucker (1988), las arenas playeras están bien clasificadas y tienen una asimetría negativa. Las asimetrías negativas aumentan cuando el tamaño medio disminuye paulatinamente hacia los campos dunares (Pye, 1982), mientras que para Martins (1965), si son negativas, se debería a la incorporación de material grueso, como fragmentos conchíferos. Si las arenas playeras son gruesas y mal clasificadas, las dunas eólicas asociadas son más finas y mejor clasificadas (Arens *et al.*, 2002), como consecuencia del papel selectivo del viento que marca contrastes mayores. En este estudio se han deducido aspectos como el hecho de que los tamaños de grano de las playas son mayores que los del campo dunar asociado, los calibrados son mejores en éstas y los porcentajes de carbonato biogénico menores en las dunas (Shepard y Young, 1961; Flor, 1981; Flor y Flor-Blanco, 2009).

### Transferencias longitudinales

Las tendencias del transporte sedimentario en sentido longitudinal se obtienen de los parámetros granulométricos con resultados satisfactorios (Pedreros *et al.*, 1996), destacando las variaciones espaciales del tamaño medio, el calibrado y la asimetría, aunque otros autores han aplicado modelos empíricos (Sunamura y Horikawa, 1974; McLaren y Bowles, 1985; Poizot *et al.*, 2008). Se estudiaron en playas de costas bajas, donde el tamaño de grano disminuye en la dirección del transporte longitudinal o deriva costera (Sunamura y Horikawa, 1974), así como hacia los campos de dunas, tierra adentro (Arens *et al.*, 2002).

En el litoral asturiano, la tendencia general de las playas arenosas, agrupadas en conjuntos con afinidades comunes, se caracteriza por una disminución del tamaño medio hacia el E, debido a la deriva costera desde las áreas suministradoras, destacando los sistemas fluviales como contribuyentes netos de arenas siliciclásticas (Fig. 5), desde los cuales se produce el trasporte arenoso para alimentar playas y dunas.

Desde un afloramiento (*upwelling*) costero local, los contenidos carbonatados disminuyen en la misma dirección del transporte, pero los máximos contenidos en carbonatos se concentran en la misma playa estuarina o algo más al E. Así, por ejemplo, la influencia de los nutrientes generados en el estuario del Eo, rellenado con arenas mix-

tas, se manifiesta con máximos carbonatos, no en la desembocadura, sino en la playa de Anguileiro, situada a 7 km al E (Tabla 2, Fig. 5F).

### Sectorización litoral

La costa asturiana puede sectorizarse en células según las características morfológicas y rellenos sedimentarios de playas, con o sin dunas asociadas, que se consideran como elementos fisiográficos cuando el transporte longitudinal es unidireccional a largo plazo (Barsanti *et al.*, 2011). En esta costa rocosa, las playas se consideran cerradas o colgadas, es decir, sin conexiones laterales o frontales. Sin embargo, pueden experimentar una cierta transferencia sedimentaria alrededor de promontorios o estructuras artificiales (Short y Masselink, 1999). En general, se trata de playas disipativas en sentido amplio, dominadas por arenas finas a medias, aunque no se ha realizado una caracterización exhaustiva para este estudio.

Un sector ideal incluye i) una fuente sedimentaria, siendo un río el suministrador más importante, ii) un tramo continuo bien definido, afectado por el transporte longitudinal de sedimentos por una corriente constante inducida por oleajes oblicuos (Rosati *et al.*, 2015), y iii) otra zona, corriente abajo, donde se produce o se pierde la sedimentación (Davidson-Arnot, 2010). El paulatino agotamiento del volumen arenoso determina su sustitución por acantilados



**Fig. 8.-** Modelo conceptual en el que las transferencias de arena se constatan desde la desembocadura fluvial hacia el E, a lo largo de la costa asturiana. Se deducen los diferentes suministros de arena por parte de cada sistema fluvial hasta la colmatación de los estuarios en el Holoceno. Los aportes de nutrientes de los estuarios son máximos (N) en los grandes sistemas o reducidos (n) en los estuarios pequeños; también se indican aquéllos producidos por *upwelling* costero (N).

y playas de gravas y cantos. Si el nivel del mar continúa elevándose, los sistemas dunares retrocederán y los estuarios experimentarán invasiones arenosas hacia el interior (Flor y Flor-Blanco, 2013; Aranda *et al.*, 2020).

Esta costa rocosa muestra ciertas analogías geomorfológicas con otras tectónicamente activas, aunque muy diferentes, como las californianas (Storlazzi y Field, 2000), sobre la que se puede aplicar el concepto de células costeras (van Rijn, 2010).

En Asturias, cada tramo costero se caracteriza por 1) un área fuente fluvial de arena siliciclástica, donde se abre un estuario; 2) playas entre promontorios, con arenas siliciclásticas y/o mixtas biogénicas; 3) dunas asociadas, cuando las playas son excedentarias. Se diferencian 13 segmentos costeros de O a E (Fig. 8):

*Sector EO-Anguileiro.* Incluye las playas de Arnao, Peñarronda, Mexota, Sarello y Anguileiro, la mayoría con altos porcentajes de  $\text{CaCO}_3$  biogénico, producto de la mayor presencia de nutrientes y materia orgánica aportados por el estuario del Eo. El máximo porcentaje aparece en la playa de Anguileiro, pero disminuye hacia el E en las playas del río Porcia (Tabla 1), debido a un mayor aporte de arenas siliciclásticas. La contribución de nutrientes desde las rías orientales (Viveiro) y estuarios de los ríos Covo, Ouro, Foz, de la provincia de Lugo (Galicia) debe sumarse a los aportados por el estuario del Eo (Fig. 1). Se desarrollan algunos campos reducidos de dunas eólicas, disminuyendo su extensión gradualmente hacia el E (Tabla 2). El último campo dunar de la playa de Anguileiro desapareció en 2014 (Flor-Blanco *et al.*, 2015b), probablemente relacionado con un efecto local ante la subida del nivel del mar.

*El tramo costero oriental hasta la playa de Arnelles* (Tabla 2, Figs. 5 y 8) es acantilado y desarrollado sobre cuarcitas paleozoicas, que se alternan con pizarras, siguiendo una dirección NE-SO, dentro del cual se generan numerosas playas de gravas cuarcíticas.

*Sector NAVIA-Otur.* La playa de Arnelles (O del río Navia) forma parte del prisma arenoso sumergido del estuario del Navia. Esta amplia zona incluye las playas de Arnelles, Navia, Frejulf, Barayo y Otur, de arenas de cuarzo y esquistos grises, lo que mineralógicamente constituye una singularidad en toda la costa cantábrica. El tamaño medio arenoso disminuye desde la playa de Arnelles hacia el E, incrementándose los carbonatos en ese mismo sentido. En la desembocadura del río Navia, la construcción de dos diques laterales en el canal principal indujo la progradación de la playa barrera/dunas y la formación de un amplio campo de dunas bajo condiciones progradantes (Flor-Blanco *et al.*, 2015b). Al E, se han formado campos de dunas relativamente extensas: Frejulf y Barayo, disminuyendo sustancialmente en Otur, que es el sistema de playas y dunas más reducido y alejado.

*El tramo costero desde la playa de Otur a la de Cueva* corresponde a un acantilado interrumpido por el río Negro, que suministró arenas grises y gravas para generar las pla-

yas situadas justo al oeste: Primera o Marchica, Segunda y Salinas de Luearca (Figs. 1 y 5).

*Sector Esva-Cadavedo.* La playa de Cueva pertenece a la barrera confinante del estuario del Esva (Tabla 1, Figs. 5 y 8). Su influencia se extiende hasta Cadavedo y a otras playas mixtas como Tablizo y Ballota, situadas al E. Desde la playa de Cueva hasta Cadavedo, los acantilados son escarpados, permitiendo la existencia de un gran número de playas de cantos y gravas y bloques, debido a la carga relativamente reducida de arena que se transporta desde el río Esva.

*Sector Esqueiro-Uncín.* Incluye las playas de Luiña y Artedo, antiguos estuarios (Tabla 1), cuya influencia se siente hasta el E de la playa de Aguilar y las orientales de Xilo y Las Llanas (Fig. 1). En Luiña, se destruyó parcialmente un campo dunar (Tabla 2) a finales del siglo XX, generado por un aporte local de la cuenca del río Esqueiro (Tabla 1).

*Sector NALÓN-Xagó.* Incluye las playas de Los Quebrantos (barrera estuarina del Nalón), Bayas, Bahinas, Santa María del Mar, Salinas y Xagó (Tabla 2, Figs. 5 y 8), siendo algunas de ellas las mayores de Asturias. Sobre tramos acantilados, se instalan playas mixtas de grava y arena, como las de Bahinas (Fig. 4) y de Munielles, situada al NO, que están separadas por un promontorio. Este tramo contiene los campos dunares más extensos de Asturias: Los Quebrantos, Bayas, Salinas y Xagó (Tabla 2), así como los amplios estuarios del Nalón y Avilés, este último totalmente relleno por sedimentos procedentes del río Nalón (Flor-Blanco *et al.*, 2015b). Desde la perspectiva sedimentaria, los transportes arenosos desde el río Nalón llegan hasta las playas del lado nororiental del cabo de Peñas, como se infiere de la presencia de carbón arenoso desde la playa de Bañugues hasta la de Antromero e, incluso, La Pregona, que por su menor densidad podrían superar la punta del cabo en su transporte hacia el SE. La construcción de diques a ambos costados del canal principal desencadenó la progradación del estuario hacia el mar, con la formación del campo dunar externo de la playa de Los Quebrantos (Flor-Blanco y Flor, 2019). Los dragados intensivos en el estuario de Avilés para el desarrollo portuario han causado una erosión irreversible de gran entidad en la barrera playa/dunas de Salinas (Flor-Blanco y Flor, 2019).

*Tramo de las playas de Podes-Verdicio.* La colisión de la corriente costera contra el O del cabo de Peñas y el aporte de nutrientes del estuario de Avilés, indujeron altos porcentajes carbonatados y un mayor tamaño medio de grano en este tramo costero. Las playas de Aguilera o Carniciega y Tenrero (Fig. 5), incluida la playa de Aguilera, que comparten el mismo prisma arenoso sumergido, aumentan el volumen arenoso y las superficies emergidas de O a E (Tabla 2), desarrollando campos de dunas eólicas. El cambio de orientación de las tres playas respecto a los oleajes dominantes del NO determina que los tamaños medios de grano y los porcentajes carbonatados aumenten de O a E (Flor, 1978).



*Sector NE del cabo de Peñas.* Está resguardado por el cabo a los componentes de ola del NO. Incluye las playas de Bañugues, El Gayo y La Ribera (Luanco) y Antromero. Los prismas arenosos son delgados y las arenas varían de finas a muy finas con bajos porcentajes de carbonato biogénico, disminuyendo de NO a SE (Tabla 2, Fig. 5).

*Tramo SE del cabo de Peñas.* Incluye las playas de Carranques, Tranquero, Xivares y la destruida de Aboño. La corriente costera se acerca a tierra por oleajes del NE hacia la primera de las citadas playas, provocando el choque y la formación de un afloramiento oceanográfico en el que aumentan el tamaño medio de grano y los porcentajes carbonatados, con máximos en la playa de Carranques (Tabla 2, Figs. 1 y 5). Hacia el SE, disminuye el tamaño medio de grano desde la playa de el Tranquero y Xivares a Aboño, por la deriva costera. La interposición del cuarcítico cabo de Torres (Fig. 8) favoreció una mayor sedimentación de la playa de Aboño y la formación de su amplio campo de dunas, que fue destruido en la década de los 70 (Tabla 2), y también el desarrollo de manchas testimoniales de dunas eólicas remontantes en Xivares. La zona de sombra al E del cabo de Torres permitió el desarrollo de playas de arena fina, representadas por El Arbeyal y la antigua de Pando (Gijón), donde se construyeron los puertos de Fomento a finales del siglo XIX y El Musel a principios del XX.

*Sector San Lorenzo-Merón.* Las playas tienen arenas medias y altos porcentajes carbonatados. La de San Lorenzo es el resultado de un afloramiento (*upwelling*) local que acerca la corriente costera a Gijón con oleajes del NO y construyó un amplio campo dunar eólico, hoy conocido como barrio de La Arena (Tabla 2). Las playas orientales debieron constituir barreras confinantes de antiguos estuarios muy reducidos (La Nóna y España) con marismas.

*Sector Villaviciosa-Vega.* Comprende la playa de Tazones situada al NO de la playa de Rodiles (barrera estuarina de Villaviciosa), como la playa citada de Arnelles respecto a la de Navia. El estuario de Villaviciosa contiene amplias llanuras mareales y marismas, generadoras de nutrientes y, además, en los últimos años se están recuperando amplios espacios mareales desnaturalizados. Otros pequeños estuarios, vinculados a ríos costeros (Tabla 1), también aportaron nutrientes (río Libardón/playa de La Griega y Espasa), contribuyendo a los altos porcentajes bioclásticos de estas playas arenosas. Los diques del estuario de Villaviciosa sobre el canal principal promovieron la progradación del sistema de playas y dunas, generando un nuevo y amplio campo de dunas en Rodiles (Flor-Blanco y Flor, 2009), como el caso de Navia (Tabla 2), ambos adosados a la playa activa. La deriva costera contribuyó a la formación de las playas orientales de La Griega, La Isla y Espasa y la de Vega, ésta con un amplio campo dunar, donde la extensa Punta de los Carreros (Fig. 8) retiene la arena de la deriva. Esto permitiría la acumulación de un volumen arenoso excedentario, que favoreció la formación del mayor complejo eólico de este tramo, equiparable a la antigua playa/dunas de Aboño, formadas por el efecto del cabo Torres.

*Sector SELLA-La Franca.* El río Sella suministró grandes aportes siliciclásticos y, en menor cantidad, el río Bedón y, probablemente, un mínimo por el río Cabra (Tabla 1, Fig. 8). Estas arenas transportadas hacia el E, rellenaron un gran número de ensenadas, formando playas de granulometría fina (Tabla 2). El tipo de costa calcárea ha permitido que las playas sean reducidas, algunas cerradas (Gulpiyuri y Cobijero), por disolución kárstica y la apertura de valles muy estrechos por arroyos costeros, donde se formaron playas de planta muy alargada (Pría). Los acantilados subverticales en calizas homogéneas impiden el desarrollo de otros depósitos, donde las playas de cantos y gravas, muy escasas, se localizan en Bedón, La Huelga (O de Gulpiyuri), Cobijero y El Castillo (O de la playa de Buelna).

Los estuarios del Eo y de Villaviciosa son considerados como sumideros netos de arenas mixtas, mientras que el de Avilés, con el mismo comportamiento, se rellena de arenas exclusivamente siliciclásticas (Fig. 8). Este último estuario de Avilés y su amplia barrera progradada contiene uno de los mayores rellenos sedimentarios, destacando el extenso campo dunar (Flor *et al.*, 2019), a pesar de su reducida cuenca fluvial (López Peláez, 2017).

Hasta que se alcanzó el máximo nivel del mar holoceno, tuvieron lugar transferencias de sedimentos desde la plataforma a los estuarios (Carter, 1988) para su relleno, junto con las descargas de arenas siliciclásticas de cada sistema fluvial en episodios regresivos. Desde las desembocaduras estuarinas, los aportes arenosos quedaron sometidos al transporte longitudinal persistentemente hacia el E, contribuyendo al relleno de las ensenadas, para formar playas arenosas (y mixtas) y, cuando existían excedentes de arena, se construyeron los campos dunares (Flor, 1990), muchos experimentando progradaciones desde el máximo eustático, como los de Los Quebrantos, Salinas y Xagó (Flor-Blanco *et al.*, 2016; Flor *et al.*, 2019).

## Conclusiones

La costa rocosa asturiana contiene una mayoría de playas arenosas apoyadas y campos de dunas eólicas asociadas, cuya caracterización se ha llevado a cabo a través de los promedios de una serie de parámetros granulométricos y del porcentaje en carbonato biogénico (o relación carbonatos-siliciclastos), cuyas diferencias han sido, generalmente, muy sutiles. Los tamaños promediados dominantes corresponden a las fracciones de arenas finas, seguidas de las medias.

La composición carbonatada bioclástica/siliciclástica se traduce en mezclas homogéneas deducida de la buena correlación lineal entre el tamaño medio de grano y el porcentaje de carbonato, mejor representado en las dunas eólicas ( $r^2=0,75$ ). Se constata la disminución del porcentaje carbonatado a medida que disminuye el tamaño de grano, debido al proceso selectivo del agente deposicional.

Las transiciones transversales entre la playa y el campo dunar asociado siguen tendencias en que las playas tienen tamaños de grano mayores, los calibrados son peores y las asimetrías negativas, conteniendo un porcentaje

en  $\text{CaCO}_3$  (carbonato biogénico) más alto. Las arenas de las dunas tienen tamaños de grano más finos, están mejor calibradas y las asimetrías son positivas, debido a la removilización selectiva del viento como agente dinámico exclusivo, y los contenidos en carbonatos son también menores.

Las transiciones longitudinales pueden simplificarse como un transporte regular, de modo que desde la desembocadura de los grandes ríos (Eo, Navia, Nalón y Sella), que suministran los mayores volúmenes de arenas siliciclásticas, se incorporan al flujo arenoso por la deriva costera hacia el E. El tamaño medio de grano disminuye, el calibrado mejora y los carbonatos disminuyen más o menos regularmente, mientras que el centil, la asimetría y la curtosis no muestran tendencias reseñables.

Los segmentos costeros de Navia, Nalón y Sella, caracterizados por un mayor contenido de arenas siliciclásticas, incorporan componentes carbonatados biogénicos, paulatinamente corriente abajo (hacia el E). Los sedimentos heredados de etapas previas, procedentes de la plataforma continental interna, están caracterizados por un alto contenido en carbonato biogénico en el extremo occidental (zona de influencia del estuario del Eo) y centro oriental (Villaviciosa hacia el E). Desde los estuarios rellenados con estos sedimentos, las arenas tienden a disminuir los tamaños medios y los porcentajes carbonatados en la misma dirección, de O a E.

A partir de los diagramas bivariantes, se diferencian varias modalidades de transporte: deslizamiento o arrastre por el fondo, rodamiento, saltación o suspensión intermitente y suspensión. Teniendo en cuenta unas condiciones de energía media, el tamaño principal promedio de la velocidad crítica entre el arrastre y el rodamiento es de  $1,30 \phi$  ( $0,41 \text{ mm}$ ), mientras que entre el rodamiento y la suspensión es de  $2,05 \phi$  ( $0,24 \text{ mm}$ ), valor que representa, en este caso, la saltación o la suspensión intermitente. En playas y dunas, cualquier tipo de transporte puede llevarse a efecto durante el proceso deposicional, ya que dependen del tamaño medio de grano.

De acuerdo con la distribución de los parámetros granulométricos medios y el porcentaje carbonatado biogénico, la costa asturiana se puede sectorizar en 13 tramos. Los más netos están vinculados a los grandes ríos cordilleranos y sus estuarios: Eo, Navia, Nalón y Sella, caracterizados por la formación de amplios campos dunares. Generalizadamente, las arenas son siliciclásticas excepto las del Eo y Villaviciosa, disminuyen el tamaño de grano, mejora el calibrado y hay un ligero aumento del contenido bioclástico hacia el E. El tramo costero del Nalón presenta esta tendencia, pero de forma más irregular, y los campos de dunas eólicas son los mayores de Asturias. Estas tendencias se invierten cuando, hacia el E, el carbonato aumenta y, en consecuencia, el tamaño medio de grano también se incrementa (Navia y Nalón), constituyendo el proceso normal hasta que se adquiere la distribución regular.

El estuario del Eo se rellenó de arenas bioclásticas carbonatadas, que se generaron por aportaciones de nutrientes desde la ría de Viveiro y varios estuarios lucenses: Covo,

Ouro y Foz. El propio estuario genera grandes volúmenes de nutrientes que, hacia el E de su desembocadura, son responsables de los valores máximos de porcentaje en  $\text{CaCO}_3$  en la playa de Anguileiro.

Otros tramos costeros más cortos se diferencian como respuesta a afloramientos oceanográficos (*upwelling*) locales, como el cabo de Peñas, cuya morfología protuberante permite una colisión de la corriente costera en el lado occidental (playas de Podes-Verdicio) y el consiguiente incremento del porcentaje carbonatado. Corriente abajo, superada la punta del cabo, se suceden dos posibilidades de choque de la corriente: 1) aproximándose la corriente a tierra en Carranques (en la mitad del tramo oriental), cuando los oleajes incidentes son del NE, y 2) en San Lorenzo (Gijón) con oleajes del NO, que son los más frecuentes. En ambos casos, se produce la aparición de máximos de carbonato biogénico en las localidades mencionadas, que decrecen hacia las playas situadas al SE y E, respectivamente.

Al E de San Lorenzo, los efectos de los afloramientos se detectan por el alto contenido de carbonatos observado en las playas arenosas, excepto en La Ñora que tiene un aporte local de arenas gruesas cuarzosas suministradas por el acantilado jurásico adyacente. Como en el tramo del Eo, el de Villaviciosa (Rodiles)-Vega contiene una alta proporción de carbonatos, donde el aporte de nutrientes del estuario de Villaviciosa es el principal alimentador, con valores máximos en las playas de Tazones y La Griega. Los campos de dunas eólicas están presentes ocupando áreas relativamente amplias en Rodiles y Vega.

El tramo comprendido entre los ríos Sella y Deva, cuyas aportaciones netas derivan del primero y son fundamentales para la formación del campo de dunas destruidas de Santa Marina, contiene arenas finas y medias muy siliciclásticas, generalmente bien clasificadas. Probablemente, representa la estabilización de la proporción siliciclástica/carbonatada en la composición de las arenas (<25% de carbonato biogénico).

## Agradecimientos y financiación

Los autores quieren agradecer a un revisor anónimo y a Javier Elorza las correcciones y sugerencias realizadas del manuscrito, que han contribuido a la mejora del trabajo. Asimismo, agradecer especialmente a la editora de la revista, la Dra. Nieves López-González por su trabajo de coordinación y las correcciones oportunas. La presente investigación no ha recibido ayudas específicas provenientes de agencias del sector público, sector comercial o entidades sin ánimo de lucro.

## Contribución de autores/as

Elaboración del trabajo: G.F., G.F.B. y M.R.R.; metodología y obtención de datos: G.F., G.F.B. y M.R.R.; figuras y tablas: G.F.; investigación/análisis: G.F., G.F.B. y M.R.R.; revisión del manuscrito, coordinación y supervisión: G.F.

## Referencias

- Albino, J., Suguio, K., 2011. The influence of sediment grain size and composition on the morphodynamic state of mixed siliciclastic and bioclastic sand beaches in Espírito Santo State, Brazil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 12: 81-92. <https://doi.org/10.20502/rbg.v12i2.237>
- Álvarez García, M.A., de Castro, M., Cruz Guerrero, R., Gómez Borrego, Á., Pérez Muñuzuri, V. Stöll, H., 2009. Clima. Evidencias y efectos potenciales del cambio climático en Asturias. Consejería de Medio Ambiente, Ordenación del Territorio e Infraestructuras. Gobierno del Principado de Asturias, 30-65.
- Anderson, R.S., Sørensen, M., Willetts, B.B., 1991. A review of recent progress in our understanding of aeolian sediment transport. *Acta Mechanica (Suppl)*, 1: 1-19. [https://doi.org/10.1007/978-3-7091-6706-9\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-7091-6706-9_1)
- Anthony, E.J., 2015. Environmental Control: Geology and Sediments. En: G. Masselink, R. Gehrels (Eds). *Coastal Environments & Global Change*, J. Wiley & Sons, 52-78. <https://doi.org/10.1002/9781119117261.ch3>
- Aranda, M., Gracia, J., Peralta, G., Flor-Blanco, G. 2020. The application of high-resolution mapping for the analysis of recent eco-geomorphological changes in the saltmarshes of San Vicente de la Barquera estuary (North Spain. *Journal of Coastal Research*, SI, 95: 341-345. <https://doi.org/10.2112/SI95-066.1>
- Arens, S.M., van Boxel, J.H., Abuodha, J.O.Z., 2002. Changes in grain size of sand transport over a foredune. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27: 1163-1175. <https://doi.org/10.1002/esp.418>
- Atlas Climático Ibérico, 2011. Temperatura del aire y precipitación (1971-2000). Agencia Estatal de Meteorología. 79 p.
- Bagnold, R.A., 1941. The physics of blown sand and desert dunes. Methuen, London. 265 p.
- Barsanti, M., Calda, N., Valloni, R., 2011. The Italian coasts: a natural laboratory for the quality evaluation of beach replenishments. *Journal of Coastal Research*, SI, 61: 1-7. <https://doi.org/10.2112/SI61-001.1>
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26: 1237-1248. <https://doi.org/10.1002/esp.261>
- Carter, R.W.G., 1988. Coastal environments: An introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines. Academic Press Ltd. London. 617 p.
- Cendrero, A., Sánchez-Arcilla, A., Zazo, C., 2005. Impacts on coastal areas. En: J.M. Moreno (Ed). *Impacts of the climatic change in Spain*. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid, 451-504.
- Chust, G., Borja, Á., Liria, P., Galparsoro, I., Marcos, M., Caballero, A., Castro, R., 2009. Human impacts overwhelm the effects of sea-level rise on Basque coastal habitats (N Spain) between 1954 and 2004. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 84: 453-462. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.07.010>
- Chust, G., Caballero, A., Marcos, M., Liria, P., Hernández, C., Borja, Á., 2010. Regional scenarios of sea level rise and impacts on Basque (Bay of Biscay) coastal habitats, throughout the 21st century. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 87: 113-124. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.12.021>
- Daly, C.J., Winter, C., Bryant, K.R., 2015. On the morphological development of embayed beaches. *Geomorphology*, 248: 252-263. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.07.040>
- Darryl, L.F., Textoris, D.A., 1972. Size, grain type and mineralogical relationships in recent marine calcareous beach sands. *Sedimentary Geology*, 7: 89-102. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(72\)90030-9](https://doi.org/10.1016/0037-0738(72)90030-9)
- Davidson-Arnot, R., 2010. Introduction to Coastal Processes and Geomorphology. Cambridge University Press. 442 p.
- Dehouck, A., Dupuis, H., Sénéchal, N., 2009. Pocket beach hydrodynamics: The example of four macrotidal beaches, Brittany, France. *Marine Geology*, 266: 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.07.008>
- Fernández-Valdés, J.M., 1997. Morfología y sedimentación de la plataforma continental interna del área central de Asturias. Tesis Doctoral (inérita). Departamento de Construcción e Ingeniería de la Fabricación. Universidad de Oviedo. 322 p.
- Fernández-Valdés, J.M., Flor, G., Viña, C., 1994. The bioclastic component of the inner shelf surficial sediments in the Asturian central area (NW Spain, Bay of Biscay). *Gaia, Revista de Geociencias*, 8: 135-141.
- Ferre, B., Sherwood, C.R., Wiber, P., 2010. Sediment transport on the Palos Verdes shelf, California. *Continental Shelf Research*, 30: 761-780. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.01.011>
- Figueiras, F.G., Labarta, U., Fernández Reiriz, M.J., 2002. Coastal upwelling, primary production and mussel growth in the Rías Baixas of Galicia. *Hydrobiologia*, 484: 121-131. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-3190-4\\_11](https://doi.org/10.1007/978-94-017-3190-4_11)
- Flor, G., 1978. Relación entre la distribución de sedimentos y la circulación costera en la región del Cabo Peñas. *Trabajos de Geología*, 10: 183-194.
- Flor, G., 1979. Depósitos arenosos de las playas de la región de Cabo Peñas: sedimentología y dinámica. Tesis Doctoral (inérita). Departamento de Estratigrafía. Universidad de Oviedo. 514 p.
- Flor, G., 1980. Los carbonatos biogénicos del área intermareal de playa en relación con la geografía y dinámica costeras. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 78: 275-289.
- Flor, G., 1981. Los parámetros texturales en las playas y dunas arenosas del borde occidental del Cabo Peñas (Xagó y Verdicio, Asturias). *Boletín de la Real Sociedad. Española de Historia Natural (Geología)*, 79: 89-102.
- Flor, G., 1990. Tipología de dunas eólicas. Procesos de erosión-sedimentación costera y evolución litoral de la provincia de Huelva (Golfo de Cádiz occidental, Sur de España). *Estudios Geológicos*, 46: 99-109. <https://doi.org/10.3989/egool.90461-2442>
- Flor, G., 2004. *Geología Marina*. Servitec. Oviedo. 654 p.
- Flor, G., Flor-Blanco, G., 2005. An introduction to the erosion and sedimentation problems in the coastal regions of Asturias and Cantabria (NW Spain) and its implications on environmental management. *Journal of Coastal Research*, SI 49: 58-63.
- Flor, G., Flor Blanco, G., 2009. Sedimentología de los depósitos arenosos superficiales de la playa de Vega (Concejo de Ribadesella, Asturias). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 22 (1-2): 105-121.
- Flor, G., Flor-Blanco, G., 2013. Geomorfología del litoral oriental de Asturias. VII Jornadas de Geomorfología Litoral. Guía de Campo. 40 p. Oviedo.
- Flor, G., Flor-Blanco, G., 2014a. Raised beaches in the Cantabrian Coast. En: F. Gutiérrez, M. Gutiérrez Elorza (Eds). *Landscapes and Landforms in Spain*. World Geomorphological Landscapes, 239-248. Springer Science+Business Media Dordrecht. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-8628-7\\_20](https://doi.org/10.1007/978-94-017-8628-7_20)
- Flor, G., Flor-Blanco, G., 2014b. Componentes de viento generadores de morfologías y campos de dunas costeras en Asturias (NO de España). *Cuaternario y Geomorfología*, 28



- (3-4): 47-68.
- Flor, G., Llera, E.M., Ortea, J.Á., 1982. Los carbonatos biogénicos de los sedimentos de las playas arenosas de Asturias y Cantabria: su origen y significado dinámico. Cuadernos del CRINAS, 2, 77 p.
- Flor, G., Martínez Cedrún, P., Flor-Blanco, G., 2011. Campos dunares de Asturias, Cantabria y País Vasco. En: E. Sanjaume, F.J. Gracia (Eds). Las dunas en España, 127-159. Sociedad Española de Geomorfología.
- Flor, G., Cabrera Ceñal, R., Suárez González, M.A., Iglesias Ortega, P. J., 1990. Contaminación sólida en el estuario del Nalón (Asturias). IV Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio, Comunicaciones, 165-180. Universidad de Oviedo. Gijón.
- Flor, G., Flor-Blanco, G., Cedrún, P. M., Flores-Soriano, C., Borghero, C. 2019. Aeolian dune fields in the coasts of Asturias and Cantabria (Spain, NW Iberian Peninsula). En: The Spanish Coastal Systems. Springer, Cham, 585-609. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-93169-2\\_25](https://doi.org/10.1007/978-3-319-93169-2_25)
- Flor-Blanco, G., Flor, G., 2009. Aspectos geomorfológicos del tramo inferior del estuario de Villaviciosa (Asturias) en relación con su evolución histórica. Revista de la Sociedad Geológica de España, 22: 123-136.
- Flor-Blanco, G., Flor, G., 2016. Management of dune fields on the coasts of Asturias, Cantabria and the Basque Country (Cantabrian Sea, NW Iberian Peninsula). En: F.X. Roig-Munar (Ed). Restoration and management of dune systems. Case studies, 35-70. Edition: Càtedra d'Ecosistemes Litorals Mediterranis, Parc Natural del Montgrí, les Illes Medes i el Baix Ter, Museu de la Mediterrània, Publisher: project "Life Pletera" (LIFE13 NAT/ES/001001).
- Flor-Blanco, G., Flor, G., 2019. Cantabrian estuaries. En: The Spanish Coastal Systems. Springer, Cham, 415-436. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-93169-2\\_18](https://doi.org/10.1007/978-3-319-93169-2_18)
- Flor-Blanco, G., Flor, G., Pando, L., 2013. Evolution of the Salinas-El Espartal and Xagó beach/dune systems in north-western Spain over recent decades: evidence for responses to natural processes and anthropogenic interventions. Geo-Marine Letters, 33: 143-157. <https://doi.org/10.1007/s00367-012-0301-3>
- Flor-Blanco, G., Bruschi, V., Adrados, L., Flor, G., Trenhaile, A.S., Domínguez, M.J., Cendrero, A., Remondo, J., 2015a. Propuesta de un modelo de evolución de costas acantiladas calcáreas: Asturias y Cantabria (N de España). En: G. Malvárez, F., Navas, E. Guisado (Eds). VIII Jornadas de Geomorfología Litoral 2015. Marbella. Geo-Temas, 15: 13-16.
- Flor-Blanco, G., Pando, L., Morales, J.A., Flor, G., 2015b. Evolution of beach-dune fields systems following the construction of jetties in estuarine mouths (Cantabrian coast, NW Spain). Environmental Earth Sciences, 73 (3): 1317-1330. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3485-1>
- Flor-Blanco, G., Rubio-Melendi, D., Flor, G., Fernández-Álvarez, J.P., Jackson, D.W.P., 2016. Holocene evolution of the Xagó dune field (Asturias, NW Spain) reconstructed by means of morphological mapping and ground penetrating radar surveys. Geo-Marine Letters, 36: 35-50. <https://doi.org/10.1007/s00367-015-0427-1>
- Flor-Blanco, G., Alcántara-Carrió, J., Jackson, D., Flor, G., Flores-Soriano, C., 2021. Coastal erosion in NW Spain: Recent patterns under extreme storm wave events. Geomorphology, 387: 107767. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107767>
- Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal Sedimentary Petrology, 27: 3-26. <https://doi.org/10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- García, M.J., Tel, E., Molinero, J., 2012. Sea-level variations on the north and northwest coasts of Spain. ICES Journal Marine Science, 69 (5): 720-727. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fss058>
- García-Ordiales, E., Flor-Blanco, G., Roqueñí, N., Covelli, D., Cienfuegos, P., Álvarez, R., Fontolan, G., Loredó, J., 2020. Anthropocene footprint in the Nalón estuarine sediments (northern Spain). Marine Geology, 424: 106167. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106167>
- García-Ramos, J.C., Piñuela, L., Lires, J., 2011. Atlas del Jurásico de Asturias. (2ª Ed). Ed. Nobel, Oviedo. 225 p.
- Giles, R.T., Pilkey, O.H., 1965. Atlantic beach and dune sediments of the southern United States. Journal Sedimentary Petrology, 35: 900-910. <https://doi.org/10.1306/74D7139D-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Gómez-Pina, G., Muñoz-Pérez, J., Ramírez, J.L., Ley de Vega-Seoane, C., 2002. Sand dune management problems and techniques, Spain. Journal of Coastal Research, SI 36: 325-32. <https://doi.org/10.2112/1551-5036-36.sp1.325>
- Gómez-Pujol, Ll., Roig-Munar, F.X., Fornós, J.J., Balaguer, P., Mateu, J., 2013. Provenance-related characteristics of beach sediments around the island of Menorca, Balearic Islands (western Mediterranean). Geo-Marine Letters, 33: 195-208. <https://doi.org/10.1007/s00367-012-0314-y>
- González, M., Ferrer, M., Uriarte, A., Urtizberea, A., Caballero, A., 2008. Operational oceanography system applied to the Prestige oil-spillage event. Journal Marine Systems, 72: 178-188. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.07.005>
- Gutiérrez-Claverol, M., Luque, C., Martínez-García, E., Riuz, F., Suárez, V., 1988. Los lineamientos deducidos de imágenes de satélite de las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa (NW de España). Estudios Geológicos, 44: 263-270. <https://doi.org/10.3989/egeol.88443-4544>
- Hill, P.R., Conway, K., Lintern, D.G., Meulé, S., Picard, K., Barrie, J.V., 2008. Sedimentary processes and sediment dispersal in the southern Strait of Georgia, BC, Canada. Marine Environmental Research, 66: S39-S48. <https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2008.09.003>
- Hudson, J., Collinson, J., Leeder, M., 1981. Comparison of methods of size analysis for sand of the Amazon-Solimões Rivers, Brasil and Peru. Sedimentology, 28 (1): 123-128. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1981.tb01669.x>
- Johnson, M.J., 1993. The system controlling the composition of clastic sediments. En: M.J. Johnson, A. Basu (Eds). Processes controlling the composition of clastic sediments. Geological Society American, Special Paper, 284: 1-19. <https://doi.org/10.1130/SPE284-p1>
- Klein, A.H.F., Benedet Filho, L., Schumacher, D.H., 2002. Short-term beach rotation processes in distinct headland bay beach systems. Journal of Coastal Research, 18 (3): 442-458.
- Lavín, A., Moreno-Ventas, X., Ortiz de Zárate, V., Abaunza, P., Cabanas, J. M., 2007. Environmental variability in the North Atlantic and Iberian waters and its influence on horse mackerel (*Trachurus trachurus*) and albacore (*Thunnus alalunga*) dynamics. ICES Journal of Marine Science, 64: 425-438. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fsl042>
- Llopis Lladó, N., 1962. Estudio geológico de la región de Cabo Peñas (Asturias). Mapa Geológico de Asturias, Hojas nº 1 y 2. Escala 1/25.000. Real Instituto de Estudios Asturianos RIDEA. Oviedo.
- López-Fernández, C., Llana-Funez, 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. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107242>
- López Peláez, J., 2017. El estuario de Avilés, 1833/2016. Nieva Ediciones. 157 p.
- Loureiro, C., Ferreira, Ó., Cooper, J.A.G., 2012. Geologically constrained morphological variability and boundary effects on embayed beaches. *Marine Geology*, 329: 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.09.010>
- Martins, L.R., 1965. Significance of skewness and kurtosis in environmental interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35 (3): 768-770. <https://doi.org/10.1306/74D7135C-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Martins, L.R., 2003. Recent sediments and grain-size analysis. *Gravel*, 1: 90-105.
- Martínez Cedrún, P., Flor, G., Flor-Blanco, G., Maroto González, G., 2014. Relaciones texturales y composición mineralógica de los sistemas de playa/dunas en una costa rocosa: caso de Cantabria (NO de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(2): 13-27.
- Mason, C.L., Folk, R.L., 1958. Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. *Sedimentary Geology*, 56: 167-192.
- Matias, A., Ferreira, Ó., Mendes, I., Dias, J.A., Vila-Concejo, A., 2005. Artificial construction of dunes in the South of Portugal. *Journal of Coastal Research*, 21 (3): 472-481. <https://doi.org/10.2112/03-0047.1>
- McLaren, P., Bowles, D., 1985. The effects of sediment transport on grain size distributions. *Journal Sedimentary Petrology*, 55: 457-470. <https://doi.org/10.1306/212F86FC-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Medellín, G., Medina, R., Falqués, A., González, M., 2008. Coastline sand waves on a low-energy beach at "El Puntal" spit, Spain. *Marine Geology*, 250: 143-156. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.11.011>
- Middleton, G.V., 1976. Hydraulic interpretation of sand size distributions. *Journal Geology*, 84: 405-426. <https://doi.org/10.1086/628208>
- Mycielska-Dowgiallo, E., Ludwikowska-Kędzia, M., 2011. Alternative interpretations of grain-size data from Quaternary deposits. *Geologos*, 17: 189-203. <https://doi.org/10.2478/v10118-011-0010-9>
- Passega, R., Byramjee, R., 1969. Grain size image of clastic deposits. *Sedimentology*, 13: 233-252. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1969.tb00171.x>
- Pederos, R., Howa, H.L., Michel, D., 1996. Application of grain size trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. *Marine Geology*, 135: 35-49. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(96\)00042-4](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(96)00042-4)
- Pérez Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Marquínez, J., Aller, J., Álvarez Marrón, J., Marcos, A., Pulgar, J.A., 1988. A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: the Cantabrian Zone. *Tectonics*, 7: 517-538. <https://doi.org/10.1029/TC007i003p00517>
- Pilkey, O. H., Morton, R. W., Luternauer, J., 1967. The carbonate fraction of beach and dune sands. *Sedimentology*, 8: 311-327. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1967.tb01330.x>
- Poizot, E., Méar, Y., Biscara, L., 2008. Sediment Trend Analysis through the variation of granulometric parameters: A review of theories and applications. *Earth-Science Reviews*, 86 (1-4): 15-41. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.07.004>
- Psuty, N.P., 1988. Sediment budget and dune/beach interaction. *Journal Coastal Research* SI, 3: 1-4.
- Pye, K., 1982. Negatively skewed aeolian sands from a humid tropical coastal dunefield, northern Australia. *Sedimentary Geology*, 31: 249-266. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(82\)90060-4](https://doi.org/10.1016/0037-0738(82)90060-4)
- Pye, K., 1983. Coastal dunes. *Progress in Physical Geography*, 7: 531-557. <https://doi.org/10.1177/03091338300700403>
- Pye, K., Tsoar, H., 1990. Aeolian Sand and Sand Dunes. Unwin Hyman, London. 396 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-5986-9>
- Pye, K., Saye, S., Blott, S., 2007. Sand dune processes and management for flood and coastal defence: Part 4: Techniques for sand dune management. R & D Technical Report FD1302/TR/4. Department for Environment Food and Rural Affairs, London. 49 p.
- Romero, D., 1984. Tipología de formas kársticas y relaciones morfoestructurales en la marina oriental asturiana. *Ería*, 7: 119-133.
- Shepard, F.F., Young, R., 1961. Distinguishing between beach and dune sands. *Journal Sedimentary Petrology*, 3(12): 196-214.
- Short, A.D., 1996. The role of wave height, period, slope, tide range and embaymentisation in beach classifications: A review. *Revista Chilena de Historia Natural*, 69: 589-604.
- Short, A.D., Masselink, G., 1999. Embayed and structurally controlled beaches. En: *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. John Wiley and Sons, New York, 230-249.
- Solohub, J.T., Klován, J.E., 1970. Evaluation of grain-size parameters on lacustrine environments. *Journal Sedimentary Petrology*, 40 (1): 81-101. <https://doi.org/10.1306/74D71EFB-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Storlazzi, C.D., Field, M.E., 2000. Sediment distribution and transport along a rocky, embayed coast: Monterey Peninsula and Carmel Bay, California. *Marine Geology*, 170 (3-4): 289-316. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00100-6](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00100-6)
- Sunamura, T., Horikawa, K., 1974. Two-dimensional beach transformation due to waves. 14th ICCE, Coastal Engineering Comunicaciones, Copenhagen, 53, 920-938. <https://doi.org/10.9753/icce.v14.53>
- Sutherland, R.A., Lee, C.T., 1994. Discrimination between coastal subenvironments using textural characteristics. *Sedimentology*, 41: 113-1145. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1994.tb01445.x>
- Switzer, A.D., Pile, J., 2015. Grain size analysis. En: I. Shennan, A.J. Long, B.P. Horton (Eds). *Handbook of sea-level research*, AGU & Wiley, 331-348. <https://doi.org/10.1002/9781118452547.ch22>
- Syvitsky, J.P.M., 1991. Principles, methods, and application of particle size analysis. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 368 p.
- Tait, J.F., 1995. Rocky coasts and inverse methods: sediment transport and sedimentation patterns of Monterey Bay National Marine Sanctuary. Tesis Doctoral, University of California at Santa Cruz, California. 138 p.
- Tait, J.F., Revenaugh, J., 1998. Source-transport inversion: An application of geophysical inverse theory to sediment transport in Monterey Bay, California. *Journal Geophysical Research*, 103, NO. C1: 1275-1283. <https://doi.org/10.1029/97JC01909>
- TOUCT: The Open University Course Team, 1999. Waves, Tides and Shallow-Water Processes (2ª Ed). Chapter 4. Principles and Processes of Sediment Transport, Butterworth-Heinemann, Oxford, 96-124. <https://doi.org/10.1016/B978-008036372-1/50005-2>
- Treguer, P., Lecorre, P., Grall, J.R., 1979. The seasonal variations of nutrients in the upper waters of the Bay of Biscay region and their relation to phytoplankton growth. *Deep Sea Research*, 26A: 1121-1152. <https://doi.org/10.1016/0198->

[0149\(79\)90060-8](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1984)110:10(1431))

- Trindade, J., Ramos-Pereira, A., 2009. Sedimente textural distribution on beach profiles in a rocky coast (Estremadura-Portugal). *Journal of Coastal Research*, SI 56: 138-142.
- Rosati, J.D., Frey, A.E., Grzegorzewski, A.S., Maglio, C.K., Morang, A., Thomas, R.C., 2015. Conceptual Regional Sediment Budget for USACE North Atlantic Division. U.S. Army Corps of Engineering. Los Angeles, California. 46 p. <https://doi.org/10.21236/ADA614647>
- Tucker, M. (Ed), 1988. *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, 63-86.
- Van der Wal, D., 2000. Grain-size-selective aeolian sand transport on a nourished beach. *Journal of Coastal Research*, 16: 896-908.
- Van Rijn, L.C., 1984. Sediment transport. Part I: Bed load transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110 (10): 1431-1456. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1984\)110:10\(1431\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1984)110:10(1431))
- Van Rijn, L.C., 2010. Coastal erosion control based on the concept of sediment cells. Report EU Project Concepts and Science for Coastal erosion. Conscience: Deltares, The Netherlands, 80 p.
- Woodroffe, C.D., 2002. *Coasts: form, process and evolution*. Cambridge University Press. 623 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9781316036518>
- Young, A.P., Carilli, J.E., 2019. Global distribution of coastal cliffs. *Earth Surface Processes and Landforms*. 44 (6): 1309-1316. <https://doi.org/10.1002/esp.4574>

MANUSCRITO RECIBIDO EL: 03-11-2021

RECIBIDA LA REVISIÓN EL: 19-04-2022

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL: 31-05-2022





# LA CONTRIBUCIÓN DE MANUEL FERNÁNDEZ DE CASTRO (1862) A LA GEOLOGÍA Y MINERÍA DE LA REPÚBLICA DOMINICANA

*The contribution of Manuel Fernández de Castro (1862) to the geology and mining of the Dominican Republic*

Isabel Rábano<sup>1</sup> y Javier Escuder-Viruet<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Instituto Geológico y Minero de España (IGME), CSIC, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. [i.rabano@igme.es](mailto:i.rabano@igme.es)

<sup>2</sup> Instituto Geológico y Minero de España (IGME), CSIC, La Calera 1, 28760 Tres Cantos (Madrid). [j.escuder@igme.es](mailto:j.escuder@igme.es)

**Abstract:** The mining engineer Manuel Fernández de Castro received in 1861 a government commission to report on the geology and mining of Santo Domingo. The loss of the American colonies at the beginning of the 19th century, which had produced important incomes for the Public Treasury, motivated the interest of the rulers in the natural resources of the Antillean and Asian colonies still maintained by the Spanish crown, and especially in the coal mines. Fernández de Castro carried out his work by following ten itineraries along the eastern half of Santo Domingo, dedicating two of them to the Samaná peninsula and its coal deposits. The report was finished in 1862, and was accompanied by six maps with cartographic and mining information. Fernández de Castro produced two more memoirs, one on the geography of the country, and the other on its economic and industrial history. The commission appointed in the metropolis to evaluate its possible publication issued an unfavorable opinion: first, because some members disagreed with the geological results and, second, because of the excessive length of the texts. Its publication was rejected by the Overseas Ministry. The colony became independent in 1865 and the report fell into oblivion. In the present work, a study and evaluation of the Fernández de Castro report is carried out for the first time. The value of this work is vindicated as the first geological study of a wide territory of the Dominican Republic and the historical memory of its author as a pioneer of geological studies of the country is restored.

**Keywords:** geology, mining, Dominican Republic, Santo Domingo, 19th century.

**Resumen:** Se presenta y analiza por vez primera el manuscrito completo del informe sobre la geología y minería de Santo Domingo, que realizó Manuel Fernández de Castro en 1861, cuando estaba destinado en la inspección de minas de Cuba. El trabajo se articuló en torno a diez recorridos por la mitad oriental de Santo Domingo. La memoria fue redactada en 1862, y se acompañó de seis mapas con informaciones geológicas y mineras. Fernández de Castro elaboró dos memorias más, una sobre la geografía del país, y otra sobre su historia económica e industrial. La comisión nombrada en la metrópoli para evaluar su posible publicación, emitió una opinión desfavorable; primero, porque algunos miembros estuvieron en desacuerdo con los resultados geológicos y, segundo, por la excesiva extensión de los textos. La publicación del informe fue denegada por el Ministerio de Ultramar. La colonia se independizó en 1865 y el estudio cayó en el olvido. Aquí se reivindica el valor de este trabajo, la primera investigación geológica de un amplio territorio de la República Dominicana y se restituye la memoria histórica de su autor, como pionero de los estudios geológicos del país.



**Palabras clave:** geología, minería, República Dominicana, Santo Domingo, siglo XIX.

Rábano, I., Escuder-Viruet, J., 2022. La contribución de Manuel Fernández de Castro (1862) a la geología y minería de la República Dominicana. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 35 (1): 36-55

## Introducción

La pérdida de las colonias americanas a comienzos del siglo XIX motivó, entre otras muchas iniciativas gubernamentales, el impulso de las investigaciones geológico-mineras en los últimos territorios hispanos ultramarinos de las islas Filipinas y las Antillas. Con ello se trataba de paliar la pérdida de los sustanciosos ingresos que producían las minas de los territorios independizados, en la necesidad de seguir alimentando las arcas de la Hacienda pública. La política minera en la península no experimentaba tampoco sus mejores momentos. Salvo por lo que respecta al carbón, los gobiernos de la Ilustración habían mostrado una amplia desconfianza hacia la iniciativa privada y su capacidad de inversión, promoviendo la existencia de monopolios y reservando diversos establecimientos mineros para la Corona. El primer intento de reorganización del sector de la minería en España tuvo lugar en 1825 con la creación, por parte del ministro de Hacienda Luis López Ballesteros (1752-1853), de la primera Dirección General de Minas de la administración española, al que se sumó en 1833 la organización del Real Cuerpo Facultativo de Minas, dependiente del Ministerio de Fomento. Este nuevo cuerpo profesional, nutrido por ingenieros civiles formados en una escuela especial, debía dar servicio tanto a las minas del Estado como a las particulares, a través de las jefaturas provinciales y de los distritos mineros en los que se había dividido el país.

Las denuncias de nuevos indicios mineros de oro, carbón, hierro y cobre en Filipinas entre 1827 y 1833, así como los nuevos hallazgos de oro en Puerto Rico en 1832, provocaron que desde la Dirección General de Minas se plantease la necesidad de instalar inspecciones en los territorios ultramarinos, siguiendo un plan semejante al trazado en la península para el impulso de la minería.

El mundo imperial hispano experimentó también un cambio radical cuando las periferias insulares pasaron de ser productoras exclusivas de metales preciosos a ser exportadoras de productos propios de la agricultura tropical (Fradera, 2005). Sin embargo, desde la metrópoli, los gobernantes mantuvieron su interés por la minería. Tanto en Filipinas como en Cuba se habían documentado labores mineras desde antiguo, relacionadas esencialmente con el cobre y el oro. A partir del segundo tercio del siglo XIX entró en escena otra sustancia, el carbón, ligada a la necesidad de alimentar las máquinas de vapor. Es por ello que en 1837 se crearon en los territorios españoles de ultramar las nuevas estructuras reguladoras de la actividad minera, en las que las nuevas inspecciones de minas de las islas Filipinas, y de Cuba y Puerto Rico<sup>(nota 1)</sup> iban a jugar un papel esencial (Rábano, 2019a, 2020).

A pesar de que el panorama colonial parecía haberse estabilizado a finales de los años 60 del siglo XIX, tras una

etapa de consolidación de las políticas ultramarinas liberales y de una cicatrización de las heridas imperiales, el gobierno de Leopoldo O'Donnell (1809-1867) realizó algunas tentativas de recuperación de antiguos espacios coloniales. Estas se produjeron durante la primera mitad del decenio de 1860 en México, Chile, Perú y Santo Domingo (Fradera, 2005). Este último territorio fue nuevamente anexionado a España en 1861, en un intento de evitar una nueva dominación haitiana<sup>(nota 2)</sup>. Todas estas tentativas resultaron fallidas, por lo que el gobierno se centró en preservar Cuba, la más importante de todas las posesiones españolas en esa parte del globo. Y fue precisamente a la Inspección de Minas de esa isla antillana a la que, el que fuera Capitán General de Cuba entre 1859 y 1862, Francisco Serrano y Domínguez (1810-1885), encomendó en junio de 1861 la misión de realizar un informe de los recursos mineros de la recién recuperada Santo Domingo. Ello se enmarcó en las acciones emprendidas desde la metrópoli para abordar de una forma eficaz el dominio colonial sobre el viejo territorio, acorde con las políticas de la corona española sobre sus provincias ultramarinas (Eller, 2016; Álvarez López, 2019). La ejecución de dicho informe recayó en el jefe de la inspección de minas de Cuba, Manuel Fernández de Castro (1825-1895), prácticamente recién llegado a La Habana (julio de 1859), quien empleó seis meses de estudios de campo e invirtió casi un año en la redacción del informe (Fernández de Castro, 1862a). Tras su envío a la península para evaluar su posible difusión, éste sufrió una serie de avatares que impidieron su publicación.

El objeto del presente trabajo es la puesta en valor de este estudio, cuya memoria manuscrita se conserva en el Archivo del Centro de Ciencias Humanas y Sociales del Consejo Superior de Investigaciones Científicas<sup>(nota 3)</sup>, ubicado en la Biblioteca Tomás Navarro Tomás de dicho centro, y aclarar las circunstancias que impidieron su publicación. Estas últimas se han podido conocer a través de un epistolario entre Manuel Fernández de Castro (1822-1895) y Casiano de Prado (1797-1866), custodiado en la Biblioteca del Instituto Geológico y Minero de España (Rábano, 2006), así como de documentos del Ministerio de Ultramar del Archivo Histórico Nacional (AHN).

## El estudio geológico de Santo Domingo: la encomienda gubernamental

Manuel Fernández de Castro nació en Madrid el 25 de diciembre de 1825. Siendo aún niño emigró con su familia a Cuba, desde donde regresó a España para finalizar sus estudios elementales. Ingresó en la Escuela de Minas en 1841, y en 1844, tras finalizar su formación como ingeniero, realizó en las minas de Almadén las prácticas reglamentarias. Entre 1845 y 1853 se dedicó a la profesión de forma privada, llevando a cabo una serie de viajes de perfeccio-

namiento por Francia e Inglaterra, comisionado en algunas ocasiones por el gobierno, y se interesó especialmente por los ferrocarriles. Inventó un sistema de enclavamiento eléctrico para evitar los choques, por el que está considerado como el introductor de la señalización eléctrica en los ferrocarriles españoles. Al quedar vacante en 1859 la Inspección de Minas de la isla de Cuba, Fernández de Castro la solicitó y permaneció al frente de ella hasta 1869. En 1873 fue nombrado presidente de la Comisión del Mapa Geológico de España (Fig. 1), puesto que ocupó hasta su fallecimiento en 1895 (Rábano, 2015, 2016).

Al poco tiempo de haber ocupado la jefatura de la Inspección de Minas de Cuba, en marzo de 1861 la corona española volvió a anexionar el territorio de Santo Domingo. Muy pronto, el 18 de junio de ese mismo año, el Capitán General de Cuba, Francisco Serrano, le comisionó para estudiar las “riquezas naturales de la isla de Santo Domingo”, en especial las minas de “carbón de piedra” de Samaná, pero “sin despreñar ningún dato que pudiera tener relación con el ramo de Fomento, que el Gobierno español se vería tal vez en la necesidad de desarrollar algún día” (Fernández de Castro, 1879, pp. 319-320). Disponiendo de muy poco tiempo para preparar el viaje, el 2 julio ya estaba embarcado en un vapor de guerra rumbo a la península de Samaná. Fernández de Castro se vio totalmente abrumado por la misión que le había sido confiada, dudando de sus posibilidades de éxito, y manifestó en su descargo que

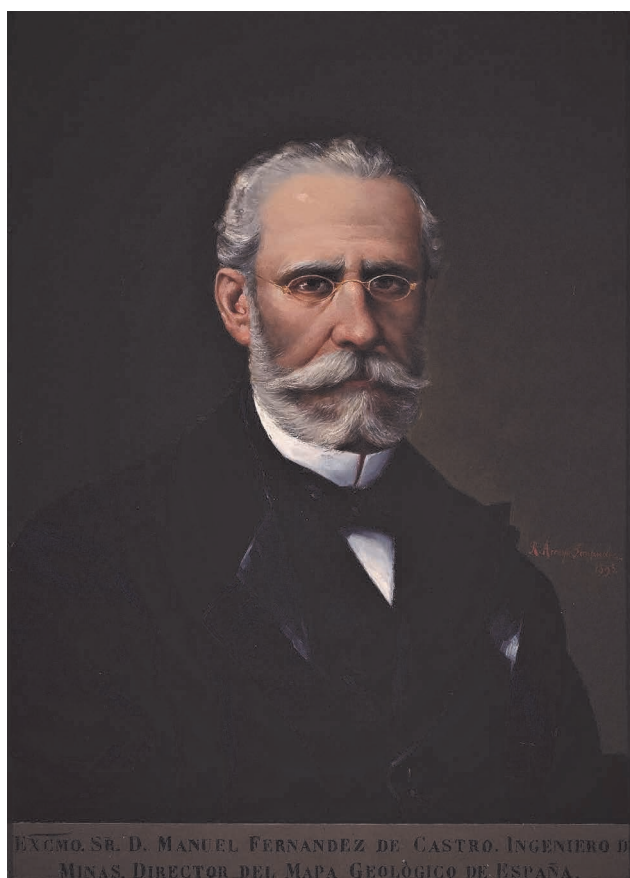
“es de tal naturaleza y magnitud, que si solo hubiera tomado en cuenta las dificultades con que mis escasas fuerzas tenían que luchar, hubiera desistido de tan honrosa empresa; porque si era grande la obligación de aceptarla que me imponía el cargo que desempeñé, y fuerte el aliciente de dar los primeros pasos en un terreno virgen todavía para la industria minera y donde tan ricas tradiciones se conservan sobre sus tesoros minerales, no era menor grande ni menos fuerte el temor de dejar frustradas las esperanzas de aquellos que quisieran que esta exploración, como otras de su especie fuese fecunda en descubrimientos científicos, o fijase de una manera exacta la geografía minera de la Isla.

[...] no hay en la Isla de Santo Domingo ni caminos, ni población bastante, ni ninguno de los recursos que permiten al ingeniero trasladarse a la ligera de un punto a otro y la estación de las lluvias contribuirá a hacer menos fácil el problema de utilizar el tiempo. No es necesario, pues, ser muy modesto para desconfiar del resultado de un trabajo, siempre difícil, aún para personas más experimentadas en el arte de observar en geología, y no se extrañará que la seguridad de ser severamente juzgado por lo que con más conocimientos y espacio vengan detrás de mí, me arredrará algún tanto.”<sup>\*(nota 4)</sup>

Con el fin de no desatender sus obligaciones en Cuba, la campaña duró únicamente seis meses, durante los cuales solo pudo recorrer la parte oriental de la isla. A su vuelta en La Habana, a finales de diciembre de 1861, dedicó otros diez meses a la redacción de la memoria final de la comisión, que tituló de forma genérica *Estudios geológicos y geográficos de la Isla de Santo Domingo con datos para su historia económico-industrial* (Fernández de Castro, 1862a). Acompañó el estudio geológico con otras dos memorias en las que plasmó, por un lado, los datos geográficos y, por otro, la historia económico-industrial de la isla. El autor justificó de la siguiente forma un proceder que, como veremos más adelante, le causó muchos problemas:

“El estudio geológico de un país no consiste solo en decir cual es la naturaleza de las rocas que componen su suelo, sino que es indispensable dar a conocer su estructura y sobre todo la configuración y altitud de sus montañas, el curso y caudal de sus ríos y las causas que tienden a modificar su superficie, o sea la influencia de los agentes atmosféricos que constituyen el clima; en una palabra, era preciso reunir cuanto se conociera sobre la geografía física de la isla; y siendo el objeto de mi encargo no el estudio de la geología, sino el de la minería, preciso era abarcar los demás ramos de la geografía y tratar de reunir el mayor número de datos; por lo mismo que se han apuntado de una manera tan irregular, tan varia y tan somera por los diversos autores que han escrito sobre Santo Domingo.”<sup>\*(nota 5)</sup>

Los únicos libros que viajaron con él a Santo Domingo fueron los de dos clérigos, el jesuita francés Pierre François-Xavier de Charlevoix (1682-1761) y el religioso, natural de la isla, Antonio Sánchez Valverde (1729-1790).



**Fig. 1.-** Manuel Fernández de Castro (1825-1895). Galería de retratos del Instituto Geológico y Minero de España (IGME, CSIC).



El primero fue autor de la *Histoire de l'Isle Espagnole ou de S. Domingue* (Charlevoix, 1730-1731), en la que, a través de los datos proporcionados por otro jesuita misionero, Jean-Baptiste Le Pers (1675-1735), y con datos propios de un viaje que realizó a la isla en 1722, Fernández de Castro pudo conocer algunas noticias sobre minas de plata, cobre, hierro y carbón, así como de canteras de mármol y jaspe en Santo Domingo. Pero la obra que más le debió de interesar fue la del religioso e intelectual criollo Antonio Sánchez Valverde (1729-1791), *Idea del valor de la Isla Española* (Sánchez Valverde, 1785)<sup>(nota 6)</sup>. Su objetivo fue el de proporcionar informaciones prácticas sobre la isla a los gobernantes de la metrópoli, incluyendo las relativas a los recursos naturales. El capítulo noveno lo dedicó a las “producciones minerales” (pp. 50-58) y, a pesar de que el autor lo introdujo con cierta precaución, porque “indicar sus lugares es imposible, porque muchos no se han descubierto y aún se ha perdido la memoria de otros que se trabajaron al principio”, y además de que “la Isla tiene todavía sierras y bosques por donde solo han penetrado los Monteros, o negros furtivos, y montañas que jamás han sido pisadas de planta humana”, sí que anunciaba en su texto que iba a tratar sobre “sus minas riquísimas, especialmente de oro y plata”. A lo largo del mismo, Sánchez Valverde fue desgarrando la relación de lugares en los que se había encontrado oro, como las minas de “Buena Ventura, a ocho leguas de la Capital, cerca de la antigua población de Bonao”, y la de “Cotuy, que se llamó antiguamente de los Mineros, porque en su territorio hay muchas ricas minas de oro”, o plata, “en la parte del Poniente, en los sitios llamados Tancí, hay tanta abundancia del propio metal que se ha creído aquel paraje más rico que el Potosí”. Además de estos dos metales preciosos, Sánchez Valverde consideró también la minería del hierro, cobre, yeso, talco, jaspe o mercurio. Dedicó otro capítulo, el vigésimo sexto, a la “importancia del beneficio de las minas, que dan una ventaja esencial a la parte española sobre la francesa” (pp. 189-198), y buscando el beneficio que la colonia podía proporcionar con sus minas a la Corona, aseguró que, “volviendo a labrarlas, y beneficiarlas, será sin comparación mayor el producto de la colonia española que el de la francesa en Haití”. No es de extrañar que Fernández de Castro dedicase una buena parte de su trabajo en la isla a seguir las indicaciones tan prometedoras de Sánchez Valverde, que no llegaron a arrojar el fruto esperado.

Solo tras su regreso a La Habana pudo disponer de otras obras que le ayudaron a completar el informe, como fueron la *Description topographique et politique de la partie espagnole de l'Isle Saint Domingue* (Moreau de Saint Mery, 1796), la *Histoire physique des Antilles françaises* (Moreau de Jonnés, 1822), la *Géographie de l'Île d'Haïti* (Ardouin, 1832), junto a otras cinco que iban a resultar también de gran interés para Fernández de Castro. Las dos primeras, realizadas por el industrial y naturalista inglés Theodore Stanley Heneken (ca.1797-1865), trataron sobre unos depósitos “terciarios” en el valle del río Yaque, entre Santiago de los Caballeros y su desembocadura en la bahía de Manzanillo (Heneken, 1850, 1853); las otras tres, realizadas por Robert Hermann Schomburgk (1804-1865),

incluyeron una memoria sobre la geografía de la península de Samaná, otra sobre la mina de cobre de Maimón y el mapa geográfico de la isla a escala 1:400.000 (Schomburgk, 1853a, 1853b, 1858, respectivamente).

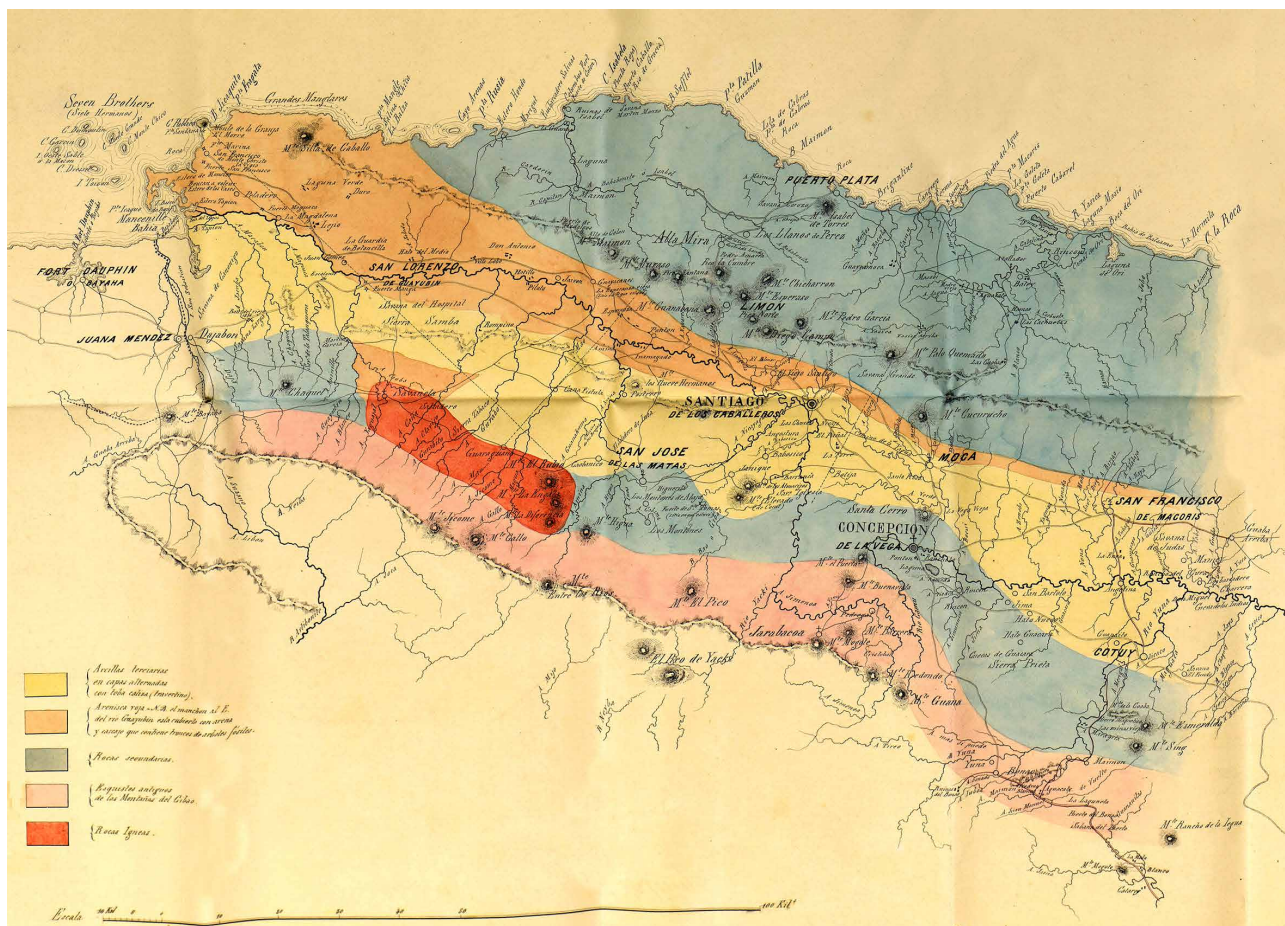
Fernández de Castro finalizó una primera memoria el 30 de junio de 1862, la correspondiente a los datos geológico-mineros de Santo Domingo, que posteriormente constituyó la parte tercera de su informe. La organizó describiendo los siguientes diez itinerarios geológicos realizados en la parte oriental de la isla (*sic*): 1º, Santo Domingo y sus alrededores. Costa S.E. de la Isla. 2º, San Cristóbal. Distrito metalífero del Cobre. 3º, Márgenes del Nigua y partes de las del Jaina. 4º, Monteplata. Paso de la Cordillera Central por Boyá. Bayaguana. 5º, Provincia del Seybo. Higüey. Extremo oriental de la Cordillera Central. 6º, Santa Rosa. Márgenes del Jaina. Buenaventura. Paso de la Cordillera Central por el Puerto del Bonao. Bonao. 7º, Maimon. Sus depósitos de hierro magnético y de cobre. El Juna. Cotuy. Sus tierras refractarias. 8º, El río Camú. San Francisco de Macorí. El Hoyo del Llábiga. Curso inferior del Juna. 9º, Península de Samaná. 10º, Bahía de San Lorenzo. Lignito del Janiguá. Ruta de Samaná a Santo Domingo.

### Los itinerarios geológicos<sup>(nota 7)</sup>

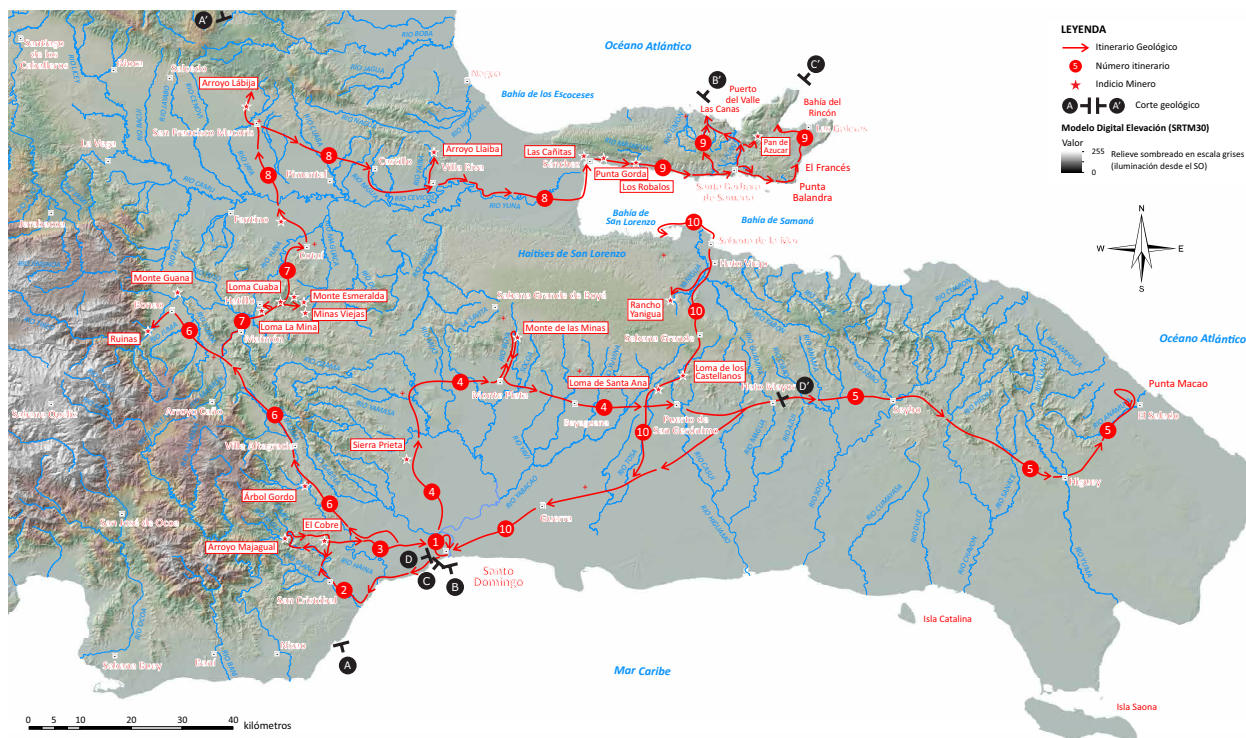
#### *Metodología de trabajo y sus limitaciones*

Debido a las dificultades con las que se encontró Fernández de Castro para describir geológicamente un vasto territorio “nunca explorado, o poco conocido”, realizarlo “en un breve espacio de tiempo”, y contando para ello sólo “con sus propios recursos y criterio”, no llegó a presentar una verdadera memoria sobre la geología de Santo Domingo, sino una descripción de los recorridos que realizó a lo largo de la mitad oriental de la República Dominicana. Por tanto, no trataba de “formar un mapa geológico”, que “requiere un trazado exacto de las líneas que marcan los límites de cada formación”, sino que su informe puede interpretarse como una extensa libreta de campo en la que anotó sus observaciones y reseñó los ejemplares rocosos recogidos. Los itinerarios seguidos quedaron plasmados gráficamente sobre la base geográfica del mapa de la isla de Santo Domingo, construido por el autor a partir del mapa de mismo nombre realizado por Schomburgk (1858) por encargo de Buenaventura Báez, entonces presidente de la República Dominicana. Sin embargo, en el atlas de planos anexo a la memoria, Fernández de Castro incluyó el mapa geológico del NO de la Isla de Santo Domingo de Heneken (1853) (Fig. 2), sector que no llegó a visitar.

A lo largo de los recorridos incluidos en la parte 3ª de la memoria, Fernández de Castro describió sobre la marcha, y situándolas en base a referencias geográficas locales, los indicios mineros, las diversas rocas encontradas y sus relaciones. Estos itinerarios están recogidos en la Fig. 3. En el Atlas de Planos que acompañó a la memoria se incluyen varios cortes geológicos y geográficos de la isla de Santo Domingo, según las observaciones de Schomburgk, Heneken y las suyas propias (Fig. 4). A partir de los datos obtenidos en varios puntos a escala regional, y a medida



**Fig. 2.-** Reproducción de parte del Mapa Geológico de la provincia de Santiago en el Norte de la Isla de Santo Domingo (Fernández de Castro, 1862a; modificado de Heneken, 1853). ©CSIC, Archivo CCHS.

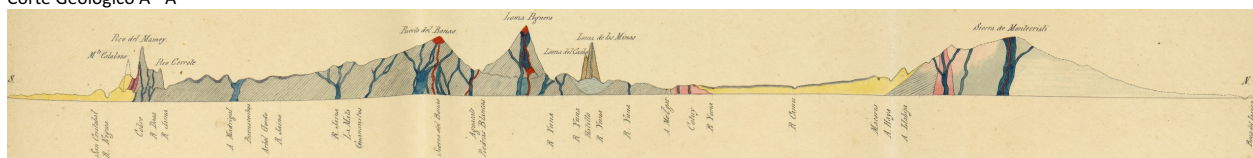


**Fig. 3.-** Itinerarios seguidos por Fernández de Castro (1862a) en la mitad oriental de la República Dominicana. El relieve sombreado en escala de grises ha sido realizado a partir de la base de datos GMRT (Ryan *et al.*, 2009) con GeoMapApp ([www.geomapapp.org](http://www.geomapapp.org)).



Como Fernández de Castro señaló en una conferencia impartida en la Academia de Ciencias Médicas, Físicas y Naturales de La Habana, en lugar de describir la geología de Santo Domingo de una forma resumida, que “permitiera su lectura a generalidad de los geólogos”, su descripción de los itinerarios geológicos acumuló en realidad una “multitud de datos” más o menos ordenados, que “sólo será consultada por los que algún día se entreguen al estudio del suelo de nuestras Antillas” (Fernández de Castro, 1862b).

go y de los terrenos sobre los que está fundada”. En su recorrido describió los bancos (niveles) de calizas “madrepóricas” (coralinas) que afloraban en diversos puntos de la ciudad y observó que estas calizas definían “extensas superficies horizontales y escalones escarpados”. Dedujo, por tanto, su disposición regional en graderío y reconoció hasta siete tramos escalonados a los que asignó una edad “eoceno a mioceno inferior”. Señaló la mayor importancia de las capas de caliza situadas a 4 y 10 m sobre el nivel del mar, sobre las que se asienta la ciudad, así como el escalón hasta la planicie culminante a 67 m, donde se sitúa el pueblo de San Carlos. Constató con sorpresa el hecho de que a medida que las capas de calizas del “terreno terciario [...] se elevan unas sobre otras son más compactas y menos coralinas”. Esta disposición es consecuencia de la estratigrafía invertida originada por la implantación de un sistema de terrazas arrecifales de coral, que en la actualidad forman parte de la Formación Isabela, al menos del Pleistoceno medio al Holoceno (Díaz de Neira, 2010a; Escuder-Virue et al., 2020).



A geological profile of the Cordillera Occidental, showing the terrain from San Juan to San Juan de los Rios. The profile is marked with various locations and geological features. The terrain is divided into several colored sections representing different geological formations. The profile starts at San Juan on the left and ends at San Juan de los Rios on the right. The profile is marked with various locations and geological features. The terrain is divided into several colored sections representing different geological formations. The profile starts at San Juan on the left and ends at San Juan de los Rios on the right.

[illegible]

Geological profile of the Sierra de Guadalupe, showing a cross-section from San Domingo to Elito Meyer. The profile is color-coded to represent different geological strata. Below the profile, a list of locations is provided: San Domingo, R. Chama, Pizarro, Monte Grande, Mojera, Guern, A. Bapachi, Los Llanos, R. Chamy, A. Los Lagos, A. Libanuco, El Salto, A. Aguero, Panguan, and Elito Meyer. To the right of the profile, a legend identifies the geological units: Murieta y Cebal mediana, Basura y conchales, Cebal antiguo, Terreno argiloso mediano, Cebal viejo conglomerado, Tronadura, Terreno aluvial, Canga de lavas y tepalcates, Banch y pedregales diversos, Serpentina, and Trapiza.

### Descripción de los itinerarios

A nivel regional, Fernández de Castro indicó que la caliza “terciaria” se extendía regionalmente “unos 250 km a lo largo de todo el litoral sureste de la isla, a lo largo de una franja de ancho medio de unos 20 km entre Santo Domingo y Punta Engaño, incluida Isla Saona”. Por otro lado, y en



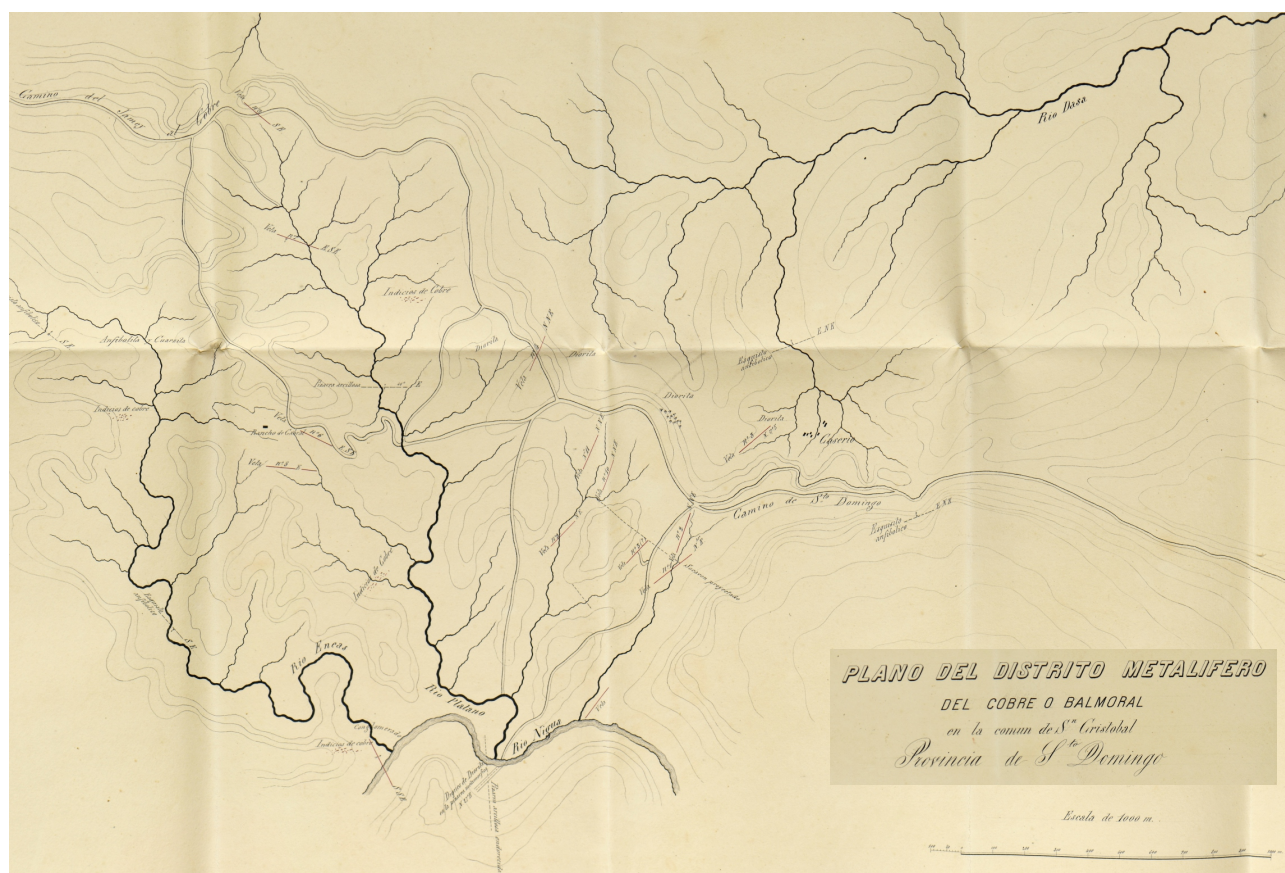


base a la naturaleza caliza del terreno de Santo Domingo, desmintió la existencia de minas de azogue (mercurio) y oro en el subsuelo de la ciudad.

*Itinerario 2°: San Cristóbal. Distrito metalífero del Cobre.* El objetivo del itinerario consistió en “reconocer el distrito metalífero del Cobre situado al O de Santo Domingo, así como de describir los excelentes minerales de cobre aurífero”. En opinión de Fernández de Castro, el distrito “promete ser con el tiempo uno de los distritos mineros más ricos de nuestras Antillas y sostener la fama que en épocas más remotas le dieron sus lavaderos de oro”. El recorrido efectuado en la provincia de Santo Domingo quedó recogido con detalle en el plano 2 de la memoria (Fernández de Castro, 1862a), que comprende las cuencas de los ríos Nigua, Jaina y Ozama.

De camino al distrito visitó las Cuevas de Santa Ana, que en la actualidad forman parte del Parque Iberoamericano de Santo Domingo, describiendo el complejo de dolinas kársticas como “un bellissimo anfiteatro descubierto y alrededor del cual se hallan las inmensas oquedades que separadas por columnas naturales hacen de aquel lugar una verdadera maravilla”. Siguiendo el camino real de Azua que sigue el litoral, cruzó el río Jaina y, remontando el río Nigua, llegó a la localidad de San Cristóbal. Continuando más al NO el río Nigua, alcanzó el arroyo Majagual, donde se situaban las minas trabajadas por la Compañía Inglesa de Santiago de Cuba en 1848.

En un detallado plano del distrito metalífero realizado a escala 1:1.000 (Fig. 5), Fernández de Castro anotó los indicios minerales de cobre y cartografió los principales filones, incluyendo datos estructurales sobre su dirección y buzamiento. Observando las mineralizaciones, constató que las “vetas de mineral de cobre abundan en el terreno” y reconoció el desarrollo de una alteración hidrotermal verde entre el filón mineralizado y la roca encajante. Señaló que la mineralización está esencialmente compuesta por “cobre gris y pirita abigarrada, pero presenta también la pirita amarilla y los carbonatos verde y azul”, habiéndose obtenido en varios ensayos cantidades notables de plata y presencia de oro. Estableció una naturaleza “anfibolítica” para el terreno que incluye las mineralizaciones y propuso relaciones entre las rocas ígneas observadas, esencialmente dioritas, y los esquistos anfibólicos y otras rocas metamórficas que las contienen. Reconoció el bajo conocimiento geológico y el alcance limitado de los trabajos mineros de exploración del distrito, donde “se han abierto galerías de cortas dimensiones y pozos de poca profundidad”, de los cuales “habrán podido sacarse 200 a 300 toneladas, que es lo que el propietario de las minas ha remitido como muestra a Inglaterra y han producido desde 17 hasta 36 por ciento de cobre”. Sin embargo, en base a las muestras de roca obtenidas y las cantidades de oro aluvial transportadas por el río Jaina, procedentes de las montañas de la Cordillera Central, Fernández de Castro expresó un gran entusiasmo por las excelentes perspectivas de estos yacimientos.



**Fig. 5.-** Reproducción de parte del plano del Distrito metalífero del cobre o balmoral en la comuna de San Cristóbal, provincia de Santo Domingo (Fernández de Castro, 1862a). ©CSIC, Archivo CCHS.

*Itinerario 3°: Márgenes del Nigua y partes de las del Jaina.* El itinerario 3° constituyó en realidad la prolongación del itinerario 2°, y el objetivo principal fue, por tanto, continuar con el reconocimiento del distrito metalífero de El Cobre y describir las mineralizaciones. Desde las explotaciones realizadas por la Compañía de Santiago, el itinerario siguió al N remontando el río Nigua hasta alcanzar la confluencia del arroyo Venturoso. Luego giró al NE y continuó siguiendo la margen derecha del río, en el área situada entre los Picos del Mamey y de Sir Robert para, ya en dirección E, llegar a El Cobre, donde visitó los indicios mineros del sector y algunas mineralizaciones reconocidas por el coronel Heneken. El retorno a Santo Domingo siguió el Paso de Juan García. En este recorrido describió las diversas rocas que encontró a lo largo del cauce del río y en los afloramientos de sus márgenes, resultando un trabajo muy dificultoso por lo abrupto del relieve circundante y la espesa vegetación tropical. Entre las rocas ígneas destacó la presencia de sienita “de bellos colores”, considerándola de interés para “la ornamentación, si su dureza no la hiciese excesivamente costosa”.

Recogió una gran cantidad de muestras a lo largo de los itinerarios 2° y 3°, que en el catálogo que preparó para la Exposición Histórico-Americana de 1892 (ver nota 8) fueron clasificadas, entre otras, como “pórfidos cuarzosos” y “anfíbolíferos”, “espilitas”, “feldespato rojo”, “vacka”, “eufótida silícea”, “variolita”, “sienito blanquecino”, “diorita aurífera”, “ofita”, “anfíbolita”, “cuarzo”, “escoria ferruginosa”, “philipsita (o piritita del cobre)” y “mineral de cobre aurífero”. En la actualidad, estas muestras se integrarían en las rocas volcánicas y volcanoclásticas del Grupo Tiro y las rocas plutónicas en los batolitos gabro-tonalíticos, todas ellas de edad Cretácico Superior (Lewis *et al.*, 1991). Encontró algunos fósiles, pero, por falta de tiempo, no pudo pararse a obtener buenos ejemplares para su determinación taxonómica. Visitó también otras localidades con explotaciones de yacimientos de cobre situadas en la margen izquierda del río Nigua, tomando datos sobre las rocas y los filones mineralizados que encontró y recogió en el plano del distrito metalífero (Fernández de Castro, 1862a, vol. 4). De estas mineralizaciones señaló que “estableció labores la Compañía Inglesa de Santiago de Cuba, pero después de haber gastado más de 10.000 libras esterlinas tuvo que abandonarlas”.

*Itinerario 4°: Monteplata. Paso de la Cordillera Central por Boyá. Bayaguana.* El itinerario formó parte del reconocimiento de los yacimientos minerales presentes en los relieves orientales de la Cordillera Central, que en la actualidad se incluyen en la denominada Cordillera Oriental. El itinerario 4° está recogido en el plano 2° del atlas que acompaña a la memoria, que recoge parte de la provincia de Santo Domingo e incluye las cuencas de los ríos Nigua, Jaina y Ozama (Fernández de Castro, 1862a, vol. 4). Desde Santo Domingo y el pueblo de San Carlos, cruzó el río Isabela hacia el N en Santa Cruz, continuó por Sabana Grande llegando a Sierra Prieta; cruzó más al N el río Ozama para, girando al E, llegar a Monte Plata. Desde ahí continuó hacia el N hasta Boyá y ascendió el Monte de

las Minas, próximo a la divisoria de vertientes de la Cordillera Oriental, que presenta una orientación regional O-E. Retornó a Monte Plata, continuando hacia el E hasta Bayaguana y Puerto de San Gerónimo, bordeando la Cordillera Oriental por su vertiente meridional, hasta los límites de la provincia de El Seybo.

A lo largo del itinerario, Fernández de Castro identificó la presencia de mineralizaciones de hierro en Sierra Prieta, que constituye el extremo oriental de la alineación montañosa de Siete Picos, o Siete Cabezas. En sus descripciones, se detuvo largamente en explicar el origen del nombre de Monte Plata, que no resulta ser minero. Visitó las labores mineras existentes al NE de Boyá, en el denominado Cerro o Monte de las Minas, en su opinión poco interesantes, pues “parecía cobre, pero no era tal, sino clorita que tiñe los esquistos arcillosos que forman el cerro”. Desde lo alto del Monte de las Minas planteó la posibilidad de construir una vía que comunicase Santo Domingo y la bahía de Samaná, atravesando la Cordillera por el puerto de Boyá, que presentaba una topografía favorable. Este asunto se encuentra ampliamente desarrollado en la descripción del último itinerario.

Fernández de Castro explicó aquí también la procedencia del nombre Haities, o Haitises, que en el lenguaje de los pobladores originarios tainos significa altura, y “hoy lo aplican los naturales de la isla a los terrenos calizos muy quebrados en que la denudación se ha verificado de tal modo que han quedado una multitud de eminencias como aisladas o cortadas por barrancos profundos que no siguen una dirección general”.

En el camino hacia la localidad de Bayaguana describió el afloramiento en el río Guayabo de margas arcillosas estructuradas en “capas casi horizontales, muy abundante en pecten y otros fósiles terciarios, sobre todo en algunos planos de unión”. Situado al N de Bayaguana, describió el Monte Managua como constituido litológicamente, al menos en su vertiente SO, por “una arenisca de grano fino y no muy consistente”, lo cual “explica las formas redondeadas de su cresta y faldas desnudas de arbolado; esto es una excepción en Santo Domingo y puede servir de carácter distintivo para las eminencias formadas por esa misma clase de roca, casi la única que aparece pelada en las infinitas que forman las montañas de la isla”. Continuó con la descripción de la arenisca, “más o menos cargada de hierro, que sin duda ha debido atravesarlo en forma de dykes o vetas, pues al pie aparecen cantos rodados de óxido casi puro y otros de un conglomerado ferruginoso”. Todo ello llamó la atención de Fernández de Castro sobre el “papel importante que ha hecho el hierro como roca cristalina, al menos en cuanto al cambio operado en las rocas atravesadas por él”, lo que le permitió considerar la existencia de una “verdadera formación yenítica”.

Atravesando de S a N la Cordillera Oriental, el autor estableció relaciones estratigráficas y estructurales entre los diversos terrenos geológicos, por la presencia de “una faja de terreno metamórfico situada entre las rocas porfídicas, dioríticas, basálticas y traquíticas de la Cordillera, y las calizas terciarias de la plataforma costera meridional”. Señaló la presencia de pizarras arcillosas en el “terreno meta-

mórfico [...] cuya estratificación de E a O y buzamiento de 42° al S, parecen indicar que por un lado se haya apoyado en la falda S de la Cordillera Central (Oriental) y por otro va a servir de lecho a las calizas terciarias”. En la actualidad estos materiales se integran en las rocas volcánicas de la Formación Los Ranchos de edad Cretácico Inferior, las areniscas y grauvacas de la Formación Las Guayabas de edad Cretácico Superior, y las margas y calizas margosas de la Formación Haitises en la llanura costera de edad Plioceno a Pleistoceno, que se disponen formando una rampa homoclinal inclinada hacia el S (Monthel *et al.*, 2004; Escuder-Viruet *et al.*, 2006).

*Itinerario 5°: Provincia del Seybo. Higüey. Extremo oriental de la Cordillera Central.* El itinerario 5° se configuró como una continuación del itinerario 4° a lo largo de la vertiente meridional de la Cordillera Oriental, quedando recogido en el Mapa General de la Isla de Santo Domingo (Fernández de Castro, 1862a: plano 1 del Atlas). Desde el límite occidental de la provincia de El Seibo, cruzó hacia el E el río Casui, continuó hacia Hato Mayor, atravesó los arroyos de Jaiba y de Las Lajas y, pasando por Palo Hincado y la laguna de la Campiña, llegó a la villa del Seybo. Prosiguió hacia el E rodeando por el N la Loma de Peguero, giró al SE hacia Monte Chavón, atravesó los ríos Chavón y Sanate, llegando a Higüey. El itinerario continuó en dirección NE siguiendo el curso del río Anamuya hasta las inmediaciones de la Punta Macao (actualmente El Salado), ya en la costa Atlántica.

El objetivo principal del itinerario fue el de “fijar la posición relativa de las diferentes capas de caliza terciaria casi horizontales que aparecen en puntos más o menos distantes” con el fin de confirmar el orden estratigráfico regional descrito en el itinerario anterior. En este sentido, destacó la ausencia absoluta de fósiles en el terreno metamórfico intermedio, que “pudiera provenir también de la acción metamórfica de las rocas ígneas” intercaladas en las pizarras arcillosas, las cuales pasan a ser más ricas en cuarcitas. A su vez, Fernández de Castro describió las rocas que iba encontrando: “diorita, grunstein, pórfido diorítico en todas sus gradaciones, pórfidos rojos con cristales de feldespato, blanco los unos y otros con cristales verdosos salpicado de oro uno de ellos y de piritas de hierro, y tal vez oro también, otro ejemplar de pórfido cuarzosos”. Completan la colección muestras de “melaphyros, variolitas y gabros”, así como las procedentes de un “conglomerado calizo ferruginoso del Puerto de San Gerónimo que se eleva en pintorescos farallones”, que configura, según el autor, el nivel estratigráfico más alto de la sucesión. Todo ello le permitió asignar un origen ígneo a los terrenos que constituyen la provincia del Seybo.

De camino hacia Hato Mayor, “todo es de la caliza compacta, blanca rosada y veteada con ambos colores, que reposa sobre la madrepora de Santo Domingo y de toda la costa SE de la Isla”. Señaló la posible existencia de una mina de plata en La Esperanza, así como de la presencia indudable de rocas “serpentiníticas” en la bajada del Monte Chavón al río del mismo nombre.

La ausencia de fósiles, la abundancia de pizarras y es-

quistos formando una secuencia de considerable espesor, junto a la aparición de cantos de gneises con granates (arroyo Dulley), más la disposición fuertemente inclinada de las capas, algunas veces fuertemente replegadas, permitieron a Fernández de Castro asignar el terreno metamórfico o “de transición” al “Cambriano”. Describió un nivel de caliza gris compacta formando una alineación morfológica de dirección O-E, que descansaba sobre las pizarras y que aparecía también como cantos en el conglomerado calizo ferruginoso, y que asignó al “Siluriano”. En la actualidad estas calizas constituyen la Formación Hatillo, cuyo contenido fósil en rudistas ha permitido atribuirle una edad Albiense inferior (Bourdon, 1985; Monthel y Capdeville, 2004; Myczynski e Iturralde-Vinent, 2005).

*Itinerario 6°: Santa Rosa. Márgenes del Jaina. Buenaventura. Paso de la Cordillera Central por el Puerto del Bonao. Bonao.* Este itinerario formó parte de uno mayor en el que, de camino a la península de Samaná, Fernández de Castro llegó a la localidad de Bonao y sus alrededores, donde, según las crónicas antiguas y la tradición oral, se habían explotado minas de oro. Debido a la logística que implicaba recorrer una mayor distancia desde Santo Domingo, llevó “una caravana que había llegado a ser de 10 personas y 14 o 15 caballerías”. El itinerario queda expresado en el Mapa General de la Isla de Santo Domingo (Fernández de Castro, 1862a: plano 1 del Atlas).

Saliendo de Santo Domingo, el recorrido partió en dirección NO hacia la cuenca alta del río Jaina, pasando por La Venta y Buenaventura, rodeando por el O la alineación montañosa de Siete Picos para llegar a Árbol Gordo, próximo a la actual localidad de Villa Altagracia, para desde Sabana del Puerto cruzar la Cordillera Central por el Puerto de Bonao (actualmente de La Cumbre) y descender hasta Bonao en el centro de la depresión intramontañosa que forman las cuencas de los ríos Yuboa y Yuna. A lo largo del itinerario reconoció los indicios minerales próximos a Buenaventura, creyó identificar en un punto la existencia de asfalto y visitó las ruinas de las explotaciones, probablemente de los aluviales del río Tireo y los indicios de mineralizaciones metálicas situados al SE del Monte Guana, localizados en el sector septentrional del actualmente denominado macizo peridotítico de Loma Caribe (Lewis y Draper, 1990; Lewis *et al.*, 2006; Marchesi *et al.*, 2016).

*Itinerario 7°: Maimon. Sus depósitos de hierro magnético y de cobre. El Juna. Cotuy. Sus tierras refractarias.* Este itinerario constituyó una prolongación del 6°, de camino a la península de Samaná. En su recorrido llegó a Cotuy (hoy Cotuí) siguiendo la cuenca alta del río Yuna, “visitando al paso las antiguas minas de cobre de Maymon”. Desde el actual cruce de Piedra Blanca, el itinerario partió en dirección NE siguiendo el río Maimón, que constituye un paso natural a través del abrupto macizo peridotítico de Loma Caribe, continuó dejando al O el Monte de Peguera hasta la localidad de Maimón, y se desvió al E para visitar las antiguas minas de cobre. Retornó al O y continuó al N hasta la localidad de Cotuy, atravesando un área actualmente inundada por el embalse de Hatillo.



El principal propósito del itinerario consistió en visitar las minas de cobre ubicadas en la Loma de la Mina, de las que existe registro histórico de su explotación desde el siglo XVII hasta mediados del XVIII, y probablemente fue descubierta a finales del siglo XV o principios del XVI. Según Redwood (2019), aunque la producción no fue grande (existe registro de unas 18.281 toneladas), se trata de la mina más grande de la época colonial en la República Dominicana y, probablemente, la mina de cobre más antigua de las Antillas Mayores (Fig. 6). En la actualidad se sabe que estas mineralizaciones de cobre se formaron en perfiles de meteorización desarrollados sobre yacimientos de tipo sulfuros masivos volcanogénicos (Andreu *et al.*, 2015; Torró *et al.*, 2016). El itinerario tuvo también como objetivo reconocer las antiguas minas y los depósitos de hierro de Monte Esmeralda, Loma la Cuaba y Monte Piedra Imán, incluidos en el actual distrito minero de Pueblo Viejo (Torró *et al.*, 2017).



**Fig. 6.-** Aspecto de las mineralizaciones de cobre, principalmente en forma de azurita y malaquita, presentes en la Loma de la Mina, que fueron explotadas probablemente desde el siglo XVI. Las crónicas describen estas explotaciones mineras como las mayores de la época colonial de toda la isla de La Española (Redwood, 2019). Colección Javier Escuder-Viruet (IGME, CSIC).

A partir de las observaciones realizadas en las inmediaciones de Hatillo de Maimón, Fernández de Castro distinguió tres tipos de rocas en la región, que asignó a tres periodos geológicos distintos, y estableció asimismo sus relaciones con las mineralizaciones. En una posición inferior, “una serie de capas arcillosas más o menos cargadas de talco y anfíbol que constituyen la Loma de la Esmeralda”, en las que “se hallan las antiguas minas de cobre de Maimón”, asignándola a los “terrenos de transición”. En una posición intermedia, una “arenisca más o menos influida por el hierro [...] que debe apoyarse en los esquistos arcillosos [...] llegando a constituir en la loma de la Cuaba, cerca de la masa de hierro magnético, una cuarcita extraordinariamente compacta”, que “pudieran corresponder a la parte superior de los terrenos de transición, o sea al periodo devoniano” (asignación influida por su “extraordinaria semejanza con las cuarcitas de Almadén”). En una posición superior, una “caliza gris azulada muy oscura [...] sublevada y alterada en parte por el hierro [...] apoyada sobre la cuarcita”, y que “puede ser la caliza carbonífera o de montaña” o una “caliza liásica [...] siendo contemporánea a la observada en el Seybo”. Posteriormente, se ha corroborado esta ordenación estratigráfica de las rocas, correspondiéndose a las rocas volcánicas más o menos deformadas de la Formación Los Ranchos, las rocas volcánicas y sedimentarias del Miembro Pueblo Viejo, que corona la secuencia estratigráfica de dicha unidad y que aloja importantes mineralizaciones epitermales y registra localmente una fuerte silicificación por circulación de fluidos hidrotermales, y la serie superior carbonatada de las Calizas de Hatillo, conteniendo pequeñas masas de magnetita y hematitas, todas ellas del Cretácico Inferior (Kesler *et al.*, 1991; Escuder-Viruet *et al.*, 2006; Nelson *et al.*, 2020; Torró *et al.*, 2017).

*Itinerario 8°: El río Camú. San Francisco de Macorís. El Hoyo del Llábija. Curso inferior del Yuna.* El itinerario 8° fue también una prolongación del 7° de camino a la Península de Samaná. Desde Cotuí, Fernández de Castro partió en dirección NO, atravesando primero el río Yuna y luego el río Camú, hasta llegar a San Francisco de Macorís. A continuación, intentó ascender por la vertiente meridional de la Cordillera de Montecristi (hoy Cordillera Septentrional), siguiendo hacia el N por la cuenca del arroyo Llábija. Más tarde, desde San Francisco de Macorís partió hacia el E hasta la localidad de Cuaba Arriba (hoy Castillo) y rodeó por el S los relieves de la Cresta de San Francisco hasta Almacén y Majagua (hoy Villa Riva), ascendiendo previamente hacia la Loma de los Palmaritos. Posteriormente, continuó hacia el E por el Gran Estero, siguiendo en canoa el curso del río Yuna hasta su desembocadura en el extremo occidental de la bahía de Samaná, continuando hacia el N hasta Punta Gorda (hoy Sánchez).

Aunque el objetivo del itinerario fue conocer la naturaleza y estructura geológica de la Cordillera de Montecristi, el autor no pudo atravesarla “por falta de tiempo [...] trepando por su falda S hasta una altura de más de 200 metros sobre el nivel del mar”. Sin embargo, examinó los cantos que transportaban los cursos de agua procedentes de la erosión de dicha Cordillera, encontrando, entre otras rocas, “la diorita, el pórfido anfibólico, la sienita y demás rocas en que predomina el anfíbol, y suelen designarse con el nombre genérico de trapp”. Recogió también muestras de rocas “anfíbolíticas, leptiniticas y pegmatíticas”, así como diversos tipos de “pudingas y areniscas de cemento calizo, de granos de todos los tamaños”, que calificó como “nagel-fluhe”, junto con diversos tipos de calizas.

En los arroyos de la margen izquierda del río Yuna, como en el Llábija, encontró cantos sueltos de la denominada “caliza compacta algo ferruginosa” o “travertino terciario rosado”. Según Fernández de Castro, este depósito, así como el de la “caliza grosera zoofítica, o margas, inferior a él”, cubrió en otro tiempo una extensa región de la mitad oriental de la actual República Dominicana, incluyendo gran parte de la Cordillera de Montecristi, la península de Samaná, la bahía de San Lorenzo, la Cordillera Central (refiriéndose aquí a la actual Cordillera Oriental) y

a

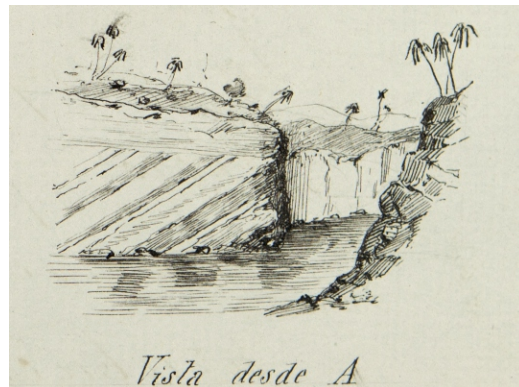


b

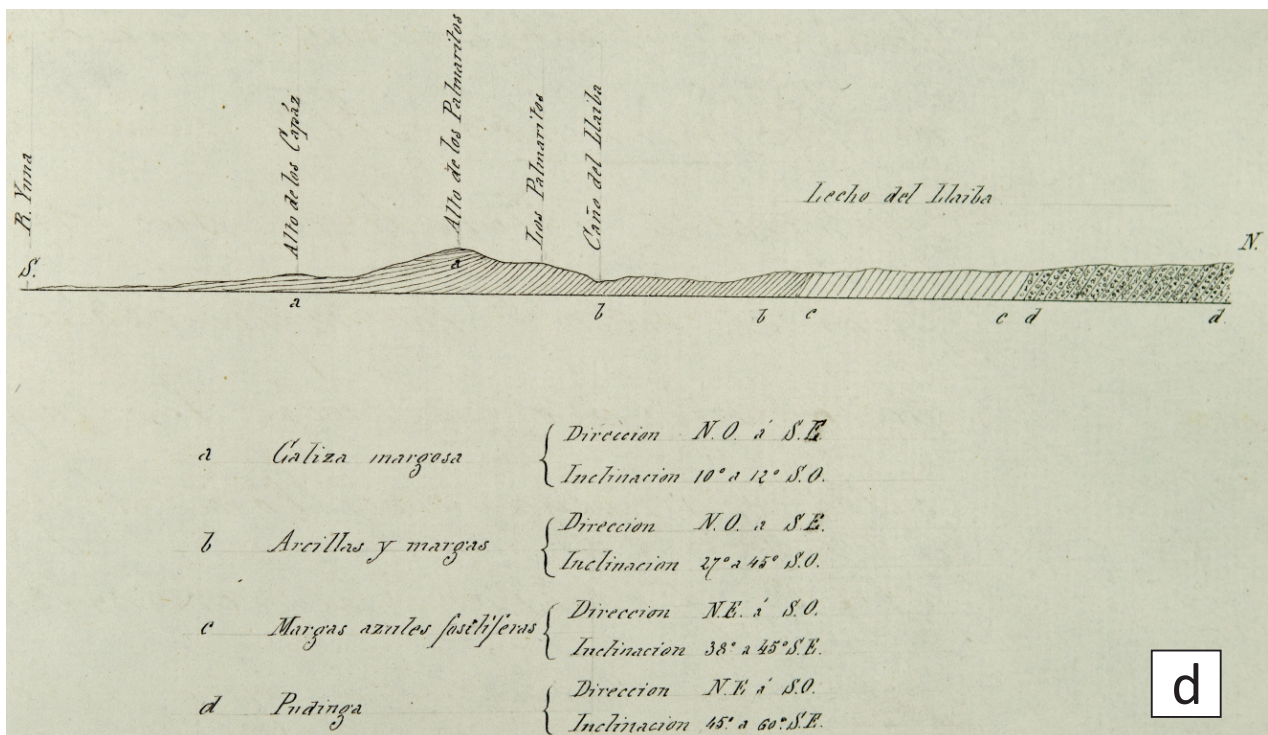


Vista desde B

c



Vista desde A



d

**Fig. 7.-** (a) Croquis de un tramo del río Llaiba descrito en el itinerario 8°, en el que se muestra desde diferentes vistas (b y c) la disposición y buzamiento de las capas de areniscas, arcillas y margas, que intercalan localmente delgadas capas de lignito. (d) Corte geológico regional desde el río Yuna y el alto de Los Palmaritos hasta la cabecera del Llaiba, mostrando la disposición de las diversas unidades geológicas reconocidas en el itinerario 8° (Fernández de Castro, 1862a). ©CSIC, Archivo CCHS.



el Valle del Seybo situado más al S. Según él, su depósito tuvo lugar “en un período de gran tranquilidad, no habiendo sino en parajes, muy limitados en tan gran extensión [...] señales de trastornos ocasionados por la aparición de rocas eruptivas”, suponiendo por tanto que “ha sido denudado casi en totalidad por masas de agua que debieron correr por largo tiempo y con notable violencia”.

Realizó un corte geológico en la vertiente meridional de la Cordillera de Montecristi a lo largo del río Llaiba, de donde obtuvo referencias de la presencia de azabache y de oro aluvial, identificando las capas del “terreno mioceno [...] perteneciente a la molasa y al nagel-fluhe”, donde en diversos puntos de la cuenca del río Yuna “se halla el combustible mineral”. Reconoció también la composición del “nagel-fluhe”, que situó estratigráficamente por debajo de la molasa en el Llaiba, compuesta por cantos rodados de las rocas ígneas porfídicas y dioríticas que constituyen las montañas. Esta característica, junto a la “inclinación de casi 60 grados hacia el SE” que presentaban las capas de conglomerados de la “molasa y nagel-fluhe”, le permitieron suponer la existencia de una “sublevación”, o levantamiento de la región, debida a una “de fuerte a violenta acción ígnea” y su consecuente erosión, “previa a que se depositaran las capas miocenas que contienen el combustible mineral”.

En la memoria del itinerario, Fernández de Castro describió también la historia de las minas de oro de Joba, situadas al N de San Francisco de Macorís, y las que, después de invertir los mineros mucho esfuerzo y recursos en su explotación, resultaron no ser de oro sino de “pirita de hierro”. Realizó también un croquis de un tramo del río Llaiba (Fig. 7), en donde las capas de areniscas, arcillas y margas buzaban homoclinalmente hacia el N de manera local, “contrariamente al buzamiento general al S” de los estratos, y albergaban “depósitos muy pequeños de lignito compacto negro y bastante lustroso para que algunos trozos pudieran recibir la denominación de azabache”. En base al contenido fósil de foraminíferos los atribuyó al rango comprendido entre el “eoceno superior y el mioceno”. Finalmente, sintetizó las relaciones entre los diversos tipos de rocas reconocidos en un corte geológico de dirección S-N, desde el río Yuna y el alto de Los Palmarios hasta la cabecera del Llaiba (Fig. 7), en lo que actualmente se conoce como el flanco meridional del anticlinal compuesto de la Cresta de San Francisco (Mann *et al.*, 1991; Draper *et al.*, 1994).

*Itinerario 9°: Península de Samaná.* Con el itinerario 9° culminó la expedición de Fernández de Castro a la península de Samaná, cuyo principal objetivo consistía en reconocer los depósitos de “carbón de piedra” allí presentes, cuya abundancia y calidad para la industria habían sido previamente objeto de evaluaciones contradictorias. El interés de estos yacimientos de combustible fósil en “la más hermosa de las bahías del Nuevo Mundo” residía también en su situación logística, llamada a ser “un nudo principal en la red de comunicaciones” del Atlántico.

Desde Las Cañitas y Punta Gorda, su itinerario partió en dirección E bordeando la costa meridional de la península por Arroyo Barril hasta la localidad de Santa Bárbara

de Samaná, emplazada a la orilla de un fondeadero natural de la bahía de Samaná rodeado por cayos de coral y barras de arena. Desde Santa Bárbara cruzó la península de S a N por varios caminos, llegando a las Canas siguiendo el curso del arroyo Tito y río Cantón, al Puerto del Valle siguiendo el río San Juan, desviándose por las Lagunas al sector de la Loma del Pan de Azúcar, y a la bahía del Rincón, siguiendo la costa E por Punta Balandra, Puerto Francés y las Galeras.

En un primer contacto, Fernández de Castro se planteó la hipótesis de que las rocas que se elevan en el borde septentrional de la bahía de Samaná “son la caliza de montaña y que la cuenca carbonífera debía estar ocupada por la bahía, asomando sólo en Santa Bárbara los conglomerados inferiores al carbón”. Por tanto, en el extremo SO de la península aflorarían “las cabezas de las capas de combustible, cuya casi totalidad quedaría debajo del mar”. Sin embargo, después de examinar la naturaleza de los depósitos concluyó que “el carbón no pertenece al terreno carbonífero”. Se trata de “un lignito más o menos compacto”, pero “desde luego terciario y probablemente correspondiente al período mioceno”, como los observados en el Yuna y descritos en el Yaque. En la actualidad se conoce bien que se trata de capas de lignitos de potencia métrica a decimétrica, intercaladas en una sucesión de arcillas ocreas, margas y niveles de arenas de la Formación Sánchez, asignada al Plioceno más alto y Pleistoceno (Hernández-Huerta, 2010).

Una vez conocida la naturaleza “terciaria” de los lignitos y sus escasas posibilidades mineras, Fernández de Castro se dedicó a “adquirir noticia de alguno de los criaderos minerales que tan pomposamente, aunque con tanta vaguedad, han señalado algunos autores en la península”. Para ello, decidió atravesar la península de Samaná de S a N por varios puntos, llegando a la desembocadura del río San Juan y a la bahía del Rincón. Ascendió también a la Loma de Pan de Azúcar para comprobar su naturaleza volcánica tras haber oído unas historias un tanto “mágicas” sobre el frío y ruidos anormales que experimentaban las personas o animales que allí subían.

A partir de las observaciones realizadas y las muestras recolectadas, Fernández de Castro concluyó que “toda la superficie de la península está ocupada por una formación calizo-micácea, cuyos bancos se dirigen de NO a SE”, de “tendencia general de buzamiento al SO”, que constituía “el terreno más antiguo que he reconocido en Santo Domingo”. El terreno de Samaná, concluyó, es “un terreno azoico estratificado”, en el que “la roca dominante es una caliza sacaroide algo azulada, blanca algunas veces, con frecuencia fétida, alternando con bancos de esquisto micáceo y micacita más deleznable”. En la actualidad, estos materiales se agrupan en las unidades tectonometamórficas de Mármoles de Majagual-Los Cacaos, de Mármoles de El Rincón y de Esquistos de Santa Bárbara, cuyos protolitos sedimentarios se relacionan con el margen continental meridional de América del Norte (Joyce, 1991; Escuder-Viruet *et al.*, 2011).

Este terreno “azoico” estaba “atravesado por serpentinan o dioritas” y recubierto en una estrecha faja al SO de la península, sucesivamente por “una delgada capa de conglomerado semejante y tal vez contemporáneo al nagel-flu-



he que forma la parte inferior del terreno del Llaiba”, el “travertino terciario inferior con una brecha formada por fragmentos de la caliza azul metamórfica”, y el “terreno terciario donde asoman las capas de lignito que se sepultan en el fondo de la bahía”. Estas rocas se agrupan actualmente en las formaciones Conglomerado de Samaná, Calizas y Margocalizas de las Canoas y Arcillas con Lignitos de Sánchez (Escuder-Virue, 2010; Hernáiz-Huerta, 2010).

*Itinerario 10°: Bahía de San Lorenzo. Lignito del Yanigua. Ruta de Samaná a Santo Domingo.* El itinerario tenía como objetivo reconocer los depósitos de “carbón de piedra” presentes al S de la bahía de Samaná, aunque ya lejos de la costa, “averiguar la extensión de los terrenos terciarios de N a S en la cuenca del Yuna”, y obtener “datos para fijar su edad”, así como estudiar los “trayectos que pudieran seguirse para un camino de hierro entre Santo Domingo y Samaná”. Comenzó en la aldea de Sabana de la Mar visitando por mar la pequeña bahía de San Lorenzo o “de las Perlas”, situada en la costa sur de la bahía de Samaná e individualizada de ésta al N por una flecha arenosa cubierta de manglar y limitada por el S por los farallones calizos de los Haitises, que daban lugar a uno de los pocos puntos de la costa donde “pueden fondear buques”. Describió los bancos de “calizas compactas de color rosado” que forman los Haitises y realizó un corte geológico de dirección N-S perpendicular a la bahía de Samaná (Fig. 4) en el que, “prolongando los planos de estratificación hacia el N, parecerían reposar estos bancos sobre los de la caliza zoofílica de Punta Gorda”. En base a correlaciones con las calizas similares de “travertino rosado”, observadas en los itinerarios previos, las asignó al “periodo eoceno o mioceno inferior”.

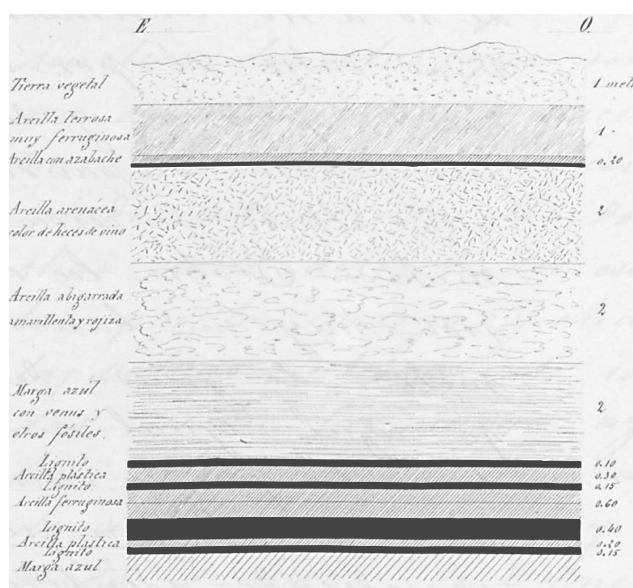
Siguiendo el Camino Real de Santo Domingo, el itinerario continuó por tierra desde Sabana de la Mar hacia el S para, remontando el río Yabón, pasar por Hato Viejo y,

continuando en dirección SO por el curso del río Yanigua, llegar a los depósitos de carbón. Desde Hato Viejo, prosiguió hacia el S para alcanzar Sabana del Valle, ascender la vertiente septentrional de la Cordillera Oriental hasta el Limpio y Sabana Grande y cruzar la divisoria por las Lomas de Pastilla y de los Castellanos. Descendió la vertiente meridional de la cordillera siguiendo el curso del río Casui, dejando al E la Loma de Santana, para llegar a la región de Bayaguana, que atravesó en dirección SO siguiendo el curso del río Yabacao hasta las Lagunas, Guerra y, cruzando el río Ozama, finalmente terminar en Santo Domingo.

En el sector de Sabana de la Mar, “el suelo no ofrece al geólogo el menor vestigio por donde deducir la naturaleza de las rocas que tiene debajo, porque es todo de arena y arcilla, cubierto ya de la hierba llamada pajón, que suele crecer en las sabanas de la isla, ya de monte no muy alto.” Marchando hacia el sur y en el río Yanigua, “existen al descubierto varias capas de combustible mineral, de la misma clase que las que había reconocido en la península de Samaná [...] Son siete las capas que he podido observar, todas horizontales o muy poco inclinadas al NE, y su grueso varía de 2 hasta 50 centímetros”. Realizó un croquis estratigráfico de uno de los depósitos de lignito (Fig. 8), describiendo el espesor centimétrico de las capas y su disposición “separadas entre sí por otras de arcilla plástica y de arcilla ferruginosa”. Sin embargo, el lignito aquí carece de “condiciones a propósito para ser objeto de beneficio, no tiene pues importancia ninguna industrial, al menos por ahora”. No obstante, “sí muy grande geológicamente consideradas”, ya que, al ser equivalentes a las rocas observadas en el Llaiba y otros puntos del Cibao, demuestran la gran extensión “que este terreno ocupó” y que “no baja de 50 leguas cuadradas”. Concluyó que “todo el combustible mineral que se conoce en la cuenca del Yuna se halla entre las capas del terreno mioceno, perteneciente a la molasa y el nagel-fluhe”. En la actualidad, estos depósitos se integran en la Formación Yanigua del Plioceno, compuesta por margas con limos, lignito e intercalaciones de calizas margosas.

A lo largo del itinerario de ascenso a la Cordillera oriental, Fernández de Castro recogió, en el sector de El Valle, muestras de “piedras cuarzosas y algunas anfibólicas, porfídicas y conglomerados” y en el Limpio rocas que clasificó como basálticas, “tanto por el color oscuro de su masa sembrada de cristales negros, probablemente de augita, como por que ejerce una acción muy sensible sobre la aguja magnética”. Durante el descenso observó unos bancos inclinados de calizas masivas y con “fajas de piedra lydía”, así como “formando los nódulos y fragmentos angulosos de la brecha”. Ambos tipos de rocas se incluyen en la actualidad en las coladas y brechas volcánicas máficas de la Formación Los Ranchos y en las calizas masivas y brechoides con rudistas de la Formación Hatillo, ambas del Cretácico Inferior (Díaz de Neira, 2010b).

Concluyó la memoria del itinerario con la propuesta de construir un “camino de hierro de Santo Domingo al fondeadero de San Lorenzo” que atravesase la Cordillera Oriental por el trayecto al N de Boyá, lo que “aseguraría la prosperidad de esta hermosa provincia”.



**Fig. 8.-** Croquis estratigráfico de uno de los depósitos de lignito del río Yanigua descrito en el itinerario 10° (Fernández de Castro, 1862a). ©CSIC, Archivo CCHS.

## Sumario sobre los terrenos geológicos de Santo Domingo

En la presentación de sus resultados sobre la geología de Santo Domingo ante la Academia de Ciencias Médicas, Físicas y Naturales de La Habana el 10 de agosto de 1862, Fernández de Castro dio a conocer, por vez primera, las diferentes “clases de terreno” observadas durante su estancia en Santo Domingo (Fernández de Castro, 1862b). El “primero y más antiguo” era el “terreno azoico que forma el suelo de todas las Cordilleras”, así como de casi toda la península de Samaná. El “terreno de transición” era “el que más espacio ocupa en la parte de Santo Domingo visitada”, incluyendo las rocas del período “cambriano” del Seybo, del “siluriano” en su extensión al O, y del “devoniano” formando parte de sectores de la Cordillera Central (actualmente sector E de la Cordillera Central y la Cordillera Oriental) y los alrededores de Hatillo de Maimón. No se reconocieron los “terrenos carboníferos o secundarios” [...] porque han sido denudados, o están cubiertos”, aunque la Caliza de Maimón puede ser “el miembro inferior de los terrenos jurásicos”.

En cuanto al “período eoceno de los terrenos terciarios de Santo Domingo” está representado según Fernández de Castro por la “caliza madreporica y margosa” que “forma el subsuelo” de la capital y “todo el litoral Sur de la Isla”, junto con un pequeño sector de la costa SO de la península de Samaná. Por su parte, la “caliza compacta que descansa sobre la anterior”, o “travertino terciario rosado”, o “abigarrado”, ocupó “una superficie no menos extensa”, aunque “ha sido mucho más trabajada por las aguas”, y se conservaron “islotas más o menos grandes” de la misma al NE de Santo Domingo, en la vertiente N de la Cordillera Central, los Haitises de San Lorenzo y la península de Samaná.

Las capas de lignito de la Cuenca del Yuna y Samaná las asignó al “terreno mioceno”, siendo las capas inferiores de “pudinga caliza del nagel-fluhe” y las capas superiores de “margas azules cuajadas de foraminíferos y otros fósiles de molasa”. Los “terrenos cuaternarios” ocupaban grandes extensiones, en casi todas las sabanas, e integran “las arcillas abigarradas”, las “llanuras cubiertas por hierro palustre o pisolítico”, y los “cascajares” de los piedemontes montañosos.

Por lo que respecta “a las rocas eruptivas o cristalinas, no es menos variado su número ni menos diseminado su yacimiento”. Encontró la “diorita, que es la más común”, la “inseparable sienita”, el “granito en diferentes parajes”, la “eufótida” (peridotitas serpentinizadas), la “serpentina”, los “pórfidos feldespáticos y cuarzosos en muchos parajes procedentes de la Cordillera Central y de la de Montecristo”, la “traquita, aunque más circunscrita”, y el “hierro”, “o sea la yenita, en la Loma de los Castellanos, Monte Managua y en el Hatillo de Maimón”.

### Avatares de una evaluación

Fernández de Castro comenzó a elaborar los datos para preparar la memoria del trabajo realizado en Santo Domingo nada más regresar a La Habana a finales de diciembre

de 1861. Como se ha comentado más arriba, no sólo se dedicó a plasmar las observaciones geológico-mineras, sino que preparó otras dos extensas memorias, una dedicada a reunir los datos sobre la historia económico-industrial de la isla, finalizada el 15 de septiembre de 1862, y una tercera sobre la geografía de la isla, que concluyó el 30 de octubre de ese año. En febrero de 1863, y siguiendo el conducto reglamentario, el Gobernador Superior Civil de Cuba remitió el informe sobre Santo Domingo a la metrópoli, pero en vez de hacerlo al Ministerio de Fomento, por tratarse de un estudio geológico, lo envió a la Dirección General de Ultramar del Ministerio de la Guerra<sup>(nota 9)</sup>. Esta decisión traería graves consecuencias posteriores, como se verá a continuación.

En abril de 1863 ya estaba nombrada por el departamento de Ultramar una comisión para la emitir un informe de la memoria en relación con su posible publicación, formada por Alejandro Oliván Borrue (1796-1878), como presidente, Juan Vilanova y Piera (1821-1893), que ejerció las funciones de secretario, y los vocales Mariano de la Paz Graells (1809-1898), Laureano Pérez Arcas (1824-1894) y Casiano de Prado. Oliván era en esos momentos responsable de coordinar los trabajos de la Junta General de Estadística, donde se habían integrado los trabajos de cartografía geológica a través de la constitución de unas brigadas geológicas, tras la disolución de la Comisión del Mapa Geológico a finales de 1859. En dicha Junta, Casiano de Prado, ingeniero de minas y geólogo, dirigía las brigadas geológicas. Por su parte, Vilanova, Graells y Pérez Arcas, los tres naturalistas, geólogo y paleontólogo el primero, y zoólogos los dos restantes, eran profesores de la Universidad Central en el Museo de Ciencias Naturales. A través de un epistolario entre Prado y Fernández de Castro, fechado entre 1859 y 1866, cuando el segundo prestaba sus servicios en la Inspección de Minas de Cuba, hemos podido conocer algunas circunstancias del proceso de evaluación del estudio geológico de Santo Domingo (Rábano, 2006).

Como ya se ha comentado anteriormente, el primer volumen del informe reunía datos sobre la geografía, el clima, la historia natural, así como la población y los medios de comunicación, junto con una tabla de temperaturas y datos barométricos de Santo Domingo, sumando en total 1.008 páginas de texto. El segundo (737 páginas) era un compendio de la historia de la colonia, desde el descubrimiento en 1492 hasta la segunda incorporación de Santo Domingo a la corona española. Por último, el tercero, y primero que finalizó, lo destinó al estudio geológico propiamente dicho (711 páginas, acompañado de un atlas), que ya se ha tratado en el apartado anterior. Una queja generalizada de todos los miembros de la comisión fue la desviación de los objetivos iniciales hacia aspectos geográficos e históricos, por cuyo motivo, según Prado<sup>(nota 10)</sup> el informe acabó siendo evaluado en Ultramar y no en Fomento: “Este negocio vino mal dirigido. Si V. creyó que debía ocuparse también de la historia y de la geografía de aquella tierra, debió presentarlos por separado y con independencia de la parte geológica, que debiera corresponder a otro expediente y entonces sin duda alguna hubiera venido a informe de la Junta de Minería [...] Reparé desde luego que el presidente

no miró de buen ojo un trabajo de tanto vuelo.” Además, lo extenso del informe, casi 2.500 páginas, generó un retraso en su lectura por parte de los miembros de la comisión que, en su mayoría, estaban en desacuerdo con ese desvío hacia temas no previstos. Pero lo más grave fue la postura contraria de Vilanova a la publicación de la parte geológica, “diciendo que era un trabajo incompleto, difuso, erróneo en algunos puntos”.

Es conocida la animadversión que existió entre Prado y Vilanova (Gozalo Gutiérrez, 1998; Rábano, en prensa), y este informe fue otro motivo de fricción entre ambos geólogos: “Vilanova es hombre malo y no puede vernos a los ingenieros de minas, aunque tiene un hermano que lo es (por cierto, uno de los ingenieros pollinos del Cuerpo)”. Prado salió en defensa del trabajo de Fernández de Castro manifestándose en contra de la opinión negativa hacia su publicación por parte de la comisión, argumentando que no pretendía ser un estudio geológico exhaustivo, sino de reconocimiento de las posibilidades de explotación de ciertos yacimientos, en especial los de carbón de piedra. En febrero de 1865 Fernández de Castro recibió el dictamen negativo de la publicación de la memoria, con la indicación de que debía reducirla y restringirla a la parte geológica. También es cierto que para entonces la colonia ya estaba reclamando su independencia de la corona española, por lo que la Administración perdió el interés en continuar con este debate, y le recomendó que la publicase “a su nombre y a su cuenta”, enfocada solo a los datos geológicos, “en cuyo caso el Gobierno podría comprometerse a prestarle auxilio por medio de la suscripción de un determinado número de ejemplares” (AHN, Ultramar, 227, Exp. 7, nº 34). El caso es que Fernández de Castro no llevó a cabo las modificaciones indicadas por la comisión, la memoria nunca se publicó y, además, el manuscrito no le fue devuelto; quedó retenido en el Ministerio de Ultramar para evitar su extravío, según indicaba la Real Orden de 25 de febrero de 1865.

Podemos pensar que para Fernández de Castro todo este asunto resultó bastante desagradable y desmoralizador, cuando había puesto el mayor esfuerzo en cumplir la misión que le había encomendado el Capitán General de Cuba, en representación de los intereses del gobierno de la nación. Por su parte nunca dejó de intentar difundir los resultados de esta expedición en la que había trabajado tanto. Así, el 10 de agosto de 1862 impartió una conferencia en la Academia de Ciencias de La Habana sobre la geología de Santo Domingo, que fue publicada en el *Diario de la Marina* de esa ciudad antillana, y reproducida en Madrid en la *Revista Minera* (Fernández de Castro, 1862b). También, y como miembro de la junta directiva de la Sociedad Geográfica de Madrid (actual Real Sociedad Geográfica), en 1877 le solicitaron que impartiese una conferencia sobre la geografía de Santo Domingo en una de las sesiones de la sociedad. Habían pasado ya casi veinte años de su expedición a la isla, Fernández de Castro ejercía entonces la presidencia de la Comisión del Mapa Geológico desde 1873 y, además y muy importante, no disponía del ejemplar de su memoria. Por ello, en octubre de 1877 solicitó al Ministerio de Ultramar poder realizar una copia, a lo

que le respondieron afirmativamente desde el Negociado de Minas e Industria del citado ministerio, pero con la indicación de que debía devolverla una vez hecha la copia y, además, con la advertencia de no emitir opiniones políticas o financieras en la difusión de sus resultados, pues la isla ya no era colonia española. Impartió la conferencia en la Sociedad Geográfica de Madrid el 1 de abril de 1879 y pudo, finalmente, ver publicado un resumen de su memoria geográfica de 1862 en el seno de esta institución (Fernández de Castro, 1879). Lamentablemente, su amigo y mentor Casiano de Prado, que tanto le defendió y apoyó (“No abandone V. la geología: firme con ella que a Vilanova ya le geringaremos (*sic*)”, le decía en una carta el 12 de marzo de 1865), no pudo ser testigo de esta reparación, pues había fallecido en 1866.

Fernández de Castro no dejó nunca de tener presente su práctica profesional en las islas antillanas, tanto los trabajos geológicos originales (no hay que olvidar que fue autor, junto con Pedro Salterain, del primer mapa geológico de Cuba), como los de representación política como senador durante doce años por la provincia cubana de Santa Clara. Igualmente, participó en diferentes exposiciones nacionales e internacionales mostrando la cartografía geológica colonial, así como sus colecciones de rocas, minerales y



**Fig. 9.-** Catálogo de las rocas de Santo Domingo, recogidas por Manuel Fernández de Castro, exhibidas en la Exposición Histórico-Americana de 1892 por la Comisión del Mapa Geológico de España. Biblioteca del Instituto Geológico y Minero de España (IGME, CSIC).



fósiles de Cuba y Santo Domingo. Envío colecciones de fósiles y minerales cubanos a la Exposición Universal de París de 1867, mostró su mapa geológico de Cuba y colecciones geológicas antillanas en la Exposición Nacional de Minería de Madrid de 1883 (Rábano, 2019b) y participó en la Exposición Histórico-Americana de Madrid de 1892 (que se continuó en la Histórico-Natural y Etnográfica en 1893). Fue en la exposición de 1892, uno de los eventos gubernamentales para conmemorar el IV Centenario del Descubrimiento de América, donde Fernández de Castro tuvo la oportunidad de mostrar más profusamente su participación en la construcción del conocimiento geológico antillano desde la Inspección de Minas de Cuba. Habiendo sido delegado por el Cuerpo de Ingenieros de Minas para coordinar los objetos que se debían exponer en la sección dedicada a la minería, reunió colecciones de rocas, fósiles y minerales procedentes de Cuba, Santo Domingo y Puerto Rico, así como una recopilación bibliográfica y cartográfica de toda obra conocida relacionada con la minería de la América colonial (Rábano, 2017). Y aquí tuvo la oportunidad de realizar un gran despliegue de su trabajo en Santo Domingo: todos los planos que acompañaron a su estudio geológico, así como una colección de 599 rocas (ver nota 8), de las que desafortunadamente no se ha conservado ninguna muestra y de la que únicamente queda el catálogo bellamente encuadernado que prepararon para la ocasión (Fig. 9).

## Conclusiones

Como bien ha indicado Gutiérrez Escudero (2010), la minería representó una de las actividades económicas de menor calado a lo largo de la historia colonial de Santo Domingo, si bien alcanzó cierta importancia durante la segunda mitad del siglo XIX, acudiendo reiteradamente a la inversión extranjera (Moya Pons, 2016). La encomienda gubernamental recibida por Fernández de Castro para realizar su estudio en Santo Domingo se sitúa en el último periodo de anexión de la colonia a la corona española, entre 1861 y 1865. El interés desde la metrópoli se orientó a la caracterización de yacimientos de carbón susceptibles de ser explotados para el beneficio de la administración colonial, como estaba ocurriendo en otras colonias, en especial en las islas Filipinas. Lo breve de esta última anexión impidió además la instalación de una Inspección de Minas semejante a las implantadas en el resto de las colonias ultramarinas.

En julio de 1862, inmediatamente tras la finalización del estudio geológico de Fernández de Castro en Santo Domingo, solicitaron, desde el Ministerio de Ultramar al de Fomento, la designación de un ingeniero de minas para esa colonia. Su función sería dirigir la explotación de los yacimientos de carbón de la península de Samaná, poniendo de esta forma de manifiesto que los resultados de Fernández de Castro habían cosechado rápidamente sus frutos<sup>(nota 11)</sup>. No fue así con la memoria, que sufrió una dura revisión de la comisión de expertos nombrada al efecto por el departamento de Ultramar, que rechazó su publicación tras mu-

chos vaivenes entre sus miembros. Sin embargo, y aunque fueron solo unos meses del año 1861 los que pasó en Santo Domingo, Fernández de Castro nunca dejó de tener presente su informe en diferentes escenarios, como conferencias y exposiciones, divulgándolo junto con las colecciones de rocas que reunió durante sus itinerarios geológicos.

En 1877 solicitó hacer una copia a partir del único ejemplar disponible, el utilizado para su evaluación, que había quedado archivado en el Ministerio de Ultramar. El motivo fue, además de que su autor quería disponer de una copia personal, el de volver sobre sus datos para impartir una conferencia en la Sociedad Geográfica de Madrid. Con la información de la que disponemos actualmente, no podemos saber si el manuscrito que se conserva en el Archivo del Centro de Ciencias Humanas y Sociales (CSIC) es el original o la copia, si es que efectivamente llegó a hacerla. Los manuscritos de los cuatro volúmenes encuadernados de los *Estudios geológicos y geográficos de la Isla de Santo Domingo con datos para su historia económico-industrial*, terminados de compilar por Manuel Fernández de Castro en diferentes fechas a lo largo de 1862, llegaron a la Biblioteca General de Humanidades del antiguo Centro de Estudios Históricos del CSIC<sup>(nota 12)</sup> sin quedar constancia de su origen o procedencia. Una labor de inventario y catalogación de los manuscritos de esta biblioteca (Pérez-Montes y Caso Neira, 2005) y su posterior integración en el catálogo de la Red de Bibliotecas y Archivos del CSIC, afloró la presencia del informe completo, que se creía perdido.

En cualquier caso, el estudio y la valoración de la información geológica recogida por Fernández de Castro en su memoria, que se realiza aquí por vez primera, viene a reivindicar el hecho de que este autor llevó a cabo el primer estudio geológico de una parte sustancial de la isla de Santo Domingo, correspondiente a la actual República Dominicana. Igualmente, con el presente trabajo queremos restituir la memoria de Fernández de Castro en la historia de la geología dominicana, así como reparar el escaso interés que sus investigaciones suscitaron entre la mayoría de los miembros de la comisión evaluadora. No cabe ninguna duda de que la pérdida de la colonia, en julio de 1865, terminó de hundir a este informe geológico en el sueño de los archivos.

## Notas

<sup>1</sup> Archivo Histórico Nacional (en adelante AHN), Ultramar, 437, Exp. 10, *Descubrimiento de oro en Luquillo y nombramiento de inspectores de Minas en Ultramar*. La jefatura de la Inspección de Minas de Filipinas fue ocupada por Isidro Sainz de Baranda (1806-1878), y para la de Cuba y Puerto Rico fue nombrado Joaquín Eizaguirre Bailly (1812-1887).

<sup>2</sup> La historia política y económica de la isla es bastante compleja, en especial a partir del siglo XVII (ver Moya Pons, 2010; Castellanos de Kranwinkel, 2018; Álvarez López, 2019), en la que se alternan los nombres de Santo Domingo y República Dominicana. Llamada *Española* tras la llegada de Colón en 1492, la isla era conocida anterior-

mente como *Ayti* o *Hayti*. Su posición geográfica, así como el florecimiento de la minería, la agricultura y la ganadería, despertó el interés de otros países europeos durante el siglo XVII, que ocuparon la parte occidental de la isla. Se inició así la división en dos regiones, la occidental dominada por Francia, mientras que la oriental continuaba bajo el control de la corona española. En 1795, tras la firma del Tratado de Basilea entre España y Francia, toda la isla pasó a ser posesión francesa, y alcanzó la independencia en 1804 como República de Haití, la primera república negra en el mundo. España recuperó la parte oriental en 1808 y firmó la paz con Francia en 1814 con el Tratado de París. Los criollos de Santo Domingo proclamaron su emancipación de España en 1821, pero no pudieron mantener su autonomía y fue anexionada por la República de Haití en 1822. No fue hasta 1844 cuando se proclamó la República Dominicana tras la independencia de Haití. Con ello dio inicio la Primera República, que se extendió entre 1844 y 1861. Manuel Fernández de Castro recibió su encomienda para estudiar la geología y minería de Santo Domingo en 1862, un año en el que el territorio gozó de una cierta estabilidad entre la nueva anexión a España, que se produjo en 1861, y la restauración de la República Dominicana en julio de 1865. En 1863 comenzaron las revueltas de “rebeldes dominicanos separatistas” frente a las autoridades españolas de Santo Domingo, sobre todo en el valle del Cibao, que marcaron el inicio de la Guerra de la Restauración, o de Santo Domingo, entre 1863 y 1865. Probablemente, por seguridad, Manuel Fernández de Castro no se internó en la isla más al oeste de la localidad de Bonao, por lo que no llegó a visitar las ciudades de La Vega y Santiago de los Caballeros.

<sup>3</sup> Archivo del Centro de Ciencias Humanas y Sociales (CSIC): *Estudios geológicos y geográficos de la Isla de Santo Domingo con datos para su historia económico-industrial. Hechos por orden del Excelentísimo Señor Capitán General de la Isla de Cuba, Don Francisco Serrano y Domínguez; Duque de la Torre*. Manuel Fernández de Castro, 1862. ABGHms000/009/022/000 (V. 1. Parte 3ª: Itinerarios geológicos), ABGHms000/009/023/000 (V. 2. Parte 2ª: Datos para la Historia Económica-Industrial de Santo Domingo), ABGHms000/010/024/000 (V. 3. Parte 1ª: Geografía), ABGHms000/011/025/000 (V. 4: Atlas).

<sup>4</sup> Introducción a la parte 3ª (Itinerarios geológicos) de los *Estudios geológicos y geográficos de la Isla de Santo Domingo...* (Fernández de Castro, 1862a).

<sup>5</sup> Introducción a la parte 1ª (Geografía) de los *Estudios geológicos y geográficos de la Isla de Santo Domingo...* (Fernández de Castro, 1862a).

<sup>6</sup> Antonio Sánchez Valverde (1729-1791) fue un religioso católico, el primer escritor nacido en Santo Domingo. Para su biografía ver Cassá (2008).

<sup>7</sup> Todos los textos entrecomillados de este apartado están extraídos de la parte 3ª de la memoria de Manuel Fernández de Castro (1862a), “Itinerarios geológicos” (Archivo del Centro de Humanidades y Ciencias sociales, CSIC, ABGHms000/009/022/000).

<sup>8</sup> Aunque Fernández de Castro (1862a) anunció la formación de un catálogo de las rocas recogidas durante sus itinerarios geológicos, nunca se realizó o, al menos, no

se encuentra acompañando al informe sobre los estudios geológicos de Santo Domingo. En la Biblioteca del Instituto Geológico y Minero de España (CSIC) se conserva un “Catálogo de las rocas de la isla de Santo Domingo presentadas por la Comisión del Mapa Geológico de España” a la Exposición Histórico-Americana de 1892 (signatura C8-6). La Biblioteca Nacional de España conserva otro documento relacionado, “Catálogo de los 300 ejemplares de rocas que constituyen el suelo de la Española (Isla de Santo Domingo). Colección donada por la Comisión del Mapa Geológico de España” (signatura MSS-19697-23). Podría tratarse de una colección cedida por Fernández de Castro, ya como presidente de la citada Comisión, al Museo de Ultramar, creado en 1887 con ocasión de la Exposición General de las Islas Filipinas, y cerrado en 1908. Sus objetos y documentos se encuentran repartidos actualmente entre la Biblioteca Nacional, el Museo de América y el Museo Arqueológico Nacional.

<sup>9</sup> AHN, Ultramar, 227, Exp. 7, *Comisiones y memorias mineras de Cuba y Santo Domingo*. El Ministerio de Ultramar se creó por Real Decreto de 20 de mayo de 1863, en el seno de un gobierno liberal presidido por Leopoldo O'Donnell (1809-1867). El informe de Fernández de Castro, enviado desde Cuba a la metrópoli el 15 de febrero de 1863, llegó a la Dirección General de Ultramar, del Ministerio de la Guerra, en unos momentos de reorganización de los asuntos ultramarinos que perseguían impulsar la política colonial de la corona española (Martínez Navas, 2007).

<sup>10</sup> Todos los textos entrecomillados que se citan a continuación están extraídos de la carta remitida por Casiano de Prado a Manuel Fernández de Castro el 12 de enero de 1865 (ver Rábano, 2006).

<sup>11</sup> AHN, Ultramar, 1132, Exp. 5, *Cambian inspección de minas de Sto. Domingo a Puerto Rico*. En marzo de 1863, Fomento propuso a Cirilo de Tornos (1828-1865) para dirigir la nueva Inspección de Minas en Santo Domingo. Antes de incorporarse a su nuevo destino, Tornos viajó por Europa para familiarizarse con el estudio de sustancias bituminosas, así como para adquirir en París un laboratorio químico y una colección de instrumentos para equipar la Inspección de Minas de la colonia antillana. Sin embargo, en septiembre de 1863, y con el comienzo de las revueltas independentistas, la inspección se trasladó a la que ya existía en la isla de Puerto Rico, donde Tornos falleció en 1865.

<sup>12</sup> El Centro de Estudios Históricos fue creado en 1910 en el seno de la Junta para Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas. Su fondo bibliográfico se encuentra integrado actualmente en la Biblioteca Tomás Navarro Tomás, del Centro de Ciencias Humanas y Sociales (CSIC).

## Agradecimientos y financiación

Agradecemos a Rosa M<sup>a</sup> Villalón, Raquel Ibáñez y Jesús Muñoz Fernández, del Archivo del Centro de Ciencias Humanas y Sociales (CSIC), las facilidades prestadas para la consulta del informe manuscrito de Manuel Fernández de Castro sobre el que se basa el presente trabajo, así como la realización de las fotografías de los documentos y la gestión de los permisos de reproducción de las figuras.

Igualmente, a Carmela Pérez-Montes, de la Biblioteca Tomás Navarro Tomás del CCHS (CSIC) y a Leoncio López-Ocón, del Instituto de Historia (CSIC), sus observaciones sobre las circunstancias desconocidas de depósito de este manuscrito en la antigua Biblioteca General de Humanidades del CSIC. Los autores agradecen especialmente a los revisores científicos Dres. Joaquín A. Proenza (Universidad de Barcelona) y Lisard Torró i Abat (Pontificia Universidad Católica del Perú, Lima), por sus acertadas sugerencias, que sirvieron para mejorar el manuscrito. El trabajo constituye una contribución al Grupo Español de la International Commission on the History of Geological Sciences (International Union of Geological Sciences). La presente investigación no ha recibido ayudas específicas provenientes de agencias del sector público, sector comercial o entidades sin ánimo de lucro.

### Contribución de autores/as

Ambos autores han contribuido en la misma medida a la concepción, diseño y redacción del trabajo.

### Referencias

- Álvarez López, L., 2019. La anexión a España. En: Historia general del pueblo dominicano. Tomo III. La eclosión de la nación (1790-1880) (E. Cordero Michel, Coord.). Academia Dominicana de la Historia, Santo Domingo, 371-422.
- Andreu, E., Torró, L., Proenza, J.A., Domenech, C., García-Casco, A., Villanova de Benavent, C., Chavez, C., Espaillet, J., Lewis, J.F., 2015. Weathering profile of the Cerro de Maimón VMS deposit (Dominican Republic): textures, mineralogy, gossan evolution and mobility of gold and silver. *Ore Geology Reviews*, 65 (1): 165-179. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.09.015>
- Ardouin, B., 1832. Géographie de l'Île d'Haïti. Imprimerie du Gouvernement, Port-au-Prince, 184 p.
- Bourdon, L., 1985. La Cordillère Orientale dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles): un arc insulaire crétacé polystructuré. Thèse 3ème cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 203 p.
- Cassá, R., 2008. Pensadores criollos. Comisión Permanente de Efemérides Patrias, Archivo General de la Nación, Colección Juvenil, 6, Santo Domingo, 96 p.
- Castellanos de Kranwinkel, A.I., 2018. República Dominicana y República de Haití: de una barca, dos remos. 1844-1970. *Revista Electrónica Iberoamericana*, 12 (1): 36 p.
- Charlevoix, P.F.X., 1730-1731. Histoire de l'Isle Espagnole ou de S. Domingue, écrite particulièrement sur des mémoires manuscrits du P. Jean-Baptiste Le Pers, jésuite, missionnaire à Saint-Domingue, et sur les pièces originales qui se conservent au Dépôt de la Marine. Vol. 1, 1730, 482 p.; Vol. 2, 1731, 506 p. Impr. Jacques Guerin, Paris. [Trad. 1977, Historia de la Isla Española o de Santo Domingo. 2 vols. Editora de Santo Domingo, Santo Domingo]. <https://doi.org/10.5962/bhl.title.132320>
- Díaz de Neira, A., 2010a. Mapa Geológico de la República Dominicana, Hoja E. 1:50.000 n° 6271-III (Santo Domingo). Dirección General de Minería, Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- Díaz de Neira, A., 2010b. Mapa Geológico de la República Dominicana, Hoja E. 1:50.000 n° 6373-III (Sabana de la Mar). Dirección General de Minería, Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- Draper, G., Mann, P., Lewis, J.F., 1994. Hispaniola. En: Caribbean Geology: An introduction (S.K. Donovan, T.A. Jackson, Eds.). University of the West Indies Publishers Association, Jamaica, 129-150.
- Eller, A., 2016. We dream together: Dominican independence, Haiti, and the fight for Caribbean freedom. Duke University Press, Durham, 381 p. <https://doi.org/10.1215/9780822373766>
- Escuder-Viruete, J., 2010. Mapa Geológico de la República Dominicana E. 1:50.000, Santa Bárbara de Samaná (6373-IV). Dirección General de Minería, Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- Escuder Viruete, J., Díaz de Neira, A., Hernáiz Huerta, P.P., Montheil, J., García Senz, J., Joubert, M., Lopera, E., Ullrich, T., Friedman, R., Mortensen, J., Pérez-Estaún, A., 2006. Magmatic relationships and ages of Caribbean island-arc tholeiites, boninites and related felsic rocks, Dominican Republic. *Lithos*, 90: 161-186. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.02.001>
- Escuder-Viruete, J., Pérez-Estaún, A., Gabites, J., Suárez-Rodríguez, Á., 2011. Structural development of a high-pressure collisional accretionary wedge: The Samaná complex, northern Hispaniola. *Journal of Structural Geology*, 33: 928-950. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.02.006>
- Escuder Viruete, J., Beranoaguirre, A., Valverde-Vaquero, P., Medermott, F., 2020. Quaternary deformation and uplift of coral reef terraces produced by oblique subduction and underthrusting of the Bahama Platform below the northern Hispaniola forearc. *Tectonophysics*, 796: 228631. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228631>
- Fernández de Castro, M., 1862a. Estudios geológicos y geográficos de la Isla de Santo Domingo con datos para su historia económico-industrial. Hechos por orden del Excelentísimo Señor Capitán General de la Isla de Cuba, Don Francisco Serrano y Domínguez; Duque de la Torre. Vol. 1, Parte 3ª, Itinerarios Geológicos, 711 p.; Vol. 2, Parte 2ª, Datos para la Historia Económica-Industrial de Santo Domingo, 737 p.; Vol. 3, Parte 1ª, Geografía, 1008 p.; Vol. 4. Atlas [Manuscritos, Archivo del Centro de Ciencias Humanas y Sociales (CSIC)].
- Fernández de Castro, M., 1862b. Nota sobre la geología de Santo Domingo. *Diario de la Marina, La Habana*, varios artículos. [Reproducido en *Revista Minera*, 13 (1862): 633-642, 692-699, 729-738; 14 (1863): 42-51, 65-73].
- Fernández de Castro, M., 1879. Noticias geográficas de la Isla de Santo Domingo. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Madrid*, 6 (5): 317-338.
- Fradera, J.M., 2005. Colonias para después de un imperio. Edicions Bellaterra, Barcelona, 751 p.
- Gozalo Gutiérrez, R., 1998. El inicio de la polémica sobre los sufijos utilizados para denominar los "terrenos": -ano versus -ico o Casiano de Prado versus Juan Vilanova. *Geogaceta*, 23: 71-74.
- Gutiérrez Escudero, A., 2010. La estructura económica de Santo Domingo, 1500-1795. En: Historia de las Antillas. Volumen 2, Historia de la República Dominicana (F. Moya Pons, Coord.). Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Academia Dominicana de la Historia, Ediciones Doce Calles, Madrid, 57-94.
- Heneken, T.S., 1850. On some Tertiary beds in the Island of San Domingo. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 6: 39-44. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1850.006.01-02.09>
- Heneken, T.S., 1853. On some Tertiary deposits in San Domingo. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*,



- 9: 115-129. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1853.009.01-02.27>
- Hernández-Huerta, P.P., 2010. Mapa Geológico de la República Dominicana E. 1:50.000, Sánchez (6273-I). Dirección General de Minería, Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo.
- Joyce, J., 1991. Blueschist metamorphism and deformation on the Samaná Peninsula: A record of subduction and collision in the Greater Antilles. En: *Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary Zone in Hispaniola* (P. Mann, G. Draper, J. Lewis, Eds). Geological Society of America Special Paper, 262, 47-75. <https://doi.org/10.1130/SPE262-p47>
- Kesler, S.E., Russell, N., Polanco, J., Mccurdy, K., Cumming, G.L., 1991. Geology and geochemistry of the early Cretaceous Los Ranchos Formation, central Dominican Republic En: *Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary Zone in Hispaniola* (P. Mann, G. Draper, J. Lewis, Eds). Geological Society of America Special Paper, 262, 187-201. <https://doi.org/10.1130/SPE262-p187>
- Lewis, J.F., Draper, G., 1990. Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. En: *Decade of North American Geology*, vol H. (D. Dengo, J.E. Case, Eds). The Caribbean. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 77-140. <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-H.77>
- Lewis, J.F., Amarante, A., Bloise, G., Jiménez, J.G., Domínguez, J., 1991. Lithology and stratigraphy of Upper Cretaceous rocks volcanic and volcanoclastic rocks of the Tireo Group, Dominican Republic and correlations with the Massif du Nord with Haiti. En: *Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary Zone in Hispaniola* (P. Mann, G. Draper, J. Lewis, Eds). Geological Society of America Special Paper, 262, 143-163. <https://doi.org/10.1130/SPE262-p143>
- Lewis, J.F., Draper, G., Proenza, J.A., Esparillat, J., Jiménez, J., 2006. Ophiolite-related ultramafic rocks (serpentinites) in the Caribbean region: a review of their occurrence, composition, origin, emplacement and Ni-laterite soil formation. *Geologica Acta*, 4: 237-263.
- Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F., 1991. An overview of the geologic and tectonic development of Española. En: *Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary Zone in Hispaniola* (P. Mann, G. Draper, J. Lewis, Eds). Geological Society of America Special Paper, 262, 1-28. <https://doi.org/10.1130/SPE262-p1>
- Marchesi, C., Garrido, C.J., Proenza, J.A., Hidas, K., Varas-Reus, M.I., Butjosa, L., Lewis, J.F., 2016. Geochemical record of subduction initiation in the sub-arc mantle: Insights from the Loma Caribe peridotite (Dominican Republic). *Lithos*, 252-253: 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.02.009>
- Martínez Navas, I., 2007. El gobierno de las islas de Ultramar. Consejos, juntas y comisiones consultivas en el siglo XIX. Universidad de La Rioja y Editorial Dykinson, Madrid, 455 p.
- Monthel, J., Capdeville, J.P., 2004. Mapa Geológico de la República Dominicana, Hoja E. 1:50.000 n° 6272-IV (Sabana Grande de Boyá). Dirección General de Minería, Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- Monthel, J., Genna, A., Nicol, N., Fondeur, L., 2004. Mapa Geológico de la República Dominicana, Hoja E. 1:50.000 n° 6272-II (Bayaguana). Dirección General de Minería, Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- Moreau de Jonnés, A., 1822. *Histoire physique des Antilles françaises: savoir la Martinique et les îles de la Guadeloupe*. Imprimerie de Migneret, París, 560 p.
- Moreau de Saint-Méry, M.L.E., 1796. *Description topographique et politique de la partie espagnole de l'Isle Saint Domingue*. 2 vols. Filadelfia.
- Moya Pons, F. (Coord.), 2010. *Historia de las Antillas. Volumen 2, Historia de la República Dominicana*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Academia Dominicana de la Historia, Ediciones Doce Calles, Madrid, 723 p.
- Moya Pons, F., 2016. El oro en la historia dominicana. Academia Dominicana de la Historia, Santo Domingo, 414 p.
- Myczynski, R., Iturralde-Vinent, M., 2005. The Late Lower Albian invertebrate fauna of the Hatillo Limestone of Pueblo Viejo, Dominican Republic. *Caribbean Journal of Science*, 41: 782-796.
- Nelson, C.E., Polanco, J., Macassi, A., Dominguez, H., Proenza, J.A., Torró, L., Rhys, D., Iturralde-Vinent, M., 2020. The Hatillo Limestone, Pueblo Viejo Mining District, Dominican Republic: marginal reef or impermeable cap? *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 72 (3): A011119. <https://doi.org/10.18268/BSGM2020v72n3a011119>
- Pérez-Montes, C., Caso Neira, M., 2005. Fondos ocultos. La colección de Manuscritos de la Biblioteca General de Humanidades. *Enredadera*, 12, 2 p.
- Rábano, I., 2006. Casiano de Prado y Manuel Fernández de Castro: relación epistolar entre 1859 y 1866. *Boletín Geológico y Minero*, 117 (3): 423-440.
- Rábano, I., 2015. Los Cimientos de la Geología. La Comisión del Mapa Geológico de España (1849-1910). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 329 p.
- Rábano, I., 2016. Las investigaciones geológicas y mineras de Manuel Fernández de Castro en Cuba y Santo Domingo (1859-1869). *Geo-Temas*, 16 (2): 247-250.
- Rábano, I., 2017. Geología y minería en la Exposición Histórico-Natural y Etnográfica de 1893: objetos conservados en el Instituto Geológico y Minero de España (Madrid). En: *La Exposición Histórico-Natural y Etnográfica de 1893* (R. Rodrigo del Blanco, Coord.). Ministerio de Educación, Cultura y Deporte, Madrid, 243-253.
- Rábano, I., 2019a. La minería del carbón en Filipinas durante el siglo XIX: la Inspección General de Minas y los informes de Antonio Hernández Espiera (1853) y César Lasaña Vázquez (1861). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 32 (1): 43-62.
- Rábano, I., 2019b. La Comisión del Mapa Geológico de España en la Exposición Nacional de Minería de 1883: un escaparate de la construcción del mapa geológico nacional. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 113: 133-144. [https://doi.org/10.29077/bol/113/e04\\_rabano](https://doi.org/10.29077/bol/113/e04_rabano)
- Rábano, I., 2020. Encuentros y desencuentros con la metrópoli: la Inspección General de Minas de las islas Filipinas y sus ingenieros. *Illes i Imperis*, 22: 107-124. <https://doi.org/10.31009/illesimperis.2020.i22.06>
- Rábano, I., En prensa. Juan Vilanova y Piera (1821-1893) y la Comisión del Mapa Geológico de España. *Tierra y Tecnología*.
- Redwood, S.D., 2019. Historia de la primera mina de cobre en La Española. *Las Minas de Cobre de Maimón* (Loma de la Mina). *Geonoticias*, 16 (45): 9-14.
- Ryan, W.B.F., Carbotte, S.M., Coplan, J., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., Weissel, R.A., Ferrini, V., Goodwillie, A., Nitsche, F., Bonczkowski, J., Zemsky, R., 2009. Global Multi-Resolution Topography (GMRT) synthesis data set. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10: Q03014. <https://doi.org/10.1029/2008GC002332>
- Sánchez Valverde, A., 1785. *Idea del valor de la Isla Española, y utilidades que de ella puede sacar su Monarquía*. Imprimerie de

- Don Pedro Marín, Madrid, 208 p.
- Schomburgk, R.H., 1853a. The peninsula and bay of Samaná in the Dominican Republic. *Journal of the Royal Geographical Society*, 23: 264-284. <https://doi.org/10.2307/1797968>
- Schomburgk, R.H., 1853b. The Loadstone Mountain at Santo Domingo. *The Athenaeum*, 1338, June 18: 738-740.
- Schomburgk, R.H., 1858. Mapa de la Isla de Santo Domingo. Escala 1:400.000. Lannée, París.
- Torró, L., Proenza, J.A., Melgarejo, J.C., Alfonso, P., Farré de Pablo, J., Colomer, J.M., García-Casco, A., Gubern, A., Gallardo, E., Cazañas, X., Chávez, C., del Carpio, R., León, P., Nelson, C., Lewis, J.F., 2016. Mineralogy, geochemistry and sulfur isotope characterization of the Cerro de Maimón (Dominican Republic), San Fernando and Antonio (Cuba) lower Cretaceous VMS deposits: Formation during subduction initiation of the Proto-Caribbean lithosphere within a fore-arc. *Ore Geology Reviews*, 72 (1): 794-817. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.09.017>
- Torró, L., Proenza, J.A., Camprubí, A., Nelson, C.E., Domínguez, H., Carrasco, C., Reynoso-Villafaña, R., Melgarejo, J.C., 2017. Towards a unified genetic model for the Au-Ag-Cu Pueblo Viejo district, central Dominican Republic. *Ore Geology Reviews*, 89: 463-494. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.07.002>

MANUSCRITO RECIBIDO EL: 17-11-2021

RECIBIDA LA REVISIÓN EL: 11-04-2022

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL: 29-04-2022



## A SHORT GUIDE FOR THE STUDY OF ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY (AMS) IN DEFORMED ROCKS

*Guía rápida para el estudio de rocas deformadas a partir del análisis de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM)*

Ruth Soto<sup>1</sup>, Antonio M. Casas-Sainz<sup>2</sup>, Belén Oliva-Urcia<sup>3</sup> y Teresa Román-Berdiel<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Instituto Geológico y Minero de España (IGME), CSIC, Unidad de Zaragoza, 50006 Zaragoza, Spain. [r.soto@igme.es](mailto:r.soto@igme.es)

<sup>2</sup> Geotransfer (IUCA). Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain. [acasas@unizar.es](mailto:acasas@unizar.es), [mtjrb@unizar.es](mailto:mtjrb@unizar.es)

<sup>3</sup> Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Madrid, Spain. [belen.oliva@uam.es](mailto:belen.oliva@uam.es)

**Abstract:** The analysis of the Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) constitutes a fast and non-destructive technique that has gained the acceptance of structural geologists because it provides valuable information related to the orientation and intensity of the strain ellipsoid of deformed rocks. Part of its strength results from the possibility of (i) characterizing very subtle rock deformation, and (ii) integrating a large number of data, widespread across large areas. Since the pioneer works in the 1950s, a considerable amount of papers applying this technique to a wide variety of issues in Earth Sciences and to almost all rock types (considering both age and lithology) has been published. Here we explore and expose the use of this valuable technique in modern structural geology and tectonics, as well as its benefits and limits.

**Keywords:** anisotropy of magnetic susceptibility, deformed rocks, strain, magnetic ellipsoid, magnetic fabrics.

**Resumen:** El análisis de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) constituye una técnica rápida y no destructiva muy valiosa en geología estructural y tectónica, ya que es capaz de proporcionar información relacionada con la orientación e intensidad del elipsoide de deformación en rocas deformadas. Parte de sus ventajas son, su capacidad para (i) caracterizar rocas muy débilmente deformadas, y (ii) integrar gran cantidad de datos provenientes de grandes áreas. Desde los trabajos pioneros de los años 1950s, gran cantidad de trabajos han utilizado esta técnica en diferentes áreas de las Ciencias de la Tierra y aplicada a, prácticamente, todos los tipos de rocas existentes tanto en edad como litología. En este trabajo exploramos y mostramos el uso actual de esta técnica en geología estructural y tectónica, así como sus beneficios y limitaciones.

**Palabras clave:** anisotropía de la susceptibilidad magnética, rocas deformadas, deformación, elipsoide magnético, fábrica magnética.

Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., 2022. A short guide for the study of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in deformed rocks. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 35 (1): 56-70





## Introduction

Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) analysis in Earth Sciences provides information about the mineral preferred orientation. It can be applied quickly and without destroying or modifying the oriented samples (e.g., Tarling and Hrouda, 1993). The analysis of AMS has been applied to practically all rock types and within a wide range of disciplines in Earth Sciences (i.e., sedimentology, volcanism, magma flow in plutonic rocks, glaciology, tectonics and marine geology). In structural geology, it represents a valuable and commonly-used technique because: (i) it is well established that the orientation of the magnetic ellipsoid in a rock often reflects the orientation of the strain ellipsoid (e.g., Graham, 1966; Borradaile and Jackson, 2004), taking into account that the minerals carrying the magnetic anisotropy control the correlation between magnetic fabric and strain (e.g., Borradaile, 1987; Housen and van der Pluijm, 1990; Biedermann *et al.*, 2018), (ii) it can detect very incipient deformation before the development of other strain indicators (e.g., Cifelli *et al.*, 2004; Parés, 2015; Almqvist and Koyi, 2018; Burmeister *et al.*, 2009), and (iii) it provides valuable information on the origin and subsequent deformational history of rocks (e.g., Tarling and Hrouda, 1993; Borradaile and Henry, 1997). Magnetic fabric records the sum of all processes underwent by a deformed rock volume.

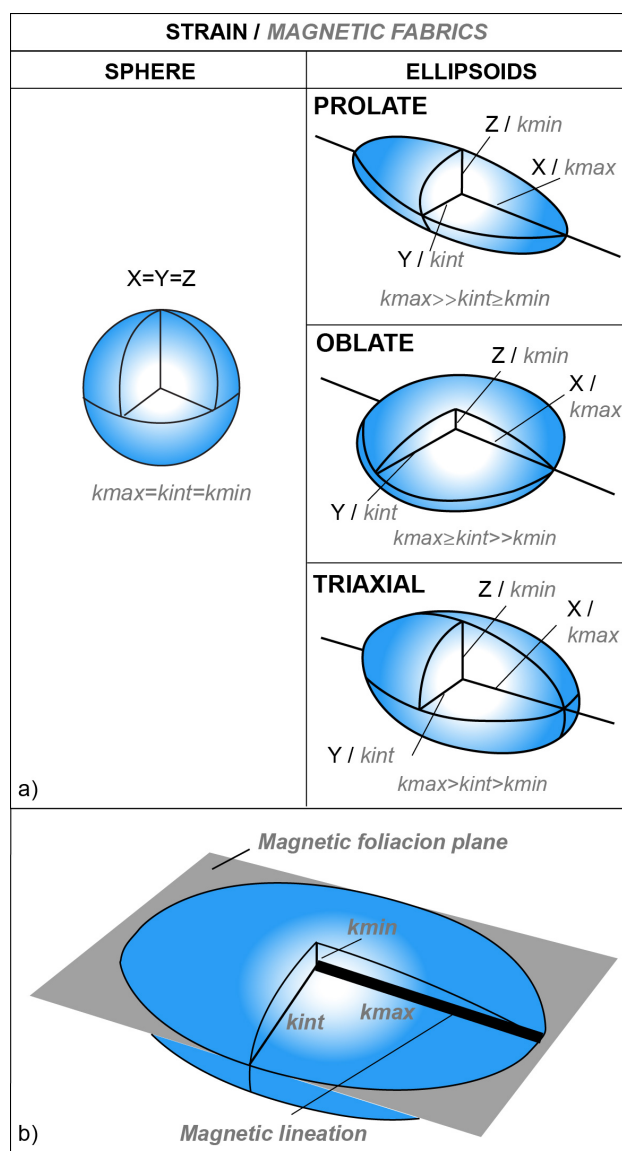
During the last decades, in order to validate the results obtained from magnetic fabrics, AMS measurements have been compared to numerous non-magnetic analyses, able to detect the crystallographic or shape preferred orientation of mineral grains and/or quantify the rock texture. This exercise has allowed to successfully validate AMS data by independently inferring the petrofabric of rocks and has shown its potential under different tectonic scenarios and/or rock types. Non-magnetic analyses include image analyses in rock samples and/or thin sections, XRD analyses, SEM-EDX observations (e.g., Kodama and Sun, 1990; Lüneburg *et al.*, 1999; Oliva-Urcia *et al.*, 2009), X-Ray goniometry (e.g., Van der Pluijm *et al.*, 1994; de Wall and Worm, 1993), neutron goniometry (e.g., Hansen *et al.*, 2004; Cifelli *et al.*, 2005), EBSD (Electron Backscatter Diffraction) analyses (e.g., Prior *et al.*, 1999; Bascou *et al.*, 2005), high-resolution X-ray micro-computed tomography imaging ( $\mu$ XCT) (e.g., Schöpa *et al.*, 2015; Zhu *et al.*, 2017), electrical conductivity (e.g., Clark *et al.*, 1988), acoustic velocity measurements (e.g., Robion *et al.*, 2014) and high-resolution transmission electron microscopy (HR-TEM) analysis (e.g., Mamtani *et al.*, 2020). Furthermore, magnetic fabrics have been analysed in analogue models (i.e., sandbox models) under compression and strike-slip to characterize strain distribution (e.g., García-Lasanta *et al.*, 2017a, b; Almqvist and Koyi, 2018; Schöfisch *et al.*, 2021) and in numerical modelling, in this case analysing mineral alignment (e.g., Biedermann *et al.*, 2018; Kuehn *et al.*, 2019; Kusbach *et al.*, 2019).

Since the reviews done by Borradaile and Jackson (2004, 2010) about AMS in deformed rocks and by Parés (2015) in deformed sedimentary rocks, numerous works

and advances have been done using magnetic fabrics as strain markers of deformation under different tectonic scenarios. This work aims to serve as a non-exhaustive, simple guide for the study of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed rocks (see Table 1).

## What is the AMS and what are magnetic fabrics?

A brief description of the theoretical background of AMS and magnetic fabrics is described on this section. Numerous works and review papers can be consulted to go further on this line (e.g., Tarling and Hrouda, 1993; Borradaile and Jackson, 2004, 2010; Parés, 2015; Biedermann, 2018). The AMS consists of a method able to determine the magnetic fabric of a rock, which reflects the anisotropic behaviour of the magnetic properties of its components (e.g., Hrouda, 1982).



**Fig. 1.-** (a) Strain/magnetic ellipsoids (prolate, oblate and triaxial) compared with a sphere (Tarling and Hrouda, 1993 and Ramsay and Huber, 1983). (b) Magnetic ellipsoid showing the magnetic lineation and magnetic foliation (modified from Tarling and Hrouda, 1993).

Rock Type	Structural context	Magnetic lineation (ML)/foliation (MF) with respect to S <sub>0</sub> /cleavage	Magnetic lineation (ML) with respect to strain	Magnetic lineation (ML) with respect to structural elements	Other characteristics	References
<b>COMPRESSSIONAL SETTINGS</b>						
Sedimentary	Weak deformation	ML parallel to S <sub>0</sub> MF parallel to S <sub>0</sub>	Controlled by layer-parallel shortening ML perpendicular to compression direction	ML parallel to thrusts and folds	Mainly oblate magnetic ellipsoids ML can be used as passive markers to infer vertical-axis rotations	Tarling and Hrouda, 1993 Parés et al., 1999 Soto et al., 2009 Parés, 2015 Pueyo-Anchuela et al., 2012
Sedimentary	Weak cleavage	ML parallel to S <sub>0</sub>	ML perpendicular to compression direction		Prolate magnetic ellipsoid K <sub>int</sub> and K <sub>min</sub> distributed along a girdle in a plane parallel to compression direction	Borradaile, 1987 Aubourg et al., 1995 Borradaile and Henry, 1997 Parés et al., 1999
Sedimentary	Cleavage domains	MF parallel to cleavage plane		ML parallel to the elongation direction (usually the intersection between S <sub>0</sub> and cleavage plane)	Transition from oblate (parallel to bedding) to oblate (parallel to cleavage) passing through triaxial magnetic ellipsoid stage	Parés et al., 1999 Oliva-Urcia et al., 2009 Aubourg et al., 2000
Sedimentary	Deformed diapirs	ML parallel to S <sub>0</sub> in deformed diapirs MF parallel to S <sub>0</sub> in deformed diapirs		In cases of strong compression magnetic lineation parallel to the intersection lineation	All magnetic ellipsoid types (strongly dependent on diamagnetic mineralogy)	Soto et al., 2017 Santolaria et al., 2015
Sedimentary	Shear zones		Magnetic scalar parameters can vary with strain in complex shear zones	ML parallel to transport direction of the thrust ML parallel to S-C planes		Ferré et al., 2014 Marcén et al., 2018
Igneous				ML and MF can be related to syn-emplacement deformation	Traditionally ML parallel to primary magmatic flows	Tarling and Hrouda, 1993 Bouchez, 1997 CañónTapia, 2004
High-grade metamorphic rocks	Crustal shear zones			MF parallel to the metamorphic foliation ML parallel to the stretching lineation or crenulation axis of minerals		Hrouda, 1982 Borradaile and Jackson, 2004 Ferré et al., 2014
<b>EXTENSIONAL SETTINGS</b>						
Sedimentary rocks	Extensional basins	ML parallel to S <sub>0</sub> MF parallel to S <sub>0</sub>	ML parallel to extension extension	ML perpendicular to main normal faults	Usually oblate magnetic ellipsoids	Mattei et al., 1997 Cifelli et al., 2005
Sedimentary rocks	Diapirs			ML and MF consistent with diapiric flow and interaction with regional deformation	All magnetic ellipsoid types (strongly dependent on diamagnetic mineralogy)	Soto et al., 2014 Santolaria et al., 2015
Sedimentary rocks	Inverted extensional basins	ML parallel to S <sub>0</sub> MF parallel to S <sub>0</sub>	ML parallel to previous extension direction	ML perpendicular to main previous normal faults	All magnetic ellipsoid types In case of posterior compressional-related cleavage, primary extensional magnetic fabric can be modified	Soto et al., 2007, 2008 Oliva-Urcia et al., 2013 García-Lasanta et al., 2018
	Shear extensional zones			MF parallel to fault or foliation planes ML parallel or perpendicular to transport direction	All magnetic ellipsoid types, depending on the intensity of deformation	Marcén et al., 2019
<b>TRANSPRESSIONAL/TRANSTENSIONAL SETTINGS</b>						
		ML variable, depending on the intensity of deformation		ML parallel, oblique or perpendicular to faults, depending on strain partitioning MF parallel or slight oblique to faults	Usually triaxial magnetic ellipsoids	Marcén et al., 2015 Román-Berdiel et al., 2019

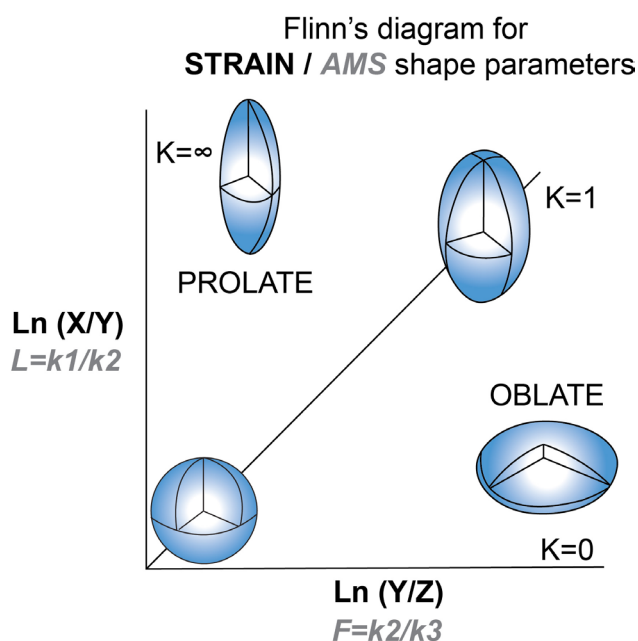
**Table 1.-** Magnetic fabrics in different tectonic settings.

Magnetic susceptibility is a physical property that defines the capacity of any material to get magnetized when subjected to an external magnetic field (e. g. Tarling and Hrouda, 1993). The AMS measures the directional variations of the magnetic susceptibility. These directional variations can be mathematically described as a symmetric second-rank tensor with six independent matrix elements and represented by an

ellipsoid (e.g., Nye, 1951), similar to the strain ellipsoid. This ellipsoid, usually called magnetic ellipsoid, is defined by the orientation and magnitude of three principal and perpendicular axes;  $k_{max}$  or  $k_1 \geq k_{int}$  or  $k_2 \geq k_{min}$  or  $k_3$  (Fig. 1). The  $k_{max}$  axis represents the magnetic lineation, whereas the plane defined by  $k_{max}$  and  $k_{int}$  represents the magnetic foliation (Fig. 1). Several scalar parameters derived from these three

principal magnetic axes have been established to evaluate the anisotropy degree and the shape of the magnetic ellipsoid. For example, the parameters  $L$  ( $k_{\max}/k_{\min}$ ) and  $F$  ( $k_{\text{int}}/k_{\min}$ ) used to characterize magnetic ellipsoids were adapted to magnetic fabrics from the equivalent petrofabric terms proposed by Flinn (1958) (Fig. 2), whose graphical representation (Flinn diagram) has been widely used in structural geology.

The bulk magnetic susceptibility ( $K_m$ ) results from the contribution of all dia-, para- and ferromagnetic minerals present in the rock. Each mineral type shows different magnetic behaviour depending on the temperature (except diamagnetic minerals), the capacity to retain a remanent magnetization or the intensity of the applied magnetic field (e.g., Tarling and Hrouda, 1993). To know which kind of minerals (i.e., dia-, para- and ferromagnetic minerals) contributes to the total AMS is important for subsequently validating structural interpretations. Many works published in the last three decades have made a considerable effort to elucidate this issue in different rock types (e.g., Parés and van der Pluijm, 2002a, 2014; Borradaile and Jackson, 2004, 2010; Martín-Hernández and Hirt, 2004; Bilardello, 2015; Martín-Hernández and Ferré, 2007; Elhanati *et al.*, 2021).



**Fig. 2.-** Flinn diagram for representing the shape of strain/magnetic ellipsoids (modified from Ramsay, 1967).  $L$ =Lineation and  $F$ =Foliation.

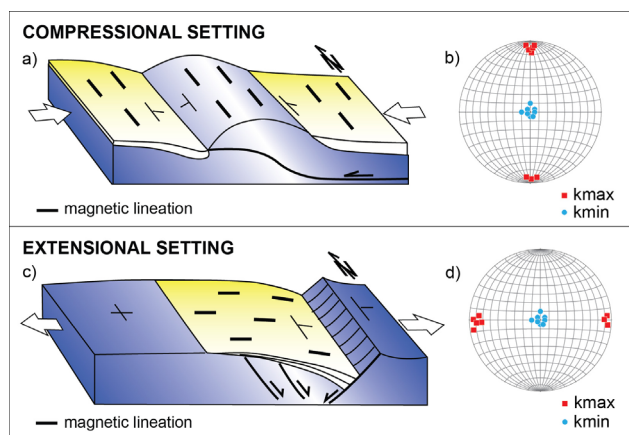
### The parallel evolution of strain analysis and AMS development in the 20th century

The work of J.G. Ramsay (e.g., Ramsay, 1967; Ramsay and Graham, 1970; Ramsay and Huber, 1983; Ramsay *et al.*, 1983) brought about a discrete scientific revolution in Structural Geology, because of the introduction of a solid mathematical ground within which the (until then) qualitative geological observations could be framed. Quantitative analyses allowed reliable determination of orientation axes as well as quantification of the deformation ellipsoid and classification of rocks (adding

new elements to petrological-based categories) based on these premises. Nevertheless, all this development was preferentially applied to medium-to-high grade metamorphic rocks in which deformation can be clearly observed, either from exposures or polished sections, or from thin sections under the microscope. Weakly deformed sedimentary rocks, including also very low-grade metamorphic rocks, were not usually considered in these analyses, mainly because of the common lack of strain markers, the smaller grain size and the poorer picture of deformational images under the microscope.

In parallel to strain analysis, but in a non-overlapping scientific field, the measurement of Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) began to be applied to the study of the petrofabric of rocks (Khan, 1962; Uyeda *et al.*, 1963; Rees, 1965). This technique strongly developed during the following decade, with the works of the Czech magnetic school (Hrouda and Janák, 1971; Janák, 1972; Janák and Kropáček, 1973), later involved in the Agico company. The latter was responsible for the development of the most reliable devices for measuring AMS in rocks. It is worth noting that the distinction between “classical” structural geology and geophysical techniques was a common playground during the 20th century, here including the plate tectonics paradigm. Interestingly, the AMS measurement technique focused mainly in sedimentary and low-grade metamorphic rocks, that were commonly neglected in studies of classical structural geology. During the last two decades of the 20th century and the beginning of the 21th century, the orientations of the magnetic ellipsoids were compared to paleostress ellipsoids confirming that AMS could be considered as a reliable indicators of palaeostress directions in weakly deformed mudrocks (Borradaile and Tarling, 1981; Kissel *et al.*, 1986; Lee *et al.*, 1990; Sagnotti *et al.*, 1994, 1999; Mattei *et al.*, 1997, 1999; Borradaile and Hamilton, 2004; Cifelli *et al.*, 2004, 2005; Soto *et al.*, 2007, 2009). Sedimentary fabrics (associated with compaction), layer-parallel shortening (LPS) under compressional regimes (e.g., Borradaile, 1987, 1991; Borradaile and Henry, 1997; Parés, 2004), or layer-parallel extension (LPE) under extensional regimes in sedimentary and low-grade metamorphic rocks (e.g., Mattei *et al.*, 1999; Cifelli *et al.*, 2005) gained significance under the light of the orientation of the magnetic lineation and allowed characterizing weak deformation in rocks (e.g., Larrasoña *et al.*, 2004, 2011; Pueyo-Anchuela *et al.*, 2010; Pocoví *et al.*, 2014; Parés and Anastasio, 2018). The magnetic lineation results from the reorientation of mineral grains (e.g., phyllosilicates) according to the prevailing stress field (Richter *et al.*, 1993; Benn, 1994). Therefore, magnetic lineation is (i) perpendicular to the shortening direction in compressional settings (e.g., Kissel *et al.*, 1986; Mattei *et al.*, 1997; Sagnotti *et al.*, 1998, 1999; Parés *et al.*, 1999; Parés and van der Pluijm, 2002b; Parés, 2004; Larrasoña *et al.*, 2004) and (ii) parallel to the stretching direction in extensional contexts (Mattei *et al.*, 1997, 1999; Sagnotti *et al.*, 1994; Cifelli *et al.*, 2004, 2005; Borradaile and





**Fig. 3.-** (a, b) Magnetic ellipsoid showing  $k_{\max}$  and  $k_{\min}$  axes in compressional scenarios. In these contexts, the magnetic lineation is usually parallel to fold axes or the strike of thrusts. (c, d) Magnetic ellipsoid showing  $k_{\max}$  and  $k_{\min}$  axes in extensional scenarios. There, the magnetic lineation usually coincides with the stretching direction and is perpendicular to the main normal faults.

Hamilton, 2004; Soto *et al.*, 2007, 2009) (Fig. 3), where anisotropic syn-tectonic growth of certain minerals (i.e., magnetite) can also occur (e.g., Calvin *et al.*, 2018).

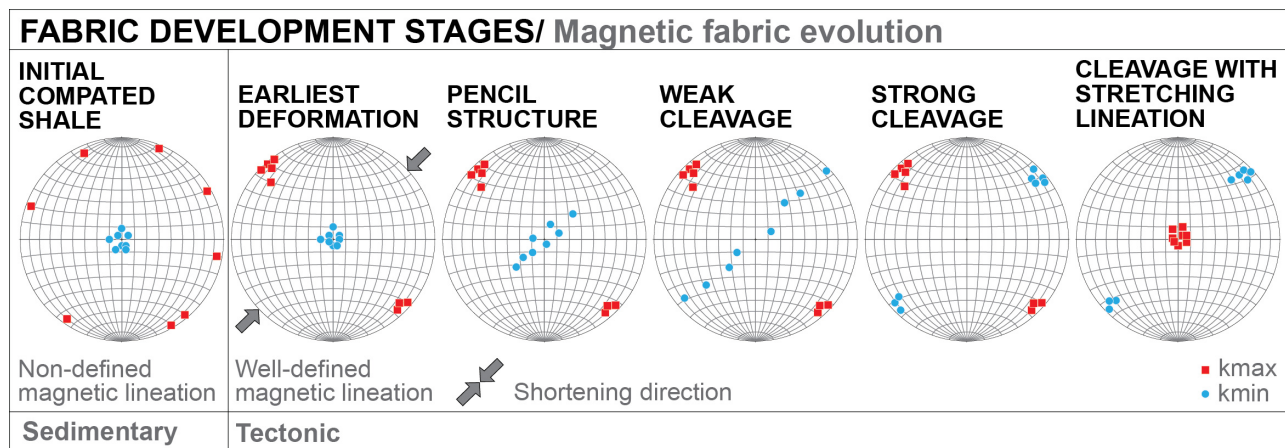
In contrast with the direct use of magnetic axis orientation to characterize deformation in sedimentary rocks, parameters of the magnetic ellipsoid are not easily translated to the strain parameters defined by Ramsay (1967) and other authors. This is because of the influence of the magnetic anisotropy of each mineral, which does not necessarily correspond to the way in which that same mineral is oriented under the prevailing stress field (e.g., Biedermann, 2018). A reliable comparison between the magnetic ellipsoid and the strain parameters has been found in areas with homogeneous lithology and significant changes of strain values within small distances (Boiron *et al.*, 2020; Gracia-Puzo *et al.*, 2021). A typical oblate-to-prolate-to-oblate path is found when tectonic shortening increases, from the compaction to the purely tectonic fabric (Parés and van der Pluijm, 2002a).

## Interpretation of magnetic fabrics in different tectonic scenarios

### Compressional settings

*Application to sedimentary rocks in compressional scenarios.* Most published works related with AMS deal with its application to deformed rocks in compressional settings. Among them, sedimentary deformed rocks have received more attention compared with igneous or metamorphic rocks. In mudrocks deformed under compression Parés *et al.* (1999) proposed an evolutionary model analogous to the structural model by Ramsay (1967) and Ramsay and Huber (1983). According to Parés *et al.* (1999) the shape and orientation of the magnetic ellipsoids change as strain increases following a well-defined pattern (Fig. 4). This model has been widely used in the literature (see Parés, 2015 and references therein) and evolves from bedding-related to cleavage-related magnetic fabrics. The earliest stage of deformation is represented by an oblate magnetic ellipsoid with  $k_{\max}$  axes grouped perpendicular to the shortening direction and  $k_{\min}$  axes perpendicular to bedding (Fig. 4). As deformation increases, coeval to the formation of pencil structures and weak cleavage stages (fracture or rough cleavage), the magnetic fabric is characterized by prolate magnetic ellipsoids with  $k_{\max}$  axes still perpendicular to the shortening direction and  $k_{\min}$  and  $k_{\text{int}}$  axes distributed along a girdle perpendicular to  $k_{\max}$  (Fig. 4). In the latest stages, when slaty cleavage develops,  $k_{\min}$  axes evolve into a cluster oriented normal to the cleavage planes (Fig. 4). Among sedimentary rocks, lithologies other than shales, such as sandstones (i.e., coarser grained sediments) or limestones are not so commonly used in AMS deformation studies due to the possible influence of paleocurrents (e.g., Rees, 1965; Felletti *et al.*, 2016) or the possibility of occurrence of inverse magnetic fabrics due to mineralogical effects (e.g., Černý *et al.*, 2020), respectively.

Under weak compression, the AMS presents a great potential, because it can detect magnetic lineations perpendicular to the shortening direction even in apparently



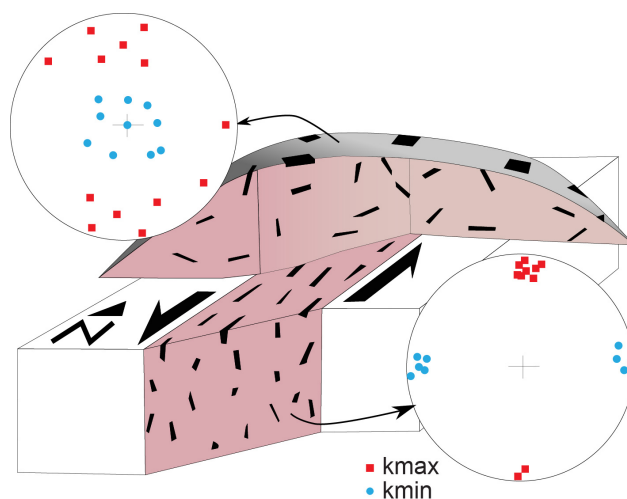
**Fig. 4.-** Fabric development stages in deformed shales (after Ramsay and Huber, 1983) in black capital letters and examples of stereoplots showing  $k_{\max}$  and  $k_{\min}$  magnetic susceptibility axes related to magnetic fabric evolution in progressively cleaved mudrocks (after Parés *et al.*, 1999) in grey lower-case letters.

undeformed foreland basins (i.e., with subtle evidences of deformation and showing fracture systems) (e.g., Ebro foreland basin; Soto *et al.*, 2009, 2016). Other applications of AMS analysis in compressional settings are listed below. (1) In squeezed salt diapirs, the magnetic lineation seems to record the diapiric flow, but it can also be reoriented by the subsequent compression (e.g., Santolaria *et al.*, 2015; Soto *et al.*, 2014, 2017; Heinrich *et al.*, 2019). Since inferring the petrofabric inside diapirs is usually difficult due to poor-quality outcrops and poorly developed meso-scale structures, AMS in diapiric bodies constitutes a very promising tool to infer the petrofabric of evaporitic cores and/or associated rocks diagnosing ductile flow. (2) The application of AMS to shear zones of major thrusts has shown magnetic lineations parallel to the transport direction, related to ductile S-C structures (e.g., Ferré *et al.*, 2014; Marcén *et al.*, 2018) or to the intersection of S and C planes (e.g., Parés and van der Pluijm, 2002b). Spatial variations in the magnetic ellipsoid orientation and magnitude of the magnetic scalar parameters have also helped unravelling complex heterogeneous shear zones (e.g., Marcén *et al.*, 2018). (3) Magnetic lineations can also be used as passive markers of deformation to calculate vertical-axis rotations when AMS is acquired during pre-tilting deformation (Mochales *et al.*, 2010; Pueyo-Anchuela *et al.*, 2012).

*Application to igneous rocks in compressional scenarios.* The application of AMS to igneous rocks emerged lately when compared to sedimentary or metamorphic rocks (e.g., Khan, 1962; King, 1966; Wing-Fatt and Stacey, 1966). This technique has been traditionally used to characterize the primary magmatic flows and/or the location of preferential pathways for magma ascent of plutonic, volcanic and subvolcanic rocks (e.g., Tarling and Hrouda, 1993; Bascou *et al.* 2005; Hrouda *et al.* 2005; Ort *et al.*, 2015; Nagaraju and Parashuramulu, 2019) (Fig. 5). The comparison between AMS orientation and lava flow directions is not straightforward since it depends on the carrier minerals of the AMS (e.g., Cañón-Tapia, 2004). In structural geology and tectonics, magnetic fabrics of igneous rocks are useful to analyse the syn-emplacement deformation of rocks or the post-emplacement solid-state ductile structures formed during orogenesis (e.g., Bouchez, 1997; Cañón-Tapia, 2004; Antolín-Tomás *et al.*, 2009; Silva *et al.*, 2010; Fodor *et al.*, 2020; Porquet *et al.*, 2017 and references therein). In numerous classically considered post-tectonic granites, AMS has revealed unexpected internal structures favoring their interpretation as syn-tectonic (e.g., Bouchez, 1997; Aranguren *et al.*, 2003). AMS in lavas can result very useful because it can help to detect different magnetic fabric types (zones) in the same lava flow related to rheology, flow dynamics and/or flow-induced shear strain (e.g., Cañón-Tapia, 2004; Caballero-Miranda *et al.* 2016, and references therein).

*Application to high-grade metamorphic rocks in compressional scenarios.* The interpretation of magnetic fabrics in high-grade metamorphic rocks can be complicated by deformation, metamorphism and/or magnetic mineralo-

gy (e.g., Borradaile and Jackson, 2004; Ferré *et al.*, 2014 and references therein; Mertanen and Karell, 2012). In deformed metamorphic rocks, magnetic fabric analyses have been applied to characterize crustal shear zones with different strain gradients (e.g., Kontny *et al.*, 2012; Merz *et al.*, 2019). In normal conditions, several examples of AMS in metamorphic rocks have shown that the magnetic foliation is parallel to the metamorphic foliation and the magnetic lineation parallel to the stretching lineation or crenulation axis of minerals (e.g., Kligfield *et al.*, 1977; Hrouda, 1982).

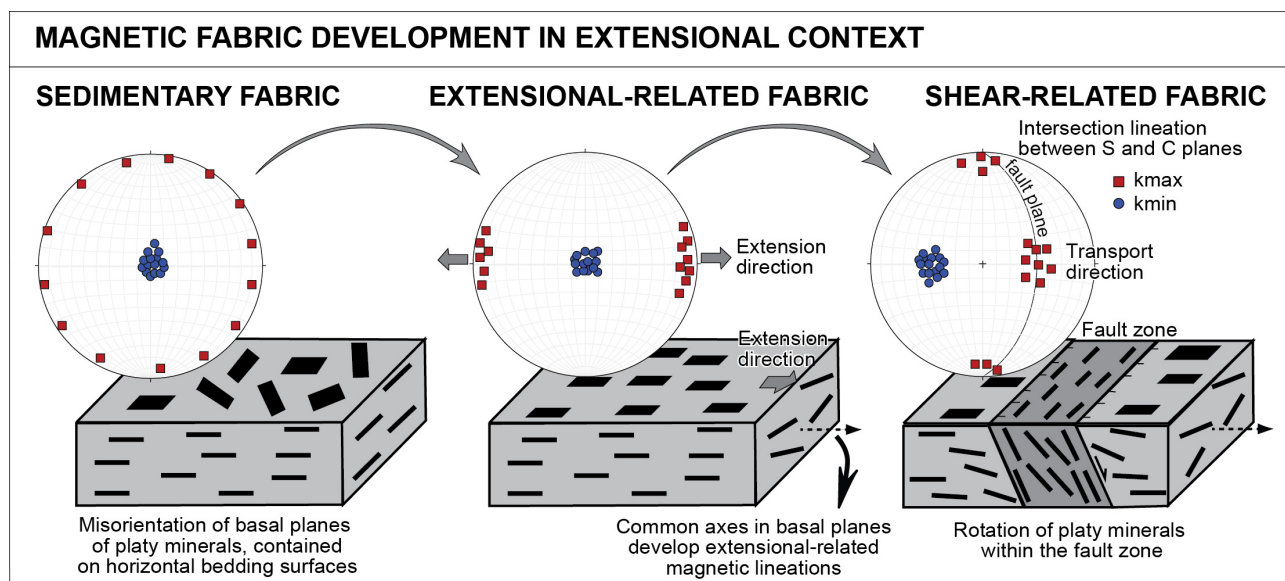


**Fig. 5.-** Magnetic fabrics related to magma flow in plutonic rocks. The different situations correspond to a transtensional shear band contemporary with magma intrusion at deep levels and expansion of magma in the upper crust defining an intrusion with laccolith geometry. Note that the magnetic fabrics are better defined when the intrusion is strongly constrained by the deformation field.

#### Extensional settings

Although the application of AMS to the study of extensional contexts developed long after its application in compressive contexts, the resulting publications have widely demonstrated its usefulness in all types of rocks (granites, high metamorphic rocks, dikes and sedimentary sequences, e.g., Staudigel *et al.*, 1992; Bouillin *et al.*, 1993; Sagnotti *et al.*, 1994; Román-Berdiel *et al.*, 1995, among the first works). It has also been demonstrated that the technique has a high sensitivity, especially in those contexts where the extensional deformation is weak, inhomogeneous and localized, and where strain markers are scarce or not available.

The application of the analysis of AMS to extensional contexts (e.g., back-arc basins, intracontinental extensional basins, etc.) has revealed that a well-defined tectonically controlled magnetic lineation can develop also in these contexts. Numerous works have largely demonstrated that the magnetic lineation coincides with the stretching direction obtained from mesostructural analysis of brittle structures (e.g., faults and joints) (Sagnotti *et al.*, 1994; Mattei *et al.*, 1997, 1999; Cifelli *et al.*, 2005; Soto *et al.*, 2007, 2012; Oliva-Urcia *et al.*, 2010, 2013, 2016; García-Lasanta *et al.*, 2014, 2015). This magnetic lineation is oriented subparallel to the local bedding dip direction (Mattei *et al.*, 1997, 1999; Marcén *et al.*, 2019) or perpendicular to the main normal

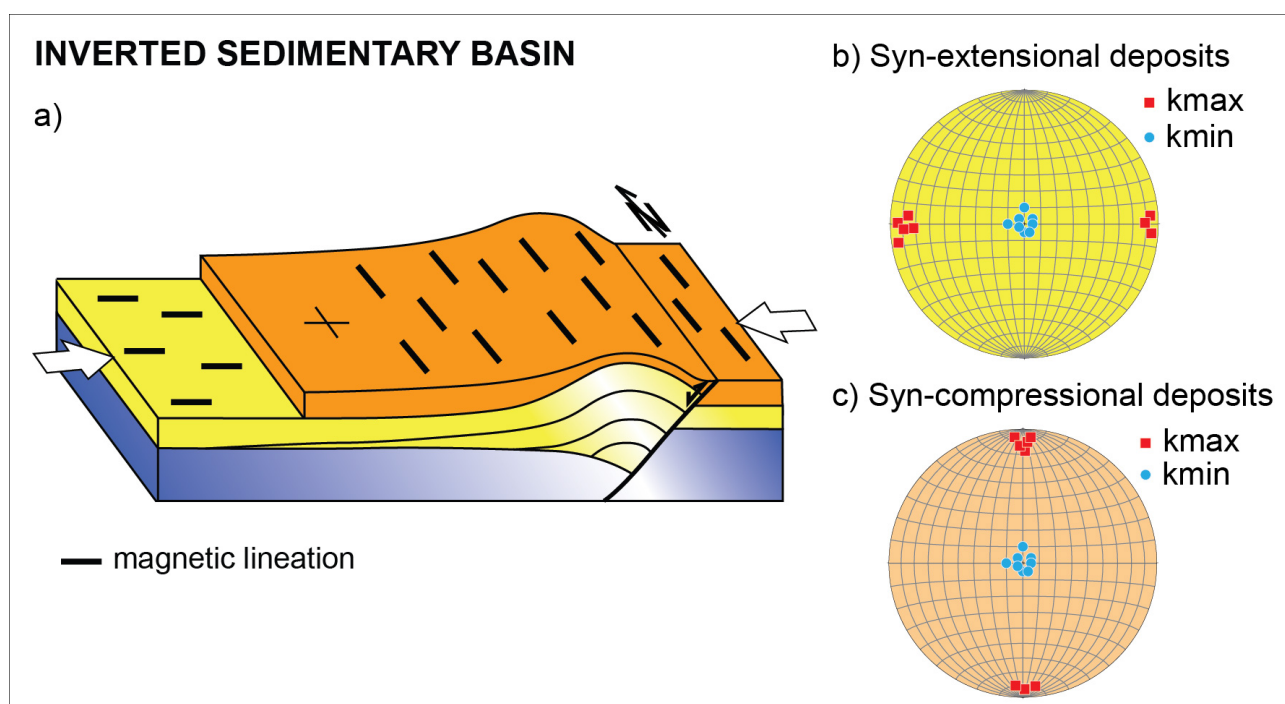


**Fig. 6.-** Sketch showing the relation between deformation and magnetic fabrics in extensional context (modified from Marcén *et al.*, 2019). Note that in shear-related deformation contexts, mechanical rotation of platy minerals occurs within the fault zone and kmin axes change from perpendicular to bedding plane (sedimentary fabric) to perpendicular to fault planes (shear-related fabric).

faults (Cifelli *et al.*, 2005). In the same way that the evolution of the magnetic fabric has been described as the strain path in mudrocks under compression, the evolution of magnetic ellipsoids with strain has also been described for extensional scenarios (Marcén *et al.*, 2019) (Fig. 6). In this case, the magnetic fabric changes from an extension-related fabric (with magnetic foliations parallel to bedding and magnetic lineations clustered parallel to the local extension direction) to shear-related fabrics (with magnetic foliations parallel to faults or to foliation planes and magnetic lineations parallel or perpendicular to the transport direction) when strain in-

creases, approaching the fault zones limiting the basins (Fig. 6). Magnetic lineations in extensional settings have been defined by the crenulation of the clay minerals (i.e., paramagnetic minerals) parallel to the stretching direction (Mattei *et al.*, 1999) or by the intersection axis resulting from the girdling of phyllosilicates basal planes parallel to the stretching direction (Cifelli *et al.*, 2004, 2005).

Extensional magnetic lineations are acquired during the early (i.e., syn-sedimentary) stages of deformation (e.g., Cifelli *et al.*, 2004; García-Lasanta *et al.*, 2013), and they can be preserved in spite of the occurrence of subsequent



**Fig. 7.-** (a) Magnetic fabrics in inverted sedimentary basins. Stereoplots showing the kmax and kmin magnetic ellipsoid axes that can be found in syn-extensional (b) and posterior syn-compressional deposits (c).



tectonic events (Soto *et al.*, 2007; Oliva-Urcia *et al.*, 2013). Primary extensional magnetic lineations can be modified only in areas with intense deformation associated with a subsequent compressional stage (i.e., development of compression-related cleavage, Oliva-Urcia *et al.*, 2013). Therefore, magnetic lineations parallel to the previous stretching direction acquired during the extensional basinal stage are common in inverted sedimentary basins (e.g., Soto *et al.*, 2007, 2019; García-Lasanta *et al.*, 2018 and references therein) (Fig. 7). Compared to syn-extensional brittle mesostructure analysis, AMS records deformation associated with the near deformation field, during shorter intervals of time (i.e., earliest stages of deformation), whereas brittle mesostructure analysis records longer time spans (Soto *et al.*, 2007). This makes AMS very useful in inverted basins, where its application allows obtaining information on the extensional stage, prior to the tectonic inversion (Soto *et al.*, 2007, 2008, 2019; García-Lasanta *et al.*, 2018 and references therein).

### *Transpressional/transtensional settings*

Deformation at the grain scale, and hence magnetic fabrics in transpressional and transtensional scenarios, are strongly dependent on strain partitioning between different structures (e.g., Goldstein and Brown, 1988; Housen *et al.*, 1995; Jones and Tanner, 1995; Fossen and Tikoff, 1998; Díaz-Azpiroz *et al.*, 2014; Barcos *et al.*, 2015). Under homogeneous strain conditions, intermediate-plunging lineations are typical of both transpressional and transtensional settings. However, strain partitioning imposes other constraints that must be also applied to magnetic fabric analysis, namely the co-existence of lineations parallel to the strike of faults and parallel to the dip direction of faults, even when all lineations are parallel to the transport direction of each individual fault (Marcén *et al.*, 2015; Román-Berdiel *et al.*, 2019). The bimodality in the lineation orientation further complicates the interpretation of magnetic fabrics because it adds another variable to the existing dichotomy between transport-parallel and transport-perpendicular magnetic lineations. This implies that thorough studies, including low-temperature AMS (and subfabric analysis in general), detailed mapping and analysis of polished and thin sections under the microscope, must be done in order to characterize the movement of the fault and the possible subfabrics corresponding to different types of magnetic minerals. Magnetic foliation is usually more constant, and commonly parallel or slightly oblique to the trace of the faults, what also gives hints about the compatibility with their sense of movement.

### **AMS discussion and interpretation, use with caution**

The use of AMS to characterize deformed rocks presents numerous advantages widely known by the scientific community (i.e., quick, inexpensive, effective and non-destructive technique). These advantages, however, should not lead to erroneous interpretations of AMS data in terms of structural geology and tectonics. These errors usually come from

misinterpretations of the relationships between the magnetic signal and the petrofabric (e.g., Borradaile and Jackson, 2004). To know the contribution of the magnetic carriers to the total AMS is crucial, since both the shape and the crystallographic preferred orientations of mineral grains and the magnetic interactions between ferro- and ferrimagnetic particles are the main sources of the AMS in a rock (e.g., Borradaile and Jackson, 2004, 2010; Biedermann, 2018). In this section we briefly explain three important factors, which are closely interconnected, to be considered when interpreting AMS data. (1) Magnetic subfabric analyses accompanying AMS data to correctly interpret tectonic magnetic lineations and/or foliations in case of coexistence of paramagnetic and ferrimagnetic minerals. (2) Absence of magnetic mineral artifacts that can mask AMS data related to deformation. (3) Presence of composite magnetic fabrics related to different tectonic processes.

### *Magnetic subfabric interpretation*

The common coexistence of diamagnetic, paramagnetic and ferrimagnetic s.l. minerals in a rock makes relevant the separation of magnetic subfabrics (e.g., Borradaile and Jackson, 2004, 2010). Minerals in a rock can form at different times and also respond to deformation differently. This means that paramagnetic minerals can show a magnetic fabric different from that the one indicated by the ferrimagnetic minerals present in the same rock. Thus, in case of complex magnetic ellipsoids and to properly understand their structural significance, separation into para- and ferrimagnetic subfabrics, even in cases where the contribution of ferrimagnetic grains might be considered as secondary, is crucial. The use of the following techniques is very useful to check the match or mismatch between the paramagnetic and ferrimagnetic subfabric; (i) AMS at low temperature (AMS-LT) allows to enhance the paramagnetic signal (e.g., Parés and van der Pluijm, 2002a, 2014), and (ii) the anisotropy of anhysteretic remanent magnetization (AARM), the anisotropy of the isothermal remanent magnetization (AIRM) and the high field AMS (HF-AMS) allow to separate the ferrimagnetic subfabric (e.g., Kelso *et al.*, 2002; Borradaile and Jackson, 2004, 2010; Martín-Hernández and Hirt, 2004; Martín-Hernández and Ferré, 2007; Elhanati *et al.*, 2021).

Here we describe several examples where magnetic subfabric separation was necessary to correctly interpret AMS data. In fine-grained sedimentary rocks where phyllosilicates are abundant, AMS-LT is usually used to confirm that paramagnetic minerals are the main carriers to the total AMS (e.g., Parés and van der Pluijm, 2002a). In red beds where hematite (i.e., ferrimagnetic mineral) is present, usually phyllosilicates mimic the hematite subfabric, and the LT-AMS subfabric and the total MS fabric overlap (see García-Lasanta *et al.*, 2015). In remagnetized limestones sampled in inverted extensional basins (e.g., Cameros basin and Central High Atlas), the LT-AMS and the total AMS do not overlap (García-Lasanta *et al.*, 2014; Calvin *et al.*, 2018). The LT-AMS gives information about the subfabric of phyllosilicates, and the AARM (among other me-

thods) reflects the subfabric carried by magnetite. In this case, the  $k_{max}$  axes of the magnetite subfabric are parallel to the extension direction linked to the basinal stage and the remagnetization event (Calvín *et al.*, 2018). In remagnetized siltstones affected by penetrative pressure-solution cleavage, the orientation of the paramagnetic ellipsoids was consistent with the orientation of layer-parallel shortening related to an early diagenetic or sedimentary period, whereas the orientation of the ferrimagnetic ellipsoids responded to subhorizontal shear associated to subsequent cleavage formation, a process that did not alter the earlier paramagnetic subfabric (Oliva-Urcia *et al.*, 2009).

Ferromagnetic granites (i.e., magnetite-bearing granites; see Bouchez, 1997) show mixed para/ferro (iron-bearing silicates/magnetite) fabric type. The subfabric ellipses are usually coaxial and the separation of subfabrics is not necessary (e.g., Nédélec and Bouchez, 2015). In paramagnetic granites (i.e., magnetite-free granites, with bulk magnetic susceptibilities  $K_m$  generally below  $500 \times 10^{-6}$  SI; see Bouchez, 1997), a mixture of biotite and amphibole is the most frequent case, resulting in a mixed para/para subfabric. Subfabrics of biotite and amphibole are considered coaxial, and the resulting bulk magnetic fabric is well-defined both in foliation and lineation, but not in magnitude (i.e., anisotropy degree), which depends of the intrinsic anisotropy and respective amounts of each mineral species (e.g., Nédélec and Bouchez, 2015). Special attention should be put when tourmaline or cordierite are present, because their 'inverse' magneto-crystalline paramagnetic anisotropy ( $k_{min}$  parallel to the prism axis) may interfere with other mineral fabrics (e.g., Nédélec and Bouchez, 2015).

#### Mineralogical artefacts

Mineralogical changes (i.e., formation of new minerals) related to the deformational processes are common. Widespread mineralizations can occur during diagenesis, related to hydrothermal events and/or to fluid migration associated with the formation and subsequent compressional deformation of sedimentary basins and also in fold-and-thrust belts. The neoformation of minerals could mask the previous magnetic fabric having structural significance, especially if the new magnetic mineralogy is dominated by ferrimagnetic minerals (Gaillot *et al.*, 2006; Mattsson *et al.*, 2021), and at the same time, they can provide information on the evolving strain field. In addition, another common phenomenon to be taken into account when working with ferroan carbonates is their inverse magnetic fabric (that is,  $k_{max}$  axis corresponds to the minimum axis of the petrofabric) (e.g., Rochette, 1988; Černý *et al.*, 2020).

Hematite is ubiquitous in red beds and can be a neoformed mineral. It presents a strong magnetocrystalline anisotropy with its  $k_{min}$  axis located parallel to the  $c$ -axis, and the  $k_{max}$  axis in the basal plane (Morrish, 1994; Martín-Hernández and Guerrero-Suárez, 2012). The new formation of hematite can provoke magnetic ellipsoid axes switching with respect to the bedding or foliation planes (strain axis), both in igneous rocks (i.e., Mondal and Mamtani, 2014; Gonçalves *et al.*, 2020), and in red beds (Oli-

va-Urcia *et al.*, 2016).

In magmatic rocks, where magnetite is more abundant than in sedimentary rocks, "abnormal" (Fanjat *et al.*, 2012) or unexpected fabrics ( $k$  axes do not follow strain axes) are found more often, either related to interaction or to elongated shapes of magnetite particles (Fanjat *et al.*, 2012 and references therein). In multi-domain (MD) grains of magnetite, the AMS axes correspond with the magnetite crystal, whereas for single-domain (SD) crystals the magnetic axes inversely correlate with the grain shape (e.g., Rochette, 1988; Cañón-Tapia, 1996; Biedermann, 2020; Mattsson *et al.*, 2021 and references therein).

The ferrimagnetic s.l. sulphides greigite and/or pyrrhotite are authigenic minerals, that constitute intermediate phases precursor of pyrite (paramagnetic mineral). Their preservation in the sedimentary record is related to the abundance of iron relative to more limited dissolved sulphide (Roberts, 2015 and references therein). Pyrrhotite has strong magnetocrystalline anisotropy with the easy direction of magnetization in the basal plane and the  $c$ -axis perpendicular to the basal plane containing the axis of hard magnetization (Sagnotti, 2007 and references therein). Greigite has also a strong magnetocrystalline anisotropy (Sagnotti, 2007 and references therein). Their presence can develop "composite" magnetic fabric due to their relationship with posterior tectonic events. The term «composite magnetic fabrics» refers to the combination in a rock of different preferred orientation of minerals contributing significantly to magnetic anisotropy (Housen *et al.*, 1993). They can be developed under different/subsequent strain scenarios or grain sizes with different orientation distribution (see next section). Their combination provides a magnetic ellipsoid which usually does not follow the strain ellipsoid and requires further magnetic and non-magnetic analyses to properly decipher the total AMS (Debacker *et al.*, 2004).

#### Composite magnetic fabrics

One of the major contributions of AMS to the study of deformed rocks is the possibility of analyzing the different processes that sum up, in different proportions, to the total fabric of the rock. Ferro-, para- and diamagnetic contributions to the total susceptibility (and its anisotropy) provide the means for understanding the different processes involved during the periods of basin formation and inversion, especially when different  $p$ - $T$  conditions, and therefore, different magnetic minerals, characterize each of these stages (e.g., Calvín *et al.*, 2018; García-Lasanta *et al.*, 2018). This is particularly true, for example, in fault zones (Román-Berdiel *et al.*, 2019; Casas-Sainz *et al.*, 2018; Marcén *et al.*, 2015) where para- and ferro-magnetic fabrics coexist and can be coaxial or not, depending on the intensity of deformation and the timing of their formation. Ferromagnetic fabrics can reflect the transport direction of faults vs. paramagnetic fabrics, whose lineation can be either parallel or perpendicular to the transport direction. In the second case, phyllosilicates are interpreted to be arranged according to the S/C fabrics related to shear zones.

The confrontation between the competing effects of sedimentary, compaction-related and tectonic-related fabrics has been a common issue when comparing different fabric types in compressed sedimentary basins (Parés and van der Pluijm, 2002b; Pueyo-Anchuela *et al.*, 2010; García-Lasanta *et al.*, 2014). In this case, when the magnetic mineralogy is homogeneous (i.e., same mineralogical composition), the analysis of scalar parameters derived from the magnetic ellipsoid axes is a good marker of the strain path for rocks in different parts of the basin and can be used as an indicator of the prevalence of one kind of fabric against the other (Gracia-Puzo *et al.*, 2021). In weakly deformed rocks, the orientation of foliation, rather than that of the lineation (whose direction remains usually parallel to the strike of beds and axes of folds), is the most sensitive feature that can help to define the degree of tectonic deformation. The distribution of poles to the magnetic foliation and their scattering (clustered or distributed along a great circle containing the poles to bedding and cleavage) is also a qualitative and reliable indicator (Parés, 2004, 2015).

## Conclusions

Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) analyses applied to structural geology and tectonics have demonstrated their high versatility and applicability. In deformed rocks, magnetic fabrics reflect the strain ellipsoid detecting even very incipient deformation, despite the correspondence between the orientation and magnitude of the magnetic and strain ellipsoids cannot be straightforward. AMS analysis can help to characterize rock volume deformation under different tectonic scenarios (i.e., extension, compression or strike-slip) of different rock types (i.e., sedimentary, igneous and metamorphic rocks). This work explores the use of this valuable technique in modern structural geology and its benefits and limits.

## Acknowledgements and funding

This study has been supported by projects CGL2017-84901-C2-2-P, PID2019-108753GB-C22 and PID2020-114273GB-C22 from Spanish Ministry of Science. This study represents a contribution from the GeoAp (E01-20R) and the GeoTransfer (E32-20R) Research Groups (Aragón Government). The authors acknowledge the careful and constructive revisions from Josep M. Parés and Andrea Biedermann and from the Editor, Nieves López-González.

## Author contributions

Manuscript preparation, R.S., A.C, B.O. and T.R.; methodology, R.S., A.C, B.O. and T.R.; data curation, R.S., A.C, B.O. and T.R.; figures, R.S., A.C, and T.R.; research/analysis, R.S., A.C, B.O. and T.R.; manuscript review, R.S., A.C, B.O. and T.R.; coordination and supervision, R.S.; funding acquisition, R.S., A.C, and T.R.

## References

Almqvist, B.S., Koyi, H., 2018. Bulk strain in orogenic wedges based on insights from magnetic fabrics in sandbox models.

- Geology, 46(6): 483-486. <https://doi.org/10.1130/G39998.1>
- Antolín-Tomás, B., Roman-Berdiel, T., Casas-Sainz, A., Gil-Peña, I., Oliva, B., Soto, R., 2009. Structural and Magnetic Fabric Study of the Marimánha Granite (Axial Zone of the Pyrenees). *International Journal of Earth Sciences*, 98(2): 427-441. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0248-1>
- Aranguren, A., Cuevas, J., Tubía, J.M., Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A., Casas-Ponsati, A., 2003. Granite laccolith emplacement in the Iberian arc: AMS and gravity study of the La Tojiza pluton (NW Sapin). *J. Geol. Soc. London*, 160: 435-445. <https://doi.org/10.1144/0016-764902-079>
- Barcos, L., Balanyá, J. C., Díaz-Azpiroz, M., Expósito, I., Jiménez-Bonilla, A., 2015. Kinematics of the Torcal Shear Zone: Transpressional tectonics in a salient-recess transition at the northern Gibraltar Arc. *Tectonophysics*, 663: 62-77. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.05.002>
- Bascou, J., Camps, P., Dautria, J.M., 2005. Magnetic versus crystallographic fabrics in a basaltic lava flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 145(1): 119-135. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.01.007>
- Benn, K., 1994. Overprinting of magnetic fabrics in granites by small strains: numerical modelling. *Tectonophysics*, 233(3-4): 153-162. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90238-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90238-0)
- Biedermann, A.R., 2018. Magnetic anisotropy in single crystals: A review. *Geosciences*, 8(8): 302. <https://doi.org/10.3390/geosciences8080302>
- Biedermann, A.R., 2020. FinIrrSDA: A 3-D model for magnetic shape and distribution anisotropy of finite irregular arrangements of particles with different sizes, geometries, and orientations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(12): e2020JB020300. <https://doi.org/10.1029/2020JB020300>
- Biedermann, A.R., Kunze, K., Hirt, A.M., 2018. Interpreting magnetic fabrics in amphibole-bearing rocks. *Tectonophysics*, 722: 566-576. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.033>
- Bilardello, D., 2015. Isolating the anisotropy of the characteristic remanence-carrying hematite grains: a first multispecimen approach. *Geophysical Journal International*, 202(2): 695-712. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv171>
- Boiron, T., Aubourg, C., Grignard, P. A., Callot, J.P., 2020. The clay fabric of shales is a strain gauge. *Journal of Structural Geology*, 104130. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104130>
- Borradaile, G., 1987. Anisotropy of magnetic susceptibility: rock composition versus strain. *Tectonophysics*, 138(2-4): 327-329. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90051-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90051-5)
- Borradaile, G.J., 1991. Correlation of strain with anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). *Pure and applied geophysics*, 135(1): 15-29. <https://doi.org/10.1007/BF00877006>
- Borradaile, G.J., Tarling, D.H., 1981. The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks. *Tectonophysics*, 77(1-2): 151-168. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90165-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90165-7)
- Borradaile, G.J., Hamilton, T., 2004. Magnetic fabrics may proxy as neotectonic stress trajectories, Polis rift, Cyprus. *Tectonics*, 23: TC1001, 1-11. <https://doi.org/10.1029/2002TC001434>
- Borradaile, G.J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews*, 42(1-2): 49-93. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(96\)00044-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(96)00044-X)
- Borradaile, G.J., Jackson, M., 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. In: *Magnetic fabric: Methods and Applications*. Geological Society Special Publications 238, (F. Martín-Hernández, C.M. Lueneburg, C. Aubourg, M. Jackson, Eds). Geological Society of London, London, 299-360. <https://doi.org/10.1144/>



- [GSL.SP.2004.238.01.18](#)
- Borradaile, G.J., Jackson, M., 2010. Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). *Journal of Structural Geology*, 32(10): 1519-1551. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.09.006>
- Bouchez, J.L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: *Granite: From Segregation of Melt to emplacement fabrics*, (J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton, W.E. Stephens, Eds). Kluwer, Dordrecht, 95-112. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-1717-5\\_6](https://doi.org/10.1007/978-94-017-1717-5_6)
- Bouillan, J.P., Bouchez, J.L., Lespinasse, P., Pecher, A., 1993. Granite emplacement in an extensional setting: an AMS study of the magmatic structure of Mnte Capanne (Elba, Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 118: 263-279. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90172-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90172-6)
- Burmeister, K.C., Harrinson, M.J., Marshak, S., Ferre, E.C., Bannister, R.A., Kodama, K.P., 2009. Comparison of Fry strain ellipse and AMS ellipsoid trends to tectonic fabric trends in very low-strain sandstone of the Appalachian fold-thrust belt. *Journal of Structural Geology*, 31(9): 1028-1038. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.03.010>
- Caballero-Miranda, C.I., Alva-Valdivia, L.M., González-Rangel, J.A., Gogitchaishvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Kontny, A., 2016. Vertical AMS variation within basalt flow profiles from the Xitle volcano (Mexico) as indicator of heterogeneous strain in lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 311: 9-28. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.01.003>
- Calvin, P., Villalain, J.J., Casas-Sainz, A.M., 2018. Anisotropic magnetite growth in remagnetized limestones: Tectonic constraints and implications for basin history. *Geology*, 46(9): 751-754. <https://doi.org/10.1130/G45158.1>
- Cañón-Tapia, E., 1996. Single-grain versus distribution anisotropy: a simple three-dimensional model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 94(1-2): 149-158. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(95\)03072-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(95)03072-7)
- Cañón-Tapia, E., 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows and dykes: a historical account. In: *Magnetic fabric: Methods and Applications*, Geological Society Special Publications 238, (F. Martín-Hernandez, C.M. Lueneburg, C. Aubourg, M. Jackson, Eds). Geological Society of London, London, 205-225. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.14>
- Casas-Sainz, A. M., Gil-Imaz, A., Simón, J. L., Izquierdo-Llavall, E., Aldega, L., Román-Berdiel, T., Caricchi, C., 2018. Strain indicators and magnetic fabric in intraplate fault zones: Case study of Daroca thrust, Iberian Chain, Spain. *Tectonophysics*, 730: 29-47. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.02.013>
- Černý, J., Melichar, R., Všianský, D., Drahoukoupil, J., 2020. Magnetic Anisotropy of Rocks: A New Classification of Inverse Magnetic Fabrics to Help Geological Interpretations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(11): e2020JB020426. <https://doi.org/10.1029/2020JB020426>
- Cifelli, F., Mattei, M., Hirt, A.M., Günther, A., 2004. The origin of tectonic fabrics in "undeformed" clays: the early stages of deformation in extensional sedimentary basins. *Geophys. Res. Lett.*, 31: L09604. <https://doi.org/10.1029/2004GL019609>
- Cifelli, F., Mattei, M., Chadima, M., Hirt, A. M., Hansen, A., 2005. The origin of tectonic lineation in extensional basins: combined neutron texture and magnetic analyses on "undeformed" clays. *Earth and Planetary Science Letters*, 235(1-2): 62-78. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.02.042>
- Debacker, T.N., Robion, P., Sintubin, M., 2004. The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in low-grade, cleaved pelitic rocks: influence of cleavage/bedding angle and type and relative orientation of magnetic carriers. In: *Magnetic fabric: Methods and Applications*, Geological Society Special Publications 238, (F. Martín-Hernandez, C.M. Lueneburg, C. Aubourg, M. Jackson, Eds). Geological Society of London, London, 77-107. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.08>
- de Wall, H., Worm, H.U., 1993. Field dependence of magnetic anisotropy in pyrrhotite: effects of texture and grain shape. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 76(1-2): 137-149. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(93\)90063-F](https://doi.org/10.1016/0031-9201(93)90063-F)
- Díaz-Azpiroz, M., Barcos, L., Balanyá, J.C., Fernández, C., Expósito, I., Czeck, D.M., 2014. Applying a general triclinic transpression model to highly partitioned brittle-ductile shear zones: A case study from the Torcal de Antequera massif, external Betics, southern Spain. *Journal of Structural Geology*, 68: 316-336. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.05.010>
- Elhanati, D., Issachar, R., Levi, T., Weinberger, R., 2021. A practical approach for identification of magnetic fabric carriers in rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(5): e2020JB021105. <https://doi.org/10.1029/2020JB021105>
- Fanjat, G., Camps, P., Shcherbakov, V., Barou, F., Sougrati, M. T., Perrin, M., 2012. Magnetic interactions at the origin of abnormal magnetic fabrics in lava flows: a case study from Kerguelen flood basalts. *Geophysical Journal International*, 189(2): 815-832. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05421.x>
- Felletti, F., Dall'Olio, E., Muttoni, G., 2016. Determining flow directions in turbidites: an integrated sedimentological and magnetic fabric study of the Miocene Marnoso Arenacea Formation (northern Apennines, Italy). *Sedimentary Geology*, 335: 197-215. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.02.009>
- Ferré, E.C., Gëbelin, A., Till, J.L., Sassier, C., Burmeister, K.C., 2014. Deformation and magnetic fabrics in ductile shear zones: a review. *Tectonophysics*, 629: 179-188. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.04.008>
- Flinn, D., 1958. On tests of significance of preferred orientation in three-dimensional fabric diagrams. *The Journal of Geology*, 66(5): 526-539. <https://doi.org/10.1086/626533>
- Fodor, L.I., Márton, E., Vrabec, M., Koroknai, B., Trajanova, M., Vrabec, M., 2020. Relationship between magnetic fabrics and deformation of the Miocene Pohorje intrusions and surrounding sediments (Eastern Alps). *International Journal of Earth Sciences*, 109(4): 1377-1401. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01846-4>
- Fossen, H., Tikoff, B., 1998. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. In: *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*, Geological Society Special Publications 135, (R.E. Holdsworth, R.A. Strachan, J.E. Dewey, Eds). Geological Society, London, 15-33. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.135.01.02>
- Gaillot, P., de Saint-Blanquat, M., Bouchez, J.L., 2006. Effects of magnetic interactions in anisotropy of magnetic susceptibility: Models, experiments and implications for igneous rock fabrics quantification. *Tectonophysics*, 418(1-2): 3-19. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.12.010>
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Pérez-Lorente, F., 2013. Development of magnetic fabrics in sedimentary rocks: insights from early compactional structures (ECS). *Geophysical Journal International*, 194 (1): 182-199. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt098>
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Hirt, A.M., 2014. Understanding the Mesozoic kinematic evolution in the Cameros basin (Iberian Range, NE Spain) from magnetic subfabrics and mesostructures. *Journal of Structural Geology*, 66: 84-101. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.05.013>
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas,

- A.M., Gil-Peña, I., Sánchez-Moya, Y., Sopena, A., Hirt, A.M., Mattei, M., 2015. Evidence for the Permo-Triassic transtensional rifting in the Iberian Range (NE Spain) according to magnetic fabrics results. *Tectonophysics* 651-652: 216-231. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.03.023>
- García-Lasanta, C., Izquierdo-Llavall, E., Román-Berdiel, T., 2017a. Magnetic fabric analysis in analogue models of clays. *Geogaceta*, 61: 103-106.
- García-Lasanta, C., Román-Berdiel, T., Izquierdo-Llavall, E., Casas-Sainz A., 2017b. Magnetic fabric analysis in analogue models of clays. *European Geosciences Union General Assembly. Geophysical Research Abstracts*, 19: 18643-2.
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Casas-Sainz, A. M., Román-Berdiel, T., Izquierdo-Llavall, E., Soto, R., Villalain, J.J., 2018. Inversion tectonics and magnetic fabrics in Mesozoic basins of the Western Tethys: A review. *Tectonophysics*, 745: 1-23. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.005>
- Goldstein, A.G., Brown, L.L., 1988. Magnetic susceptibility anisotropy of mylonites from the Brevard Zone, North Carolina, USA. *Physics of the earth and Planetary Interiors*, 51(4): 290-300. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(88\)90070-2](https://doi.org/10.1016/0031-9201(88)90070-2)
- Gonçalves, A., Sant'Ovaia, H., Noronha, F., 2020. Geochemical Signature and Magnetic Fabric of Capinha Massif (Fundão, Central Portugal): Genesis, Emplacement and Relation with W-Sn Mineralizations. *Minerals*, 10(6): 557. <https://doi.org/10.3390/min10060557>
- Gracia-Puzo, F., Aubourg, C., Casas-Sainz, A., 2021. A fast way to estimate the clay fabric from shale fragments. Key example from a strained thrust footwall (Pyrenees). *Journal of Structural Geology*, 104443. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104443>
- Graham, J.W., 1966. Significance of magnetic anisotropy in Appalachian sedimentary rocks. In: *The Earth Beneath the Continents*, Geophysical Monographs 10, (J.S. Steinhart, T.J. Smith, Eds). American Geophysical Union, 627-648. <https://doi.org/10.1029/GM010p0627>
- Hansen, A., Chadima, M., Cifelli, F., Brokmeier, H.G., Siemes, H., 2004. Neutron pole figures compared with magnetic preferred orientations of different rock types. *Physica B: Condensed Matter*, 350(1): 120-122. <https://doi.org/10.1016/j.physb.2004.04.008>
- Heinrich, F.C., Schmidt, V., Schramm, M., Mertineit, M., 2019. Anisotropy of magnetic susceptibility in salt rocks from the German Zechstein Basin, Sondershausen mine. *Geophysical Journal International*, 219(1): 690-712. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz326>
- Housen, B.A., van der Pluijm, B.A., 1990. Chlorite control of correlations between strain and anisotropy of magnetic susceptibility. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 61. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(90\)90114-D](https://doi.org/10.1016/0031-9201(90)90114-D)
- Housen, B.A., Richter, C., van der Pluijm, B.A., 1993. Composite magnetic anisotropy fabrics: experiments, numerical models and implications for the quantification of rock fabrics. *Tectonophysics*, 220(1-4): 1-12. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90219-A](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90219-A)
- Housen, B.A., van Der Pluijm, B.A., Essene, E.J., 1995. Plastic behavior of magnetite and high strains obtained from magnetic fabrics in the Parry Sound shear zone, Ontario Grenville Province. *Journal of Structural Geology*, 17(2): 265-278. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)E0045-Z](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)E0045-Z)
- Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surveys*, 5: 37-82. <https://doi.org/10.1007/BF01450244>
- Hrouda, F., Janák, F., 1971. A study of the hematite fabric of some red sediments on the basis of their magnetic susceptibility anisotropy. *Sedimentary Geology*, 6(3): 187-199. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(71\)90035-2](https://doi.org/10.1016/0037-0738(71)90035-2)
- Hrouda, F., Chlupáčová, M., Schulmann, K., Šmíd, J., Závada, P., 2005. On the effect of lava viscosity on the magnetic fabric intensity in alkaline volcanic rocks. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 49(2): 191-212. <https://doi.org/10.1007/s11200-005-0005-5>
- Janák, F., 1972. Magnetic susceptibility anisotropy of various rock types and its significance for geophysics and geology. *Geophysical Prospecting*, 20(2): 375-384. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1972.tb00640.x>
- Janák, F., Kropáček, V., 1973. A brief outline of the magnetic susceptibility anisotropy of various rock types. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 17(2): 123-130. <https://doi.org/10.1007/BF01613682>
- Jones, R.R., Tanner, P.G., 1995. Strain partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology*, 17(6): 793-802. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)00102-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)00102-6)
- Kelso, P.R., Tikoff, B., Jackson, M., Sun, W., 2002. A new method for the separation of paramagnetic and ferromagnetic susceptibility anisotropy using low field and high field methods. *Geophysical Journal International*, 151(2): 345-359. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01732.x>
- Khan, M.A., 1962. The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 67(7): 2873-2885. <https://doi.org/10.1029/JZ067i007p02873>
- King, R.F., 1966. The magnetic fabric of some Irish granites. *Geological Journal*, 5(1): 43-66. <https://doi.org/10.1002/gj.3350050106>
- Kissel, C., Barrier, E., Laj, C., Lee, T.Q., 1986. Magnetic fabric in "undeformed" marine clays from compressional zones. *Tectonics*, 5: 769-781. <https://doi.org/10.1029/TC005i005p00769>
- Kligfield, R., Lowrie, W., Dalziel, I.W.D., 1977. Magnetic susceptibility as a strain indicator in the Sudbury Basin, Ontario. *Tectonophysics*, 40(3-4): 287-308. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(77\)90070-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(77)90070-1)
- Kodama, K.P., Sun, W.W., 1990. SEM and magnetic fabric study of a compacting sediment. *Geophysical Research Letters*, 17(6): 795-798. <https://doi.org/10.1029/GL017i006p00795>
- Kontny, A., Engelmann, R., Grimmer, J.C., Greiling, R.O., Hirt, A., 2012. Magnetic fabric development in a highly anisotropic magnetite-bearing ductile shear zone (Seve Nappe Complex, Scandinavian Caledonides). *International Journal of Earth Sciences*, 101(3): 671-692. <https://doi.org/10.1007/s00531-011-0713-8>
- Kuehn, R., Hirt, A. M., Biedermann, A. R., Leiss, B., 2019. Quantitative comparison of microfabric and magnetic fabric in black shales from the Appalachian plateau (western Pennsylvania, USA). *Tectonophysics*, 765: 161-171. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.04.013>
- Kusbach, V.K., Machek, M., Roxerová, Z., Racek, M., Silva, P.F., 2019. Localization effect on AMS fabric revealed by microstructural evidence across small-scale shear zone in marble. *Scientific reports*, 9(1): 1-14. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-53794-y>
- Larrasoana, J.C., Pueyo, E.L. Parés, J.M., 2004. An integrated AMS, structural, palaeo- and rock-magnetic study of Eocene marine marls from Jaca-Pamplona basin (Pyrenees, N Spain): new insights into the timing of magnetic fabric acquisition in weakly deformed mudrocks. In: *Magnetic fabric: Methods and Applications*, Geological Society Special Publications 238, (F. Martín-Hernandez, C.M. Lueneburg, C. Aubourg, M. Jackson, Eds). Geological Society of London, London, 127-

143. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.10>
- Larrasoana, J.C., Gómez-Paccard, M., Giral, S. Roberts, A.P., 2011. Rapid locking of tectonic magnetic fabrics in weakly deformed mudrock. *Tectonophysics*, 507: 16-25. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.05.003>
- Lee, T.Q., Kissel, C., Laj, C., Horng, C.S., Lue, Y.T., 1990. Magnetic fabric analysis of the Plio-Pleistocene sedimentary formations of the Coastal Range of Taiwan. *Earth and Planetary Science Letters*, 98(1): 23-32. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90085-C](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90085-C)
- Lüneburg, C.M., Lampert, S.A., Hermann, I., Lebit, D., Hirt, A.M., Casey, M. Lowrie, W., 1999. Magnetic anisotropy, rock fabrics and finite strain in deformed sediments of SW Sardinia (Italy). *Tectonophysics*, 307: 51-74. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00118-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00118-3)
- Mamtani, M.A., Reznik, B., Kontny, A., 2020. Intracrystalline deformation and nanotectonic processes in magnetite from a naturally deformed rock. *Journal of Structural Geology*, 135: 104045. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104045>
- Marcén, M., Román-Berdiel, T., Casas, A., Calvin-Ballester, P., Oliva-Urcia, B., García-Lasanta, C., 2015. Kinematics of long lived faults in intraplate settings: case study of the Río Grió Fault (Iberian Range). *European Geosciences Union General Assembly. Geophysical Research Abstracts*: 5165.
- Marcén, M., Casas-Sainz, A.M., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., Soto, R., Aldega, L., 2018. Kinematics and strain distribution in an orogen-scale shear zone: Insights from structural analyses and magnetic fabrics in the Gavarnie thrust, Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 117: 105-123. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.09.008>
- Marcén, M., Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A. M., Soto, R., Oliva-Urcia, B., Castro, J., 2019. Strain variations in a seismogenic normal fault (Baza Sub-basin, Betic Chain): Insights from magnetic fabrics (AMS). *Tectonophysics*, 765: 64-82. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.05.014>
- Martín-Hernández, F., Hirt, A.M., 2004. A method for the separation of paramagnetic, ferrimagnetic and haematite magnetic subfabrics using high-field torque magnetometry. *Geophysical Journal International*, 157 (1): 117-127. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02225.x>
- Martín-Hernández, F., Ferré, E.C., 2007. Separation of paramagnetic and ferrimagnetic anisotropies: A review. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B3). <https://doi.org/10.1029/2006JB004340>
- Martín-Hernández, F., Guerrero-Suárez, S., 2012. Magnetic anisotropy of hematite natural crystals: high field experiments. *International Journal of Earth Sciences*, 101(3): 637-647. <https://doi.org/10.1007/s00531-011-0665-z>
- Mattei, M., Sagnotti, L., Faccenna, C., Funicello, R., 1997. Magnetic fabric of weakly deformed clay-rich sediments in the Italian peninsula: relationship with compressional and extensional tectonics. *Tectonophysics*, 271: 107-122. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00244-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00244-2)
- Mattei, M., Speranza, F., Argentieri, A., Rossetti, F., Sagnotti, L., Funicello, R., 1999. Extensional tectonics in the Amantea basin (Calabria, Italy): a comparison between structural and magnetic anisotropy data. *Tectonophysics*, 307(1-2): 33-49. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00117-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00117-1)
- Mattsson, T., Petri, B., Almqvist, B., McCarthy, W., Burchardt, S., Palma, J. O., Galland, O., 2021. Decrypting magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM) through the analysis of mineral shape fabrics and distribution anisotropy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, e2021JB021895. <https://doi.org/10.1029/2021JB021895>
- Mertanen, S., Karell, F., 2012. Palaeomagnetic and AMS studies on Satulinmaki and Koijarvi fault and shear zones. *Geological Survey of Finland Special Paper*, 52: 195-226.
- Merz, L., Almqvist, B.S., Grimmer, J.C., Kontny, A., 2019. Magnetic fabric development in the Lower Seve thrust from the COSC-1 drilling, Swedish Caledonides. *Tectonophysics*, 751: 212-228. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.12.018>
- Mochales, T., Pueyo, E. L., Casas, A.M., Barnolas, A., Oliva-Urcia, B., 2010. Anisotropic magnetic susceptibility record of the kinematics of the Boltaña Anticline (Southern Pyrenees). *Geological Journal*, 45(5-6): 562-581. <https://doi.org/10.1002/gj.1207>
- Mondal, T.K., Mamtani, M.A., 2014. Fabric analysis in rocks of the Gadag region (southern India)-implications for time relationship between regional deformation and gold mineralization. *Tectonophysics*, 629: 238-249. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.09.021>
- Morrish, A.H., 1994. *Canted antiferromagnetism: hematite*. World Scientific Publishing C. Pte Ltd, Singapore. <https://doi.org/10.1142/2518>
- Nagaraju, E., Parashuramulu, V., 2019. AMS studies on a 450 km long 2216 Ma dyke from Dharwar craton, India: implications to magma flow. *Geoscience Frontiers*, 10(5): 1931-1939. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.12.003>
- Nédélec, A. Bouchez, J.L., 2015. *Granites: petrology, structure, geological setting and metallogeny*. Oxford University Press, 335 p. <https://doi.org/10.1093/acprof:oso/9780198705611.001.0001>
- Nye, J.F., 1951. *Physical properties of crystals*. Clarendon Press. Oxford.
- Oliva-Urcia, B., Larrasoana, J.C., Pueyo, E.L., Gil, A., Mata, P., Parés, J.M., Schleicher, A.M., Pueyo, O., 2009. Disentangling magnetic subfabrics and their link to deformation processes in cleaved sedimentary rocks from the Internal Sierras (west central Pyrenees, Spain). *Journal of Structural Geology*, 31: 163-176. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.11.002>
- Oliva-Urcia, B., Casas, A.M., Soto, R., Villalain, J.J. Kodama, K., 2010. A transtensional basin model for the Organyà basin (central southern Pyrenees) based on magnetic fabric and brittle structures. *Geophysical Journal International*, 184 (1): 111-130. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04865.x>
- Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Bogalo, M.F., Osácar, M.C. García-Lasanta, C., 2013. Transition from extensional to compressional magnetic fabrics in the cretaceous Cabuérniga basin (North Spain). *Journal of Structural Geology*, 46: 220-234. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.09.001>
- Oliva-Urcia, B., Casas, A.M., Moussaid, B., Villalain, J.J., El Ouardi, H., Soto, R., Torres-López, S., Román-Berdiel, T., 2016. Tectonic fabrics vs. mineralogical artifacts in AMS analysis: a case study of the Western Morocco extensional Triassic basins. *Journal of Geodynamics*, 94-95: 13-33. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.01.004>
- Ort, M.H., Porreca, M., Geissman, J.W., 2015. The use of palaeomagnetism and rock magnetism to understand volcanic processes: introduction. In: *The Use of Palaeomagnetism and Rock Magnetism to Understand Volcanic Processes*, Geological Society Special Publications 396, (M.H. Ort, M. Porreca, J.W. Geissman, Eds). Geological Society of London, London, 1-11. <https://doi.org/10.1144/SP396.17>
- Parés, J.M., 2004. How deformed are weakly deformed mudrocks? Insights from magnetic anisotropy. In: *Magnetic fabric: Methods and Applications*, Geological Society Special Publications 238, (F. Martín-Hernández, C.M. Lüneburg, C. Aubourg, M. Jackson, Eds). Geological Society of London, London, 191-203. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.13>



- Parés, J.M., 2015. Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rock. *Frontiers in Earth Science*, 3(4): 1-13. <https://doi.org/10.3389/feart.2015.00004>
- Parés, J.M., Anastasio, D., 2018. The extent of penetrative Pyrenean deformation in the Ebro foreland Basin: Magnetic fabric data from the eastern sector. *Geologica Acta*, 16(4): 375-390.
- Parés, J.M., van der Pluijm, B.A., 2002a. Phyllosilicate fabric characterization by low-temperature anisotropy of magnetic susceptibility (LT-AMS). *Geophysical Research Letters*, 29(24): 68-1. <https://doi.org/10.1029/2002GL015459>
- Parés, J.M., van Der Pluijm, B.A., 2002b. Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks. *Tectonophysics*, 350(4): 283-298. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00119-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00119-1)
- Parés, J.M., van der Pluijm, B.A., 2014. Low-temperature AMS and the quantification of subfabrics in deformed rocks. *Tectonophysics*, 629: 55-62. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.005>
- Parés, J.M., van der Pluijm, B.A., Dinarès-Turell, J., 1999. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). *Tectonophysics*, 307: 1-14. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00115-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00115-8)
- Pocoví, J.A., Anchuela, Ó.P., Pueyo, E.L., Casas-Sainz, A.M., Berdiel, M.R., Imaz, A. G., Villalain, J.J., 2014. Magnetic fabrics in the Western Central-Pyrenees: an overview. *Tectonophysics*, 629: 303-318. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.027>
- Porquet, M., Pueyo, E.L., Román-Berdiel, T., Olivier, P., Longares, L.A., Cuevas, J., Ramajo, J., the Geokin3DPyr working group by alphabetical order, Antolín, B., Aranguren, A., Auréjac, J.B., Bouchez, J.-L., M. Casas, A.M., Denèle, Y., Gleizes, G., Hilario, A., Izquierdo-Llavall, E., Leblanc, D., Oliva-Urcia, B., Santana, V., Tubía, J.M., Vegas, N., 2017. Anisotropy of magnetic susceptibility of the Pyrenean granites. *Journal of Maps*, 13(2): 438-448. <https://doi.org/10.1080/17445647.2017.1302364>
- Prior, D. J., Boyle, A.P., Brenker, F., Cheadle, M.C., Day, A., López, G., Peruzzi, L., Potts, G., Reddy, S., Spiess, R., Timms, N.E., Trimby, P., Wheeler, J., Zetterstrom, L., 1999. The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist*, 84: 1741-1759. <https://doi.org/10.2138/am-1999-11-1204>
- Pueyo-Anchuela, Ó., Gil Imaz, A., Pocoví Juan, A., 2010. Tectonic imprint in magnetic fabrics in foreland basins: a case study from the Ebro Basin, N Spain. *Tectonophysics*, 492(1-4): 150-163. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.06.016>
- Pueyo-Anchuela, O., Pueyo, E.L., Juan, A.P., Imaz, A.G., 2012. Vertical axis rotations in fold and thrust belts: comparison of AMS and paleomagnetic data in the Western External Sierras (Southern Pyrenees). *Tectonophysics*, 532: 119-133. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.023>
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw Hill Book Company, 568 pp.
- Ramsay, J.G., Graham, R.H., 1970. Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7(3): 786-813. <https://doi.org/10.1139/c70-078>
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1983. *The techniques of modern structural geology: strain analysis*. Academic press.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., Lisle, R.J., 1983. *The techniques of modern structural geology: Folds and fractures* (Vol. 2). Academic press.
- Rees, A.I., 1965. The use of anisotropy of magnetic susceptibility in the estimation of sedimentary fabric 1. *Sedimentology*, 4(4): 257-271. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1965.tb01550.x>
- Richter, C., Ratschbacher, L., Frisch, W., 1993. Magnetic fabrics, crystallographic preferred orientation, and strain of progressively metamorphosed pelites in the Helvetic Zone of the Central Alps (Qartenschifer Formation). *Journal of Geophysical Research*, 98: 9557-9570. <https://doi.org/10.1029/93JB00554>
- Roberts, A.P., 2015. Magnetic mineral diagenesis. *Earth-Science Reviews*, 151: 1-47. <https://doi.org/10.1016/j.earsci-rev.2015.09.010>
- Robion, P., David, C., Dautriat, J., Colombier, J.C., Zinsmeister, L., Collin, P.Y., 2014. Pore fabric geometry inferred from magnetic and acoustic anisotropies in rocks with various mineralogy, permeability and porosity. *Tectonophysics*, 629: 109-122. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.029>
- Rochette, P., 1988. Inverse magnetic fabric in carbonate-bearing rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(2): 229-237. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90103-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90103-3)
- Román-Berdiel, T., Pueyo-Morer, E.L., Casas-Sainz, A.M., 1995. Granite emplacement during contemporary shortening and normal faulting: structural and magmatic study of the Veiga Massif (NW Sapin). *Journal of Structural Geology*, 17: 1689-1706. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(95\)00062-I](https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)00062-I)
- Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A.M., Oliva-Urcia, B., Calvín, P., Villalain, J.J., 2019. On the influence of magnetic mineralogy in the tectonic interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility in cataclastic fault zones. *Geophysical Journal International*, 216(2): 1043-1061. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy481>
- Sagnotti, L., 2007. Iron sulfides. In: *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism*. Springer.
- Sagnotti, L., Faccenna, C., Funiciello, R., Mattei, M., 1994. Magnetic fabric and structural setting of Plio-Pleistocene clayey units in an extensional regime: the Tyrrhenian margin of Central Italy. *Journal of Structural Geology*, 16: 1243-1257. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90067-1](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90067-1)
- Sagnotti, L., Speranza, F., Winkler, A., Mattei, M., Funiciello, R., 1998. Magnetic fabric of clay sediments from the external northern Apennines (Italy). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 105(1-2): 73-93. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(97\)00071-X](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(97)00071-X)
- Sagnotti, L., Winkler, A., Montone, P., Di Bella, L., Florindo, F., Mariucci, M. T., Marra, F., Alfonsi, L., Frepoli, A., 1999. Magnetic anisotropy of Plio-Pleistocene sediments from the Adriatic margin of the northern Apennines (Italy): implications for the time-space evolution of the stress field. *Tectonophysics*, 311: 139-153. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00159-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00159-6)
- Santolaria, P., Casas, A. M., Soto, R., 2015. Anisotropy of magnetic susceptibility as a proxy to assess internal deformation in diapirs: case study of the Naval salt wall (Southern Pyrenees). *Geophysical Journal International*, 202(2): 1207-1222. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv231>
- Schöfisch, T., Koyi, H., Almqvist, B., 2021. Influence of décollement friction on anisotropy of magnetic susceptibility in a fold-and-thrust belt model. *Journal of Structural Geology*, 144: 104274. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104274>
- Schöpa, A., Floess, D., de Saint Blanquat, M., Annen, C., Launeau, P., 2015. The relation between magnetite and silicate fabric in granitoids of the Adamello Batholith. *Tectonophysics*, 642: 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.11.022>
- Silva, P.F., Marques, F.O., Henry, B., Madureira, P., Hirt, A.M., Font, E., Lourenço, N., 2010. Thick dyke emplacement and internal flow: A structural and magnetic fabric study of the deep-seated dolerite dyke of Foum Zguid (southern Morocco). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B12). <https://doi.org/10.1029/2010JB007638>

- Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Villalaín, J.J., Oliva-Urcia, B., 2007. Mesozoic extension in the Basque-Cantabrian basin (N Spain). Contributions from AMS and brittle mesostructures. *Tectonophysics*, 445: 373-394. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.09.007>
- Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Villalaín, J.J., Gil-Imaz, A., Fernández-González, G., Del Río, P., Calvo, M., Mochales, T., 2008. Characterizing the Mesozoic extension direction in the northern Iberian plate margin by anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). *Journal of the Geological Society*, 165: 1007-1018. <https://doi.org/10.1144/0016-76492007-163>
- Soto, R., Larrasoña, J.C., Arlegui, L.E., Beamud, E., Oliva-Urcia, B., Simón, J.L., 2009. Reliability of magnetic fabric of weakly deformed mudrocks as a palaeostress indicator in compressive settings. *Journal of Structural Geology*, 31(5): 512-522. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.03.006>
- Soto, R., Kullberg, J.C., Oliva-Urcia, B., Casas-Sainz, A.M., Villalaín, J.J., 2012. Switch of Mesozoic extensional tectonic style in the Lusitanian basin (Portugal): Insights from magnetic fabrics. *Tectonophysics*, 536-537: 122-135. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.010>
- Soto, R., Beamud, E., Oliva-Urcia, B., Roca, E., Rubinat, M., Villalaín, J.J., 2014. Applicability of magnetic fabrics in rocks associated with the emplacement of salt structures (the Biorb-Quesa and Navarrés salt walls, Prebetics, SE Spain). *Tectonophysics*, 629: 319-334. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.07.004>
- Soto, R., Larrasoña, J.C., Beamud, E., Garcés, M., 2016. Early-Middle Miocene subtle compressional deformation in the Ebro foreland basin (northern Spain); insights from magnetic fabrics. *Comptes Rendus Geoscience*, 348(3-4): 213-223. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.10.009>
- Soto, R., Beamud, E., Roca, E., Carola, E., Almar, Y., 2017. Distinguishing the effect of diapir growth on magnetic fabrics of syn-diapiric overburden rocks: Basque-Cantabrian basin, Northern Spain. *Terra Nova*, 29(3): 191-201. <https://doi.org/10.1111/ter.12262>
- Soto, R., Casas-Sainz, A., Oliva-Urcia, B., García-Lasanta, C., Izquierdo-Llavall, E., Moussaid, B., Kullberg, J.C., Román-Berdiel, T., Sánchez-Moya, Y., Sopena, A., Torres López, S., Villalaín, J.J., El-Ouardi, H., Gil-Peña, I., Hirt, A., Scholger, R., 2019. Triassic stretching directions in Iberia and North Africa inferred from magnetic fabrics. *Terra Nova*, 31: 465-478. <https://doi.org/10.1111/ter.12416>
- Staudigel, H., Gee, J., Tauxe, L., Varga, R.J., 1992. Shallow intrusive directions of sheeted dikes in the Troodos ophiolite: anisotropy of magnetic susceptibility and structural data. *Geology*, 20: 841-844. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0841:SIDOSD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0841:SIDOSD>2.3.CO;2)
- Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. The magnetic anisotropy of rocks. Chapman and Hall, 212 p.
- Uyeda, S., Fuller, M.D., Belshe, J. C., Girdler, R.W., 1963. Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals. *Journal of Geophysical Research*, 68(1): 279-291. <https://doi.org/10.1029/JZ068i001p00279>
- Van der Pluijm, B.A., Ho, N.C., Peacor, D., 1994. High-resolution X-ray texture goniometry. *Journal of Structural Geology*, 16(7): 1029-1032. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90084-1](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90084-1)
- Wing-Fatt, L., Stacey, F. D., 1966. Magnetic anisotropy of laboratory materials in which magma flow is simulated. *Pure and Applied Geophysics*, 64(1): 78-80. <https://doi.org/10.1007/BF00875533>
- Zhu, K.Y., Li, M.Y., Shentu, L.F., Shen, Z.Y., Yu, Y.H., 2017. Evaluation of a small-diameter sampling method in magnetic susceptibility, AMS and X-ray CT studies and its applications to mafic microgranular enclaves (MMEs) in granite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 341: 208-227. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.06.002>

MANUSCRITO RECIBIDO EL: 10-12-2021

RECIBIDA LA REVISIÓN EL: 25-04-2022

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL: 19-05-2022



# CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DE LA FALLA DEL LLANO DEL ÁGUILA EN CAMPO DALÍAS (ALMERÍA): POSIBLE FUENTE SISMOGÉNICA DEL TERREMOTO DE 1804

*Geological characterization of the Llano del Águila fault in Campo de Dalías (Almería): possible seismogenic source of the 1804 earthquake*

Júlia Molins-Vigatà<sup>1,2</sup>, Julián García-Mayordomo<sup>3</sup>, María Ortuño<sup>1</sup>, David García-Sellés<sup>1</sup> y Octavi Gómez-Novell<sup>1,4</sup>

<sup>1</sup> RISK-NAT Group, GEOMODELS, Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona, España.

[juliamolins98@gmail.com](mailto:juliamolins98@gmail.com), [maria.ortuno@ub.edu](mailto:maria.ortuno@ub.edu), [dgarcia@ub.edu](mailto:dgarcia@ub.edu), [octgomez@ub.edu](mailto:octgomez@ub.edu)

<sup>2</sup> Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid, España

<sup>3</sup> Instituto Geológico y Minero de España (IGME, CSIC), La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid, España.

[julian.garcia@igme.es](mailto:julian.garcia@igme.es)

<sup>4</sup> INGEO, Università degli Studi "Gabriele d'Annunzio" Chieti-Pescara, 66013 Chieti, Italy

**Abstract:** On August 25, 1804, an earthquake with a  $M_w \sim 6.4$  and a maximum intensity of IX, caused serious damage in several locations of Campo de Dalías region (Almería). This study provides new evidence of the relationship between this episode and the Llano del Águila fault. A NW-SE subvertical fault, with a normal-dextral slip, that runs parallel to the Loma del Viento fault, located at about 3 km to the south. For the characterization of the Llano del Águila fault, a new geomorphologic interpretation of the Quaternary alluvial deposits and their relationship with the trace of the structure has been carried out. Four generations of alluvial fans draining the Sierra de Gádor and two fault sections have been identified at a cartographic scale (Cantera Est and Rambla de la Maleza). All the geomorphologic interpretation is made by the analysis of historical aerial photos. Due to the high anthropization of the area, modern elevation models are not sufficiently useful. To overcome this limitation, a digital elevation model was obtained through photogrammetry with the aerial photos of the interministerial flight (1977). Fault scarp analysis from topographic profiles measured on the new elevation model provides a  $6.3 \pm 1.9$  m vertical slip for the Cantera East section and a  $12.1 \pm 1.9$  m vertical slip for the Rambla de la Maleza section. All these interpretations have been verified in the field and new data on the kinematics have been acquired to estimate the net slip rate of each section. A  $0.016 \pm 0.002 - 0.10 \pm 0.02$  mm/yr slip rate has been estimated for the Cantera Est section and a  $0.031 \pm 0.002 - 0.19 \pm 0.02$  mm/yr for the Rambla de la Maleza one, for the last 126 – 781 ky (middle Pleistocene). A maximum magnitude of  $6.59 \pm 0.19$  is estimated through empirical relationships from the total length of the fault trace.

**Keywords:** photogrammetry, Loma del Viento fault, Eastern Betics, Campo de Dalías, 1804 earthquake.

**Resumen:** El 25 de agosto de 1804 un fuerte terremoto sacudió la región del Campo de Dalías (Almería) llegando a sentirse con una intensidad EMS de IX ( $M_w \sim 6.4$ ). En este estudio se muestran evidencias que sugieren una relación entre este episodio sísmico y la falla de Llano del Águila. Se trata de una falla normal sub vertical de dirección NW-SE y





paralela a la falla de Loma del Viento, situada a unos 3 km al sur. Para la caracterización de la falla de Llano del Águila se ha llevado a cabo una nueva interpretación geomorfológica de los depósitos aluviales cuaternarios que se ven atravesados por la traza de la falla a lo largo del área de estudio. Se han identificado cuatro generaciones de abanicos aluviales provenientes de la Sierra de Gádor, y dos secciones de falla a escala cartográfica (Cantera Este y Rambla de la Maleza). La interpretación geomorfológica se basa en el análisis de fotografías aéreas históricas. Debido a la intensa antropización de la zona, los modelos digitales del terreno actuales no son útiles. Para solventar esta limitación se procesó un modelo digital de elevaciones mediante fotogrametría usando las fotos aéreas del vuelo interministerial (1977). El análisis de escarpes de falla mediante perfiles topográficos medidos en el nuevo modelo de elevaciones proporciona un salto vertical de  $6,3 \pm 1,9$  m para la sección de la Cantera Este y de  $12,1 \pm 1,9$  m para la sección de la Rambla de la Maleza. Estas interpretaciones han sido verificadas en el campo donde además se adquirieron nuevos datos sobre la cinemática de la falla. Todo ello ha permitido estimar la tasa de deslizamiento neta de cada sección:  $0,016 \pm 0,002$  y  $0,10 \pm 0,02$  mm/año para la sección de la Cantera Este y  $0,031 \pm 0,002 - 0,19 \pm 0,02$  mm/año para la Rambla de la Maleza, respectivamente para los últimos 126 y 781 ka (Pleistoceno Medio). A partir de la longitud total de la traza de la falla se puede estimar mediante relaciones empíricas una magnitud máxima potencial de  $6,59 \pm 0,19$ .

**Palabras clave:** fotogrametría, Falla de la Loma del Viento, Béticas Orientales, Campo de Dalías, terremoto de 1804.

Molins-Vigatà, J., García-Mayordomo, J., Ortuño, M., García-Sellés, D., Gómez-Novell, O., 2022. Caracterización geológica de la falla del Llano del Águila en Campo Dalías (Almería): posible fuente sismogénica del terremoto de 1804. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 35 (1): 71-83

## Introducción

La identificación de fallas activas como fuentes de terremotos destructivos es crucial para una correcta previsión espacio-temporal de futuros eventos y, por ende, para una adecuada reducción del riesgo sísmico. El desarrollo espectacular que ha experimentado la teledetección en las últimas décadas permite que en la mayoría de los grandes terremotos ( $M > 6,0$ ) corticales se pueda identificar rápidamente la falla causante gracias a las deformaciones (p.ej., roturas) que estas producen en la superficie del terreno. Sin embargo, para eventos sísmicos que han ocurrido en la época pre-instrumental (i.e., anterior a 1920), la identificación directa de las fallas responsables es, con frecuencia, mucho más compleja. Dicha complejidad normalmente requiere la integración de: i) el registro geológico, mediante técnicas como la paleosismología (p.ej., McCalpin, 2009), y ii) datos históricos, como pueden ser las descripciones en crónicas de la época de los efectos geológicos y/o sociales de los sismos (p.ej., Silva *et al.*, 2019). Especialmente relevantes son las descripciones de grietas en el terreno, si bien puede ser difícil discernir cuando se trata de un efecto primario (rotura cosísmica) o de uno secundario (movimiento del terreno). Otra gran dificultad añadida es la fuerte antropización a la que están sometidas algunas zonas del planeta, hecho que dificulta de sobremano localizar con precisión en el campo estos fenómenos, especialmente los que son muy efímeros y quedan pronto erosionados o cubiertos por sedimentos.

Este estudio se centra en caracterizar con detalle una de las posibles fallas causantes del terremoto del 25 de

agosto de 1804 ( $I_{\text{EMS}} = \text{VII-IX}$ ;  $M_w$  6,4-6,6) que destruyó las poblaciones de Dalías y Berja (Almería), provocando la muerte de al menos 175 personas (Murphy, 2019). La franja costera meridional almeriense, desde Adra a Almería ciudad, es una de las zonas con mayor actividad sísmica en España (IGN-UPM, 2012; IGME, 2015). Por ejemplo, es destacable el sismo que tuvo lugar el 13 de enero del mismo año y que afectó gravemente la población de Adra ( $I_{\text{EMS}} = \text{VII-VIII}$ ;  $M_w$  6,7), así como el del año 1522 que destruyó la ciudad de Almería ( $I_{\text{EMS}} = \text{VII-VIII-IX}$ ;  $M_w$  6,5), entre otros (cf. Solares y Rodríguez, 2002). Ya en época instrumental es muy destacable la conocida como serie de Adra ( $M_{\text{bLg}} = 5,0$ ;  $I_{\text{EMS}} = \text{VII}$ ) de finales de 1993 y principios de 1994. El origen de esta sismicidad, de tipo enjambre, se ha podido atribuir a la actividad reciente de fallas NNW-SSE a NW-SE con componente normal-dextral, muy abundantes en la zona (Martínez Díaz, 2000; Marín-Lechado *et al.*, 2005; IGME, 2022) y en coherencia con el mecanismo focal de los eventos principales (Stich *et al.*, 2001). De igual manera sucede con el mecanismo focal obtenido en el estudio de Stich *et al.* (2003) del sismo de 1910 ( $M_w$  6,1), y mucho más recientemente con las series de octubre/noviembre de 2008 ( $M_w$  3,5), noviembre/diciembre de 2010 ( $M_w$  4,2) y enero de 2016 ( $M_w$  4,5), también consistentes con la tectónica NW-SE (Pedrera *et al.*, 2012a; Murphy, 2019).

La ocurrencia del sismo del 25 de agosto de 1804 ha sido atribuida recientemente por Murphy (2019) a la Falla de la Loma del Viento, estudiada desde el punto de vista geológico por Pedrera *et al.* (2012a) y a fallas subpa-

rales asociadas. Murphy (2019) sustenta esta asignación basándose en la distribución de los efectos macrosísmicos del sismo de 1804 después de analizar una nueva fuente documental desconocida hasta el momento, así como a la similitud en la distribución de los efectos con terremotos instrumentales en los que sí se conoce el mecanismo focal (p.ej., eventos de 1910 y 2010) y que son atribuidos a fallas de similar dirección. Esta información se recoge en el legajo 2495, un documento histórico que contiene la correspondencia oficial mantenida entre el gobierno y las autoridades de las localidades afectadas por el terremoto de 1804 y que se conserva en el Archivo Histórico Nacional.

En este trabajo nos centramos en una falla subparalela a la de la Loma del Viento, situada a 3 km, aproximadamente, al norte de ésta y denominada aquí Falla del Llano del Águila y presente en cartografías anteriores (p.ej., Baena and Ewert, 1976; Marín-Lechado, 2005). El interés en estudiar esta falla reside en que presenta una impronta morfológica en fotografías aéreas antiguas muy evidente, así como potenciales indicios de actividad muy reciente, posiblemente histórica. Para ello, en primer lugar, se realiza una cartografía geomorfológica-estructural a partir de fotografías aéreas antiguas y trabajo de campo con el objetivo de cartografiar con precisión la traza de la falla además de diferentes elementos geomorfológicos presentes de la zona, como lo son los abanicos aluviales. Posteriormente, y habida cuenta de que la topografía actual se encuentra completamente modificada por la instalación de invernaderos, se ha generado un modelo digital de elevaciones (MDE) a partir de fotografía aérea disponible del año 1977 (vuelo Interministerial 1973-1986). Esta técnica, conocida como fotogrametría, aporta importantes aplicaciones en el estudio de zonas con fuerte antropización, como es la costa mediterránea. Mediante este MDE se ha cuantificado el salto de falla y la deformación acumulada, pudiéndose realizar una estimación preliminar de la tasa de deslizamiento sobre la hipótesis de las edades de formación de las diferentes generaciones de abanicos aluviales reconocidos. Finalmente, se discute la posibilidad de que esta falla rompiera en el terremoto de 1804, conjuntamente o no con la falla de la Loma del Viento.

### *El terremoto del 25 de agosto de 1804*

El 25 de agosto de 1804 tuvo lugar el terremoto principal de una serie sísmica que había comenzado el día 23 y que se extendería hasta entrado el año 1805 ( $I_{EMS}$  = VIII-IX; Mw 6,4-6,6) (Solares y Rodríguez, 2002; Murphy, 2019). Los efectos macrosísmicos del terremoto han sido estudiados por numerosos autores a través de las crónicas históricas disponibles (cf. Murphy, 2019), habiéndose situado tentativamente el epicentro del mismo en las cercanías de las poblaciones de Dalías y Berja, en las estribaciones occidentales de la Sierra de Gádor. En los últimos años, se ha prestado especial interés a la identificación y catalogación en las crónicas históricas de los efectos que tuvo este terremoto en el medioambiente (Huerta *et al.*, 2015; Silva *et al.*, 2019). Sin embargo, no es hasta el descubrimiento del legajo 2495 del Archivo Histórico Nacional y su minucioso estudio

(Murphy, 2019) que se pueden identificar más efectos geológicos del terremoto, especialmente en el Campo de Dalías y en la franja costera, principalmente licuefacciones y grietas. La distribución de estos efectos permite a Murphy (2019) sugerir como falla causante del terremoto a la Falla de la Loma del Viento y “ramales asociados”. Con esta última terminología se refiere a una falla paralela que aquí denominaremos Falla del Llano del Águila. Ambas fallas están identificadas claramente en el mapa geológico nacional de la zona (Baena y Ewert, 1976) y trabajos posteriores (p.ej., Martínez Díaz, 2000; Marín-Lechado *et al.*, 2005; Pedrera *et al.*, 2012a). Esta estructura, de orientación general NW-SE se identifica desde Las Marinas (Roquetas de Mar), donde desplaza terrazas marinas holocenas, hasta el borde meridional de la Sierra de Gádor, donde deforma las superficies de los abanicos aluviales, y aún se podría continuar a través de esta sierra hacia la población de Dalías.

### **Encuadre Geológico**

La zona de estudio se sitúa en la Zona interna de las Cordilleras Béticas (Balanyá y García-Dueñas, 1987) al pie de la Sierra de Gádor (Almería), en la zona NE del Campo de Dalías (Fig. 1). Se encuentra en el límite entre la cuenca de Mar de Alborán y las Cordilleras Béticas, que junto con las cordilleras del Rif componen el extremo occidental del cinturón Alpino mediterráneo, formando parte del dominio Alborán. Este contexto es el resultado de la convergencia entre las placas Europea y Africana desde finales del Mesozoico y especialmente, desde finales del Mioceno (DeMets *et al.*, 1990). La convergencia se acomoda en forma de pliegues y fallas de desgarre de orientación E-W a NE-SW y también de fallas normales NW-SE (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2003). El periodo Neotectónico se establece en la región hace, aproximadamente, 9 Ma (desde finales del Tortonense), dando lugar a la estructura actual bajo un campo de esfuerzos con dirección de acortamiento N-S / NW-SE, plegando y fallando estructuras extensionales preexistentes (Hatzfeld y Frogneux, 1981; Buforn *et al.*, 1988; De Larouzière *et al.*, 1988; Dewey *et al.*, 1989; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1990; Sanz De Galdeano, 1990; Srivastava *et al.*, 1990). La zona de estudio se sitúa en el frente montañoso de la Sierra de Gádor que presenta un leve basculamiento regional hacia el Este, observado en diferentes superficies a escala regional (Martínez-Díaz, 1998). La sierra se encuentra compuesta principalmente por filitas y mármoles del complejo Alpujárride que constituyen el basamento de la cuenca del Campo de Dalías, recubierta por materiales neógenos y cuaternarios (Fig. 1). La geometría de estos materiales sedimentarios es consecuencia directa de la tectónica de la zona (Marín-Lechado *et al.*, 2007). En el Campo de Dalías se produce una continentalización progresiva a causa de los pliegues de orientación ENE-WSW que vergen hacia el norte afectando la Sierra de Gádor. En la zona norte del Campo de Dalías, una sub-cuenca endorreica ha ido evolucionando desde principios del Pleistoceno, con formación de depósitos distales de abanicos aluviales, erosionados y deformados

durante el Cuaternario (p.ej., Pedrera *et al.*, 2012a). En cambio, por la zona sur encontramos un sistema de terrazas marinas holocenas escalonadas, correspondientes a diferentes transgresiones cuaternarias (Goy y Zazo, 1983; Goy *et al.*, 2003; Fernández-Salas *et al.*, 2009).

Este estudio se centra en los sedimentos cuaternarios, que se disponen sobre el basamento del complejo Alpujárride, provenientes de la erosión de la Sierra de Gádor. En la zona de cabecera, estos abanicos llegan a una potencia superior a 20 m mientras que aguas abajo se van adelgazando hasta llegar a potencias de 1 m aproximadamente. Se encuentran compuestos por conglomerados desorganizados matriz-soportados, con una matriz de arenas y arcillas en posiciones proximales, y en una alternancia de conglomerados, gravas, arenas y arcillas en una posición distal mediana. En algunos casos, y en los sedimentos más antiguos, los materiales presentan costras brechificadas y caliches en la parte superior (Goy y Zazo, 1983; Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993). Se ha determinado que el sistema podría tener de tres (Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993) a 7 generaciones de abanicos (Goy y Zazo, 1983). De forma esquemática, las primeras generaciones de abanicos se situarían a cabecera en contacto con la secuencia sedimentaria neógena, y en función de la tasa de sedimentación y la velocidad de levantamiento de la Sierra de Gádor, se irían formando las siguientes generaciones. También tiene un papel importante en la diferenciación de las generaciones y en su preservación, como se explica más adelante, la afectación de las fallas neógenas de orientación NW-SE (120°E) que se encuentran en la zona (Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993).

### *Sismología y fallas activas de la zona*

La zona sudoriental de las Cordilleras Béticas es una de las zonas sísmicas más activas de toda España (García-Mayordomo *et al.*, 2007). Aunque las magnitudes más habituales son bajas ( $M_w = 2$  y  $3$ ) y moderadas, de forma menos frecuente, se pueden producir terremotos de magnitudes moderadas-grandes ( $M_w = 6-7$ ). En los últimos 700 años se han producido una quincena de episodios con sismos de intensidad (MSK) superior a VI (López-Marinas, 1977; Marín-Lechado *et al.*, 2005; Pedrera *et al.* 2012b) en Almería, entre ellos el terremoto del 25 de agosto del 1804 en el Campo de Dalías, en el cual se centra este trabajo.

Esta sismicidad puede asociarse a las fallas de desgarre NE-SW activas desde el Tortonense. Subordinadas a estas estructuras principales encontramos fallas sub-verticales normales, con una componente dextral, de orientación NW-SE (N120°E – N190°E) activas desde el Pleistoceno (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2003; Marín-Lechado *et al.*, 2004; Marín-Lechado, 2005). La falla del Llano del Águila corresponde a este último conjunto de fallas junto con la falla de la Loma del Viento. A menudo, los planos de estas fallas se encuentran estriados, indicando su cinemática (Pedrera *et al.*, 2012a). Éstas presentan escarpes muy marcados que se pueden observar en fotogra-

fías aéreas, alcanzando su longitud total de unos 20 km. Atraviesan la zona afectando los sedimentos cuaternarios, incluidas las terrazas marinas holocenas, y en algunos casos, condicionando la sedimentación de los materiales (Fig. 1). La Falla del Llano del Águila ha sido estudiada anteriormente por Marín-Lechado (2005) bajo el nombre de Falla del Águila, de solo 1,5 km de longitud. La descripción y la cartografía realizada por Marín-Lechado (2005) coincide con una de las secciones estudiadas en este trabajo (Sección de la Rambla de la Maleza), descrita más adelante.

Las diaclasas que se localizan en la zona pueden ser precursoras de futuras fallas, en este caso de las fallas NW-SE principales (Pedrera *et al.*, 2012a). En la zona encontramos agrupaciones de diaclasas híbridas sub-verticales, que representan una clase intermedia con componentes extensivos y de cizalla. Afectan principalmente a las calcarenitas del Pleistoceno inferior y medio, con orientaciones variables mayoritariamente entre N125°E y N170°E (Marín-Lechado *et al.*, 2003, 2004). Cerca de la Falla de la Loma del Viento, estas orientaciones pueden variar de N105°E a N135°E. En la zona también encontramos diaclasas de tensión en los materiales más modernos de orientaciones N135-150°E, posterior a las fracturas híbridas comentadas.

### **Métodos**

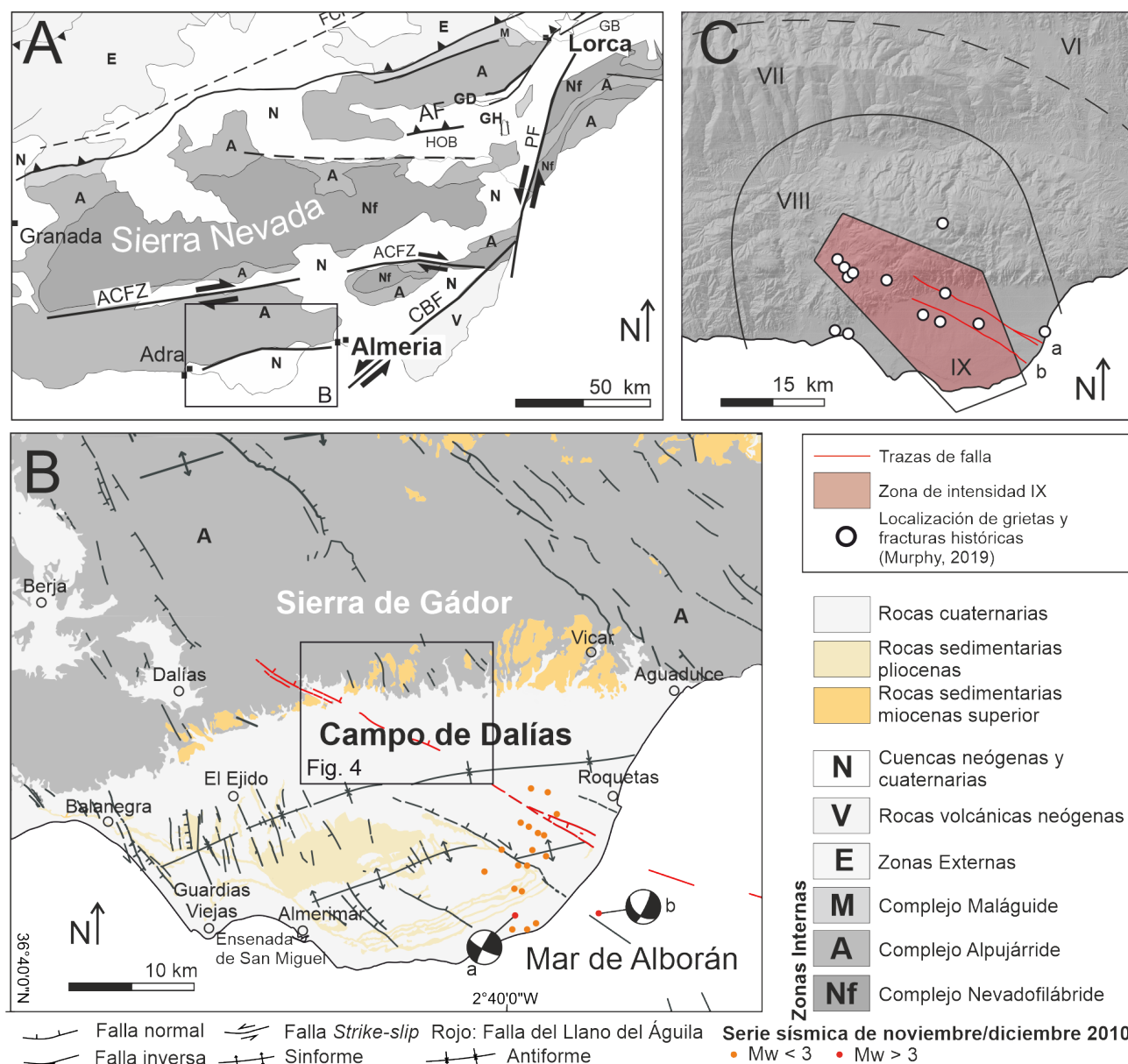
Para cumplir los objetivos se han seguido dos aproximaciones: la realización de una cartografía neotectónica y el análisis de un MDE creado con fotogrametría. Ambos bloques se desarrollan a partir de fotografías aéreas antiguas, en las que la zona no se encuentra tan antropizada como en la actualidad. Actualmente, las estructuras estudiadas están cubiertas por cultivos e invernaderos y han sufrido una gran degradación.

### *Cartografía neotectónica*

Se ha realizado una cartografía geomorfológica y estructural de la zona en la que también quedan representadas las diversas litologías. Para ello se han utilizado las fotografías aéreas del vuelo Americano (serie B) del 1956-1957 y del Interministerial del 1973-1986, concretamente de 1977, para una primera fotointerpretación con estereoscopia. A continuación, se ha digitalizado y completado la interpretación con el software ArcGIS®. Se ha usado el Mapa geológico de la zona, hoja Roquetas de Mar (1058) del MAGNA (Baena y Ewert, 1976) y el MDE de 5 m de malla, del cual se han obtenido la topografía y los modelos de sombras necesarios. Todo el material se ha extraído del Centro de Descargas del IGN (<https://centrodedescargas.cnig.es/>).

La cartografía se ha acabado de completar con trabajo de campo, que ha permitido la toma de datos estructurales y la verificación y revisión de las interpretaciones previas. Durante la elaboración de la cartografía también se ha tenido en cuenta los resultados obtenidos del modelo fotogramétrico creado.





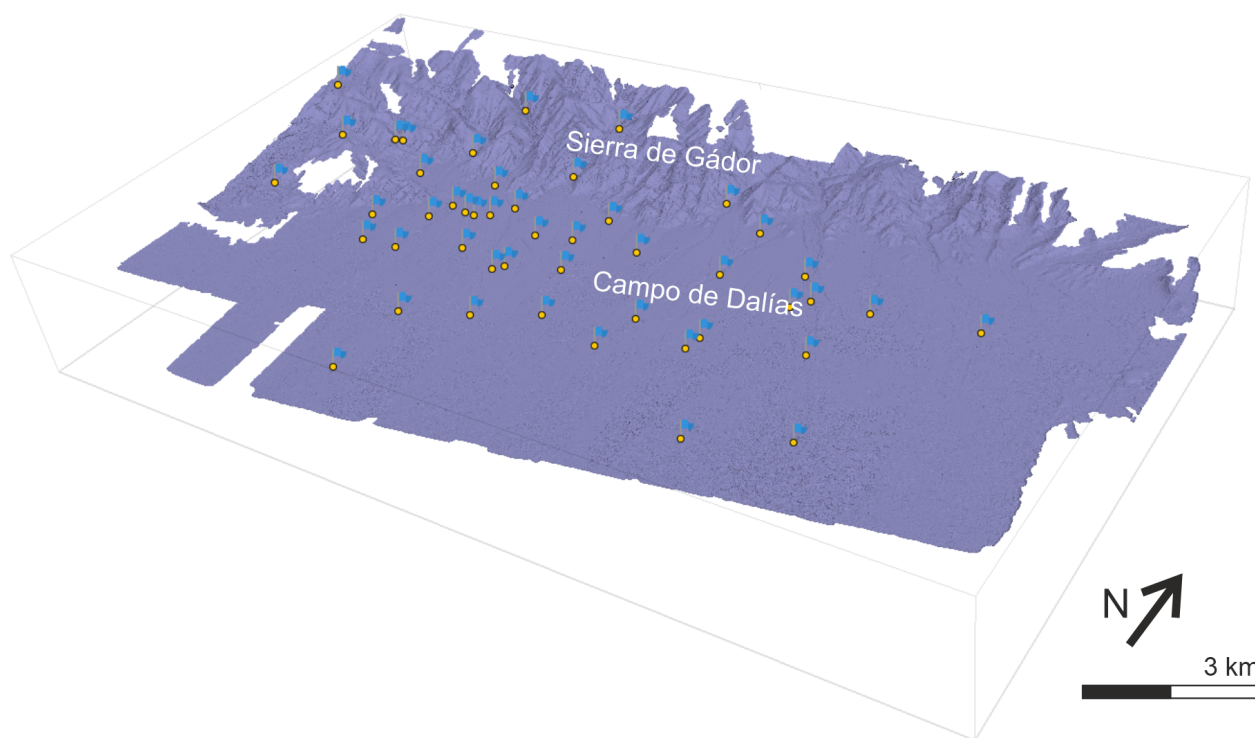
**Fig. 1.- Mapa de situación de la zona.** A) Mapa geológico con las estructuras recientes simplificadas de la zona oriental de las Cordilleras Béticas. B) Mapa geológico del campo de Dalías (modificado de Pedrera *et al.* (2012)) con la localización de la zona de estudio y de los terremotos de mayor magnitud de la serie noviembre/diciembre de 2010; a y b son los mecanismos focales de los terremotos de 04/12/2010 de Mw 4,0 y 3,4, respectivamente (IAG, Instituto Andaluz de Geofísica). C) Mapa esquemático con las isosistas del terremoto de agosto de 1804 (Murphy, 2019), los puntos con fracturas y grietas históricas (Murphy, 2019) y las trazas de las fallas NW-SE en el Campo de Dalías (a: Falla del Llano del Águila, b: Falla de la Loma del Viento).

### Fotogrametría

Se han usado 42 imágenes originales sin procesar del vuelo Interministerial de 1977 de la zona de estudio como base para la elaboración del MDE de unos 150 km<sup>2</sup> usando el *software* de fotogrametría *Agisoft MetaShape®*. Este programa informático incorpora la reciente técnica fotogramétrica SfM (*Structure from Motion*) (Snavely *et al.*, 2008; Westoby *et al.*, 2012) donde destaca el alto grado de automatismo en el reconocimiento de puntos homólogos de las imágenes. El nivel de solapamiento de las imágenes utilizadas es óptimo y el ajuste fotogramétrico fue correcto (0,45 m).

En una segunda fase, el programa densifica la búsqueda de puntos homólogos sobre la zona de estudio hasta obtener una alta densidad y finaliza el producto último con un modelo con formato de nube de puntos (x, y, z e Intensidad) (Fig. 2). La georreferenciación del modelo se ha realizado con 47 puntos de control repartidos sobre el terreno (Fig. 2) con un error de 6 m. Los perfiles sobre el terreno utilizados para el análisis geológico se han realizado con el programa QGIS®.

El modelo obtenido es un modelo digital de elevaciones, concretamente un modelo digital de superficies. El resultado no ha sido filtrado debido a las pocas edificaciones y vegetación de la zona.



**Fig. 2.-** Modelo 3D obtenido a partir de las fotografías aéreas del vuelo interministerial de 1997 donde se observa la distribución de los puntos escogidos para georreferenciación.

### Morfometría

Una vez se ha introducido el MDE en un sistema de información geográfica (SIG), se ha obtenido el modelo de sombras, la topografía y los perfiles topográficos necesarios. De esa manera se han definido y caracterizado las secciones de la falla y sus saltos verticales.

Para obtener la mediana del salto vertical en cada sección se ha utilizado el *plugin swath Profile*, que se puede incorporar en el *software QGIS®*, siguiendo la metodología descrita por Martín-Banda (2020). Esta herramienta realiza una serie de perfiles perpendiculares a una línea base (en este caso la falla) y calcula los valores estadísticos (valor mínimo, valor máximo, la media, la mediana y la desviación estándar) por cada punto (Anexo 1.1). El resultado es un perfil global de la sección estudiada con los datos estadísticos que más interesan. En este caso, se han realizado dos perfiles *swath* (uno en cada sección). Se ha configurado para calcular un perfil perpendicular cada 50 m a lo largo de la falla, con datos de altitud cada 5 m. La longitud de los perfiles es de 600 m, 300 m a ambos lados de la estructura (Anexo 1.2). Con estos datos se ha representado, en una hoja de cálculo, un perfil topográfico por cada sección, con la mediana del conjunto de perfiles perpendiculares a la estructura (Anexo 1.3).

Para calcular la variación del salto a lo largo de la traza de falla, se ha utilizado la metodología extraída de Fletcher *et al.* (2014). Se han realizado perfiles topográficos perpendiculares a cada sección de la estructura, de forma directa y no a través del plugin, espaciados 75 m (Anexo 2.1). Con los perfiles obtenidos (35 en total) se ha calculado el salto vertical (Anexo 2.2) a lo largo de cada sección para observar su variación.

Con las dos metodologías se han seguido los mismos criterios en el cálculo del salto vertical. Los cortes se han realizado con suficiente margen (600 m) para poder observar la pendiente sin que quede enmascarado por la geometría local de los abanicos. Una vez trazadas las tendencias de la pendiente en el bloque levantado y en el hundido, la distancia vertical entre estas dos superficies será el salto vertical. Al tratarse de una falla de componente oblicuo y a que la superficie de los abanicos que desplaza es irregular, el salto vertical calculado no será el desplazamiento vertical real, sino que será el aparente (Wallace, 1980).

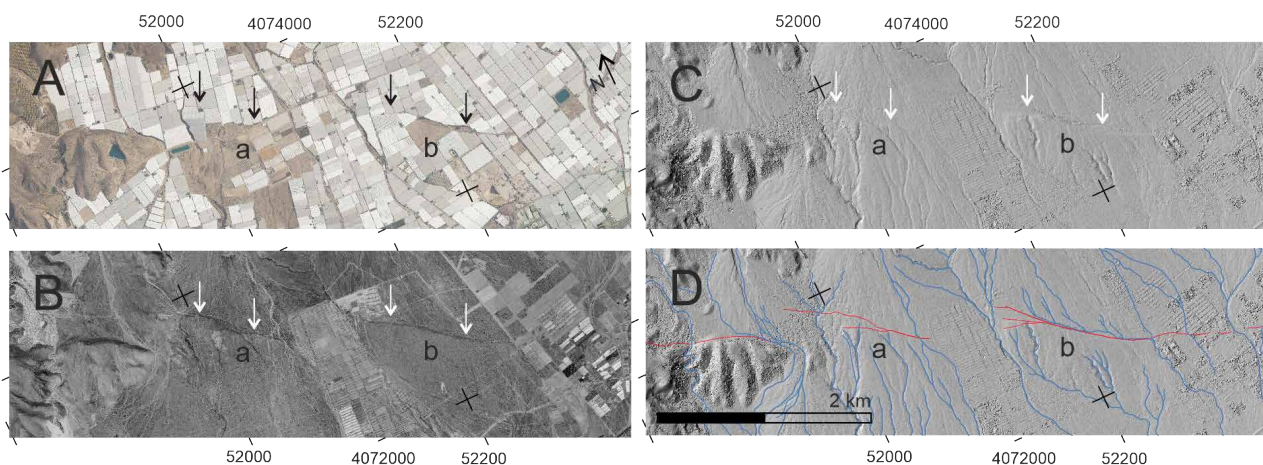
Para evaluar la tasa de actividad tectónica del frente montañoso a la zona de estudio se ha realizado el cálculo del índice de sinuosidad (Bull y McFadden, 1977), que considera la relación entre la longitud del contacto irregular entre el frente y el sistema aluvial con la longitud rectilínea del frente.

### Resultados

#### Análisis geomorfológico

La cartografía realizada ha permitido definir con precisión la traza de la estructura neotectónica estudiada. La Falla del Llano del Águila presenta una orientación de N115°E a N120°E (NW-SE). Se pueden identificar en la falla claramente dos secciones de, aproximadamente, un kilómetro y medio de longitud cada una, presentando escarpes muy marcados con alturas de dimensiones métricas. Una se sitúa al este de la Cantera de El Ejido y el otra se sitúa en la Rambla Maleza, esta última descrita por Marín-Lechado (2005) con anterioridad. En estas zonas la falla afecta a la dinámica de los abanicos aluviales y en las





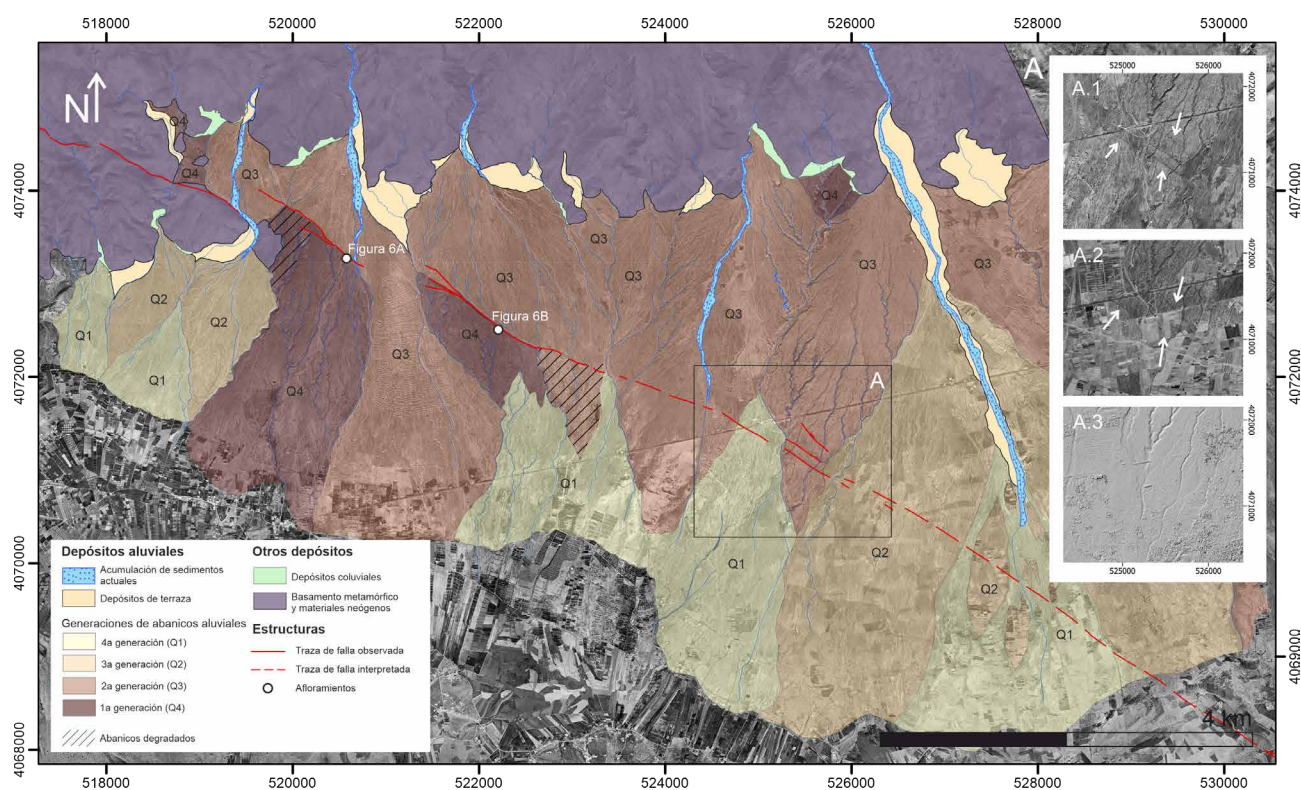
**Fig. 3.-** Comparación de la traza de falla de las secciones estudiadas: A) ortofoto actual, B) ortofoto del vuelo interministerial (1977), C) modelo de elevaciones obtenido por fotogrametría, D) interpretación (rojo: traza de la falla, azul: drenaje). En todas las figuras: a) sección de la Cantera Este y b) sección de la Rambla de la Maleza.

superficies preservadas, en el bloque levantado de la falla, se puede observar como el drenaje queda decapitado (Fig. 3). Estas observaciones son coherentes con las realizadas por Marín-Lechado (2005) que describe canales cortados que quedan colgados e inactivos en el bloque levantado de la falla. En una de las zonas donde más clara es esta morfología es en la sección de la Rambla de la Maleza, donde además el drenaje se incide siguiendo la traza de la falla (Fig. 3D). Esta morfología podría ser el resultado tanto de la componente lateral del movimiento de la falla, como producto de una obturación del drenaje controlado por la traza de falla. Esta última interpretación encajaría

con el basculamiento regional hacia el este de Sierra de Gádor propuesto por Martínez-Díaz (1998).

La relación entre los depósitos aluviales descritos y el frente montañoso permite evaluar las tasas de actividad tectónica de las fallas que lo controlan. El resultado del índice de sinuosidad obtenido en la zona de estudio es de 2,28. Este valor coincide con el proporcionado por Silva *et al.* (1992) en la parte oriental de la Sierra de Gádor (2,29), que este autor relaciona con una actividad tectónica moderada.

Se han determinado hasta cuatro generaciones de abanicos aluviales (Q4, Q3, Q2, Q1) (Fig. 4) formados a partir de la regresión marina cuaternaria y el levantamiento de



**Fig. 4.-** Cartografía neotectónica en detalle de la zona. Se observan las 4 generaciones de abanicos descritas. A) Comparación de A.1 ortofoto del vuelo Americano (1956-1957), A.2 ortofoto del vuelo interministerial (1977) y A.3 modelo digital de elevaciones obtenido. Las flechas indican la localización de las trazas interpretadas en la fotointerpretación que no quedan representadas en el modelo.



Sierra de Gádor. Para clasificarlos, se ha tenido en cuenta su grado de erosión, la relación de encajamiento entre abanicos y cómo están afectados por la falla del Llano del Águila. La topografía resultante del MDE permite delinear mucho mejor la morfología de los abanicos de la zona y establecer su relación cronológica basada en la fotointerpretación. Para caracterizar el área fuente de los depósitos se han delimitado las cuencas de drenaje situadas en la Sierra de Gádor (Anexo 3).

Las generaciones de abanicos más antiguas Q4 y Q3, se depositaron al inicio de la regresión, en continuidad con los depósitos deltaicos, a causa de la reactivación de las estructuras E-O que ponen en contacto la Sierra de Gádor y el Campo de Dalías. Durante su formación la velocidad de levantamiento de la Sierra de Gádor es superior al poder de excavación (Goy y Zazo, 1983) dando lugar a la mayor deposición de sedimentos del sistema al pie de la Sierra. Los abanicos de la Q4 se reconocen, principalmente, en las superficies que han quedado preservadas en algunas zonas en el bloque levantado de la falla del Llano del Águila, totalmente decapitadas. Estas superficies presentan calcretas en las partes protegidas del drenaje torrencial. Su presencia en el bloque levantado coincide con las secciones donde la falla presenta más salto, lo que sugiere que se han preservado del recubrimiento por materiales más modernos gracias al movimiento de la falla. Por otro lado, la generación Q3 mantiene el contacto directo con la Sierra de Gádor en su cabecera. Las siguientes dos generaciones (Q2 y Q1) están ligadas a un levantamiento más leve de la Sierra de Gádor (Goy y Zazo, 1983), sus depósitos migran hacia el Campo de Dalías y se inciden en las anteriores generaciones desconectándose de la Sierra de Gádor. La generación Q1 tiene la cabecera a media altura de los abanicos de la Q2 acentuando la incisión de la red de drenaje, creando un nuevo abanico de circulación preferente, y en algún caso, envolviendo superficies relictas de la Q2.

### Interpretación del modelo digital de elevaciones de 1977

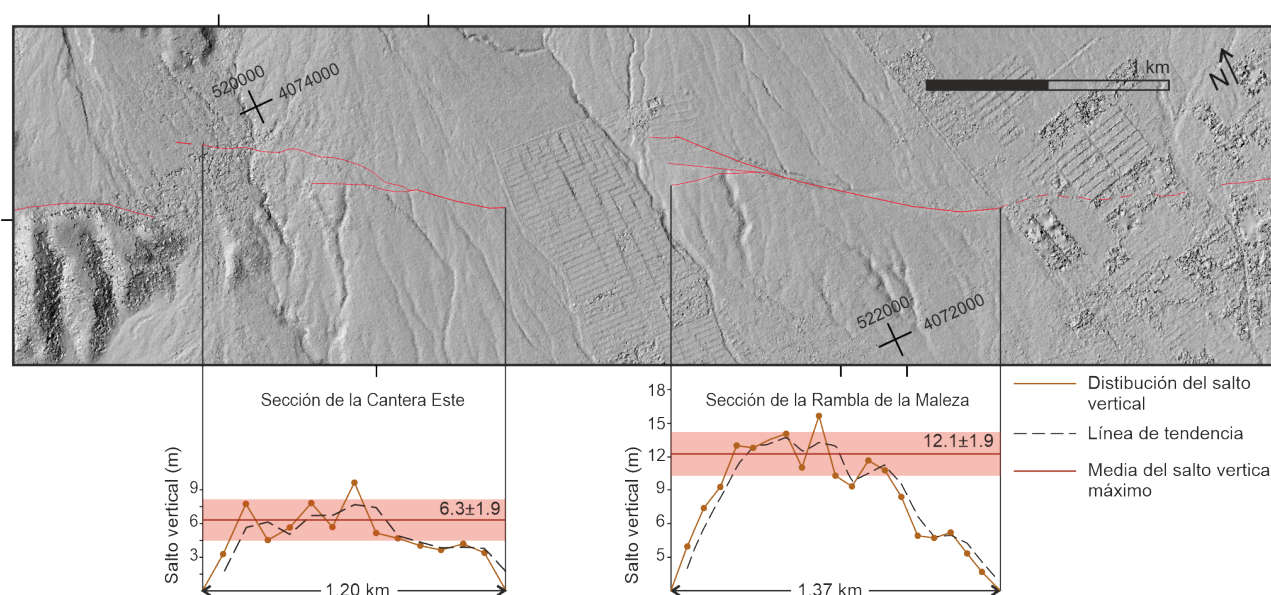
En la interpretación del MDE se identifican las dos secciones descritas en el análisis geomorfológico previo. Con los datos obtenidos de los perfiles *swath* se ha obtenido en cada sección el perfil correspondiente con el valor de la mediana, indicándonos el valor de la mediana del salto vertical en cada sección. La sección de la Cantera presenta una mediana de 4,4 m y el de la Rambla Maleza de 10,7 m (Anexo 1.3).

La variación del salto a lo largo de la traza de falla en las dos secciones es, en general, similar: presenta valores máximos en el centro y van disminuyendo hacia los extremos (Fig. 5). Los saltos verticales máximos son de  $6,3 \pm 1,9$  m para la sección de la Cantera Este, y de  $12,1 \pm 1,9$  m para la sección de la Rambla de la Maleza. Para la obtención de estos saltos se ha calculado la media del rango de salto máximo de cada sección, escogido mediante el análisis de las gráficas obtenidas con la ayuda de la línea de tendencia, y se ha calculado la desviación estándar. Para la sección de la Cantera, se han considerado valores máximos por encima de 4 m y para la Rambla de la Maleza por encima de 9 m. El resultado obtenido de este análisis (Fig. 5) nos indica las partes más rápidas de cada sección y ayuda a descartar valores máximos anómalos que podrían estar asociados a procesos ajenos al movimiento de la falla, como efectos locales de erosión.

En algunas zonas el MDE no permite identificar las fallas interpretadas con la fotointerpretación (Fig. 4A). En el modelo de sombras resultante no quedan representadas y al realizar perfiles no se observa ninguna estructura. Estas estructuras podrían estar relacionadas con saltos verticales menores a 1 m y, por tanto, no detectables con esta metodología. También se podrían interpretar como diaclasas.

### Estudio de afloramientos

El estudio de campo ha permitido visitar las zonas que presentaban dudas en la fotointerpretación, así como es-



**Fig. 5.-** Morfología de las rupturas acumuladas en las diferentes secciones a partir de la distribución del salto vertical, con la media del salto máximo para cada sección y la desviación estándar correspondiente.

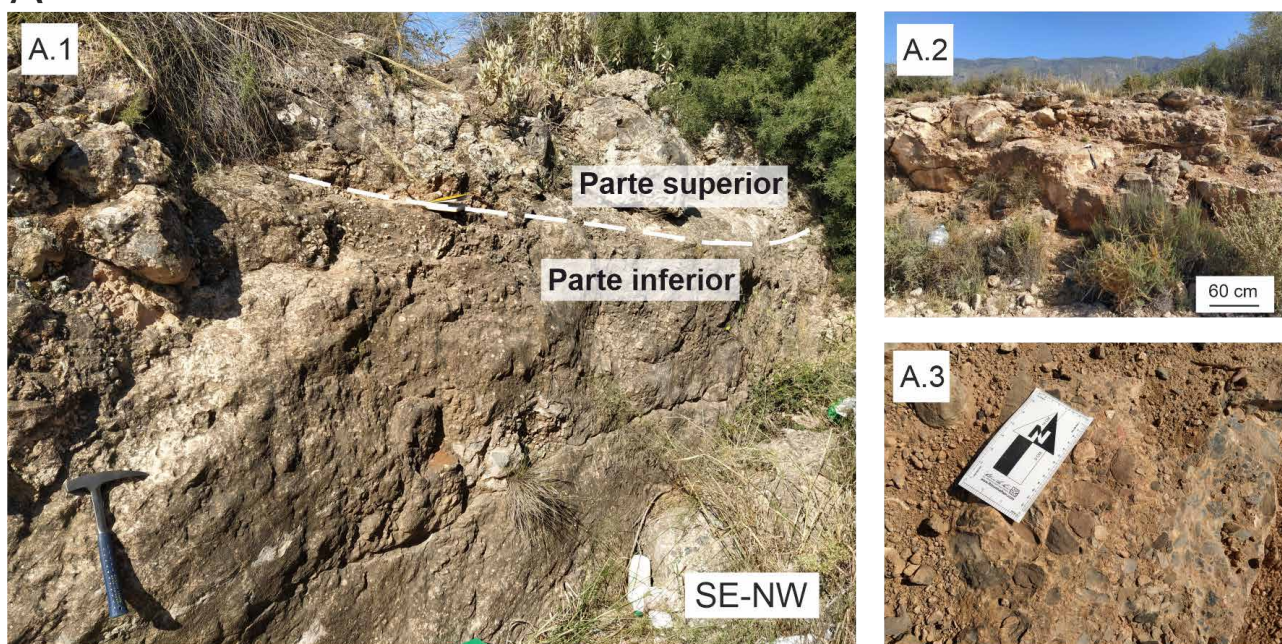


tudiar la estructura a escala de afloramiento. Las zonas de principal interés se localizan en los escarpes de las dos secciones descritas.

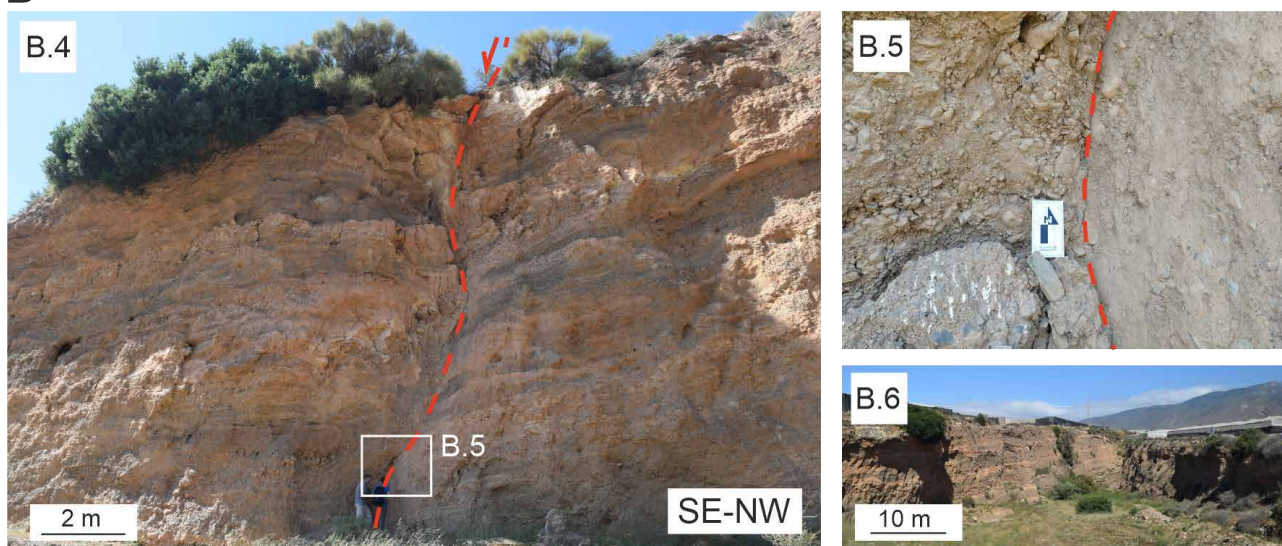
En la sección de la Cantera Este, los sedimentos aluviales presentan una calcreta muy desarrollada (Fig. 6A). Estos materiales corresponden a la generación Q4 que ha quedado preservada por situarse en el bloque levantado de la falla. El escarpe estudiado corresponde con una falla sub-vertical donde se identifican dos fases de exposición subaérea marcadas por la distribución de poblaciones de líquenes con tamaños diferentes (Fig. 6, A.1). En la parte superior del escarpe encontramos líquenes de un tamaño

mayor que en la inferior, indicándonos que esta parte ha sido expuesta durante más tiempo, y, por tanto, sugiriendo la ocurrencia de dos eventos de desplazamiento separados en el tiempo. Un futuro trabajo consistiría en estimar la edad de la exposición subaérea del escarpe mediante técnicas liquenométricas (Pérez-López *et al.*, 2012) y discriminar su potencial relación con el evento de 1804. La parte inferior del escarpe presenta una altura de 1,55 m, y en ella se observan estrías con un cabeceo de  $-150^\circ$ , coincidente con los valores de Pedrera *et al* (2012a). La altura del escarpe, en este caso, corresponde aproximadamente con el desplazamiento vertical experimentado por

A



B



**Fig. 6.-** Afloramientos estudiados. A) Sección de la Rambla de la Cantera Este. A.1 Se observan las dos partes descritas en el texto, la superior presenta un color más blanquinoso a causa de los líquenes, mientras que en la inferior se observan las estrías con un cabeceo de  $-150^\circ$ . A.2 y A.3 Aspecto de las calcretas encontradas en el afloramiento. B) Sección de la Rambla de la Maleza. B.4 Se observa la traza de la falla marcada con los guiones rojos que afecta a los depósitos aluviales y los desplaza. En la parte superior se identifica la calcreta típica de los materiales de abanicos de la primera generación (Q4). B.5 Detalle del plano de falla dónde se observan estrías con un cabeceo de  $-100^\circ$ . B.6 Aspecto del barranco creado por la falla.



la superficie del abanico, puesto que el plano de falla es sub-vertical. El desplazamiento neto es de 3 m considerando el cabeceo de la estría, y de haberse producido en un solo evento correspondería con el salto vertical por evento en este punto.

En la sección de la Maleza podemos observar un escarpe de unos 10 m aproximadamente, originado por la ruptura de la falla y la erosión del canal, fuertemente encajado y formando un barranco de paredes verticales (Figura 6B). En la parte superior del escarpe también podemos observar un caliche métrico muy desarrollado, igual que en la sección de la Cantera. En general la orientación del escarpe es de aproximadamente N120°E. Aun así, localmente se puede identificar la falla con una orientación más N-S, y unas estrías con un cabeceo de -100°. Además, se observa que la falla desplaza estratos (Fig. 6B). El origen de esta orientación diferente de la falla respecto de la del barranco se puede explicar por un relevo que daría lugar a la formación de una pequeña zona transtensiva. Esta geometría propiciaría la formación del pequeño barranco paralelo a la traza de la falla y a favor de la zona de máxima subsidencia (en la parte central).

## Discusión

La Falla del Llano del Águila es una falla normal con componente dextral. Con la interpretación geomorfológica se puede inferir la componente normal de la falla, pero no la lateral. La falta de evidencias claras de desplazamiento lateral podría estar condicionada por la rápida sedimentación de la zona, puesto que la estructura se sitúa en la parte media de un sistema aluvial muy activo. La componente lateral se puede detectar por el cabeceo observado en las estrías identificadas en los planos de falla en el campo. Los valores medidos (-150°) indican que la falla es normal con componente dextral.

Las fallas son estructuras que pueden presentar una continuidad de kilómetros en profundidad, aunque en algunos casos, pueden estar segmentadas en la superficie en estructuras próximas de un orden menor (Boncio *et al.*, 2004). Para reconocer si las estructuras identificadas en este estudio pueden ser consideradas secciones de la misma falla y pueden intervenir en la propagación de una misma ruptura, o si actúan de forma independiente, se puede hacer uso de una serie de criterios (Boncio *et al.*, 2004; Milner *et al.*, 2013). Éstos tienen en cuenta el espacio entre estructuras (no más de 5 km), la presencia de estructuras que cruzan a la estudiada o cambios importantes en la orientación de las trazas (no más de 60°). Si se sobrepasan los valores marcados por cada condición, estas características, pueden actuar como barrera de la propagación (Milner *et al.*, 2013). Las secciones estudiadas no superan los valores orientativos. Presentan la misma orientación, su separación es menor a 1 km y no se identifican estructuras interpuestas relevantes. Por lo tanto, es posible que en un terremoto la ruptura se propague a lo largo de las dos secciones.

Con esta consideración se ha realizado el cálculo de la magnitud máxima esperable para la Falla del Llano del

Águila teniendo en cuenta la longitud total (en superficie), de la Falla del Llano del Águila, de unos 20 km. Utilizando las ecuaciones de Wells y Coppersmith (1994), se obtiene una magnitud de  $6,59 \pm 0,19$  que coincide con la magnitud estimada del sismo de 1804 (Solares y Rodríguez, 2002; Murphy, 2019). Con estos valores, el máximo desplazamiento neto atribuible a la longitud varía entre 0,88 m y 1 m utilizando las ecuaciones de Wells y Coppersmith (1994). Este valor es mucho menor al desplazamiento neto observado en el afloramiento de la sección de la Cantera Este (3 m). Por lo tanto, los saltos verticales observados podrían no ser atribuibles únicamente al terremoto de 1804, sino corresponder a un desplazamiento acumulado de varios eventos.

Las estructuras identificadas en la fotointerpretación que no quedan representadas en el MDE (Fig. 4A) podrían tener saltos inferiores a 1 m. Si tenemos en cuenta el desplazamiento obtenido por la magnitud del terremoto (salto máximo de 1 m), estas estructuras, consideradas como expresión directa del terremoto de 1804, podrían interpretarse como diaclasas o bien como fallas cuyo desplazamiento ha quedado reducido por erosión. Actualmente, la superficie donde se localizan ha sido totalmente modificada. De todos modos, no se puede descartar que el terremoto pueda estar también relacionado con la Falla de la Loma del Viento o con ambas estructuras. Murphy (2019) identifica las secciones estudiadas como ramas de falla de la Loma del Viento que se podrían unir en profundidad. Ésta podría ser la fuente principal del terremoto de 1804, siendo la falla del Llano del Águila parte de su expresión en superficie o una falla secundaria. Las dos estructuras son paralelas y están a menos de 3 km de distancia. Este hecho hace que la traza de la Loma del Viento esté incluida en la zona de máximas intensidades (Fig. 1). La Falla de la Loma del Viento, sin tener en cuenta el tramo que se adentra en el mar, también es de 20 km de longitud, por lo tanto, la magnitud obtenida sería la misma.

Teniendo en cuenta la edad de los materiales afectados por la falla del Llano del Águila y el desplazamiento neto acumulado, se puede realizar una aproximación de la velocidad de desplazamiento para cada sección estudiada de la falla. Para calcular el desplazamiento neto se tendrá en cuenta el desplazamiento vertical máximo, obtenido a partir del MDE y el cabeceo de las estrías (-150°). El cálculo se puede realizar de manera aproximada con el salto vertical, debido al alto buzamiento de la falla. Los saltos netos calculados son de 12,7 m y 24,3 m para la sección de la Cantera y la sección de la Rambla de la Maleza respectivamente.

Para estimar la edad de la estructura podemos considerar los desplazamientos y las edades de los materiales de la zona. La estructura corta los abanicos más antiguos desconectando las zonas levantadas de la dinámica aluvial principal y las siguientes generaciones se encajan en la morfología asociada a la traza de la falla. Por lo tanto, en algún momento entre la primera y la segunda generación de abanicos o durante la segunda generación de abanicos, se produjeron movimientos (rupturas de la superficie) de suficiente entidad como para originar esta



barrera topográfica. Según Goy y Zazo (1983) la primera y segunda generación de abanicos podría pertenecer al Plioceno superior – Pleistoceno inferior. Estudios más recientes en las Béticas Orientales, utilizando técnicas de datación, proponen edades mucho más modernas para depósitos aluviales comparables, situándolos en el Pleistoceno medio (Ortuño *et al.*, 2012; Roquero *et al.*, 2019). Para realizar la estimación de la velocidad se ha tomado como referencia el límite inferior y el superior del Pleistoceno medio (781 ka a 126 ka). Con estas edades y considerando los valores de desplazamiento máximos medidos, se obtienen estimaciones para la tasa de desplazamiento entre  $0,016 \pm 0,002$  y  $0,10 \pm 0,02$  mm/año para la sección de la Cantera Este y entre  $0,031 \pm 0,002$  y  $0,19 \pm 0,02$  mm/año para la sección de la Rambla de la Maleza. Los valores de velocidad de desplazamiento obtenidos presentan un rango de variación muy amplio a causa de la incertidumbre en la edad de los materiales. En otras fallas como la de la Loma del Viento, Pedrera *et al.* (2012a) obtienen una tasa de desplazamiento de  $0,07 \pm 0,003$  mm/año, usando marcadores mucho más antiguos. Estos valores también son bastante variables, pero tienen en común que se pueden clasificar como velocidades de desplazamiento lentas (Machette, 2000), igual que los valores obtenidos en este trabajo. Para afinar más en el cálculo sería necesario datar numéricamente los materiales de la zona.

En cuanto a las implicaciones de este estudio en la peligrosidad sísmica de la región, se tiene que considerar que la zona del Campo de Dalías ya está catalogada como una de las zonas con mayor peligrosidad de toda España. Con un valor de aceleración de 0,19 g para un periodo de retorno de 475 años (CNIG, 2015). La zona oriental de las Cordilleras Béticas, como ya se ha comentado anteriormente, se caracteriza por ser una zona afectada continuamente por actividad sísmica. Normalmente, las magnitudes de los terremotos son bajas, pero, se pueden producir, de forma menos recurrente, sismos de mayor magnitud, como en el caso de las series de agosto de 1804. Aun así, la Falla del Llano del Águila, actualmente, no se encuentra en la Base de datos de Fallas Cuaternarias (IGME, 2022) y no ha sido estudiada con anterioridad desde el punto de vista paleosísmico. Terremotos como el de Lorca (11/05/2011) o la reciente serie sísmica de la Vega de Granada de enero de 2021 han puesto en evidencia que las poblaciones situadas cerca de las trazas de falla pueden llegar a sufrir aceleraciones máximas más elevadas que zonas situadas a pocos kilómetros, a causa de efectos de cercanía de fuente (Pérez-López *et al.*, 2012; López-Comino *et al.*, 2012; Gómez-Novell *et al.*, 2020). Las localidades próximas a la falla estudiada y a la de la Loma del Viento estarían expuestas a este efecto, experimentando una peligrosidad mayor a la establecida. También se debe tener en cuenta los efectos locales de amplificación por cambio de medio ligados a las características geológicas, litológicas y geomecánicas de los depósitos de la zona. Nos encontramos en una zona colmatada de materiales aluviales, configuración que puede amplificar el movimiento del terreno durante un terremoto.

## Conclusiones

El 25 de agosto de 1804 un terremoto de magnitud Mw 6,4 afectó gravemente a la parte occidental de Andalucía. En este estudio proponemos la falla del Llano del Águila como fuente sísmica de este terremoto, de forma conjunta o no con la falla de la Loma del Viento. La evidente expresión geomorfológica y geológica de estas fuentes (escarpes, grietas, etc.), junto con las evidencias históricas asociadas y su proximidad al epicentro (Dalías) han permitido inferir dicha relación. Los resultados de este trabajo se basan mayoritariamente en fotointerpretación y técnicas de fotogrametría de imágenes aéreas históricas, que permiten observar la superficie previa a la extensiva antropización de la zona a mediados del siglo XX.

Interpretamos dos secciones en la falla estudiada, coincidentes con los escarpes más prominentes geomorfológicamente en las fotografías aéreas. La sección de la Cantera Este presenta un salto vertical máximo de  $6,3 \pm 1,9$  m y una velocidad de deslizamiento entre  $0,016 \pm 0,002$  y  $0,10 \pm 0,02$  mm/año, en base a edades aluviales regionales. La sección de la Rambla de la Maleza presenta un salto vertical máximo de  $1,0 \pm 1,9$  m y una velocidad entre  $0,031 \pm 0,002$  y  $0,19 \pm 0,02$  mm/año.

La ruptura completa de la falla del Llano del Águila podría producir un terremoto de Mw  $6,59 \pm 0,19$  teniendo en cuenta su longitud superficial, que coincide con la que se estima para evento de agosto de 1804. Aun así, no se puede descartar que la Falla de la Loma del Viento también pudiera haber roto durante este terremoto, ya que ambas estructuras presentan la misma orientación y una longitud similar. Además, estas características sugieren que las dos fallas puedan estar conectadas en profundidad formando parte de una misma estructura, y que actuaran de forma conjunta en el terremoto de agosto de 1804.

## Agradecimientos y financiación

Este trabajo ha sido posible gracias a las supervisiones de María Ortuño y de Julián García-Mayordomo de la tesis de Máster de Júlia Molins Vigatà titulada “*Caracterització geològica de la ruptura en superfície del sisme de 1804 del Campo de Dalías (Andalusia)*” de la Universidad de Barcelona. También se agradece a Juan Miguel Insua-Arévalo (UCM) y Raquel Martín-Banda (IGME), por la ayuda prestada en el campo. Parte de los gastos del trabajo de campo fueron financiados por el proyecto Quake-Step (CGL2017-83931-C3-1-P). Finalmente, se agradecen las sugerencias y correcciones de Antonio Pedrera y Nieves López-González.

## Contribución de autores/as

Diseño y planteamiento del trabajo: J.M.V., J.G.M. y M.O.; trabajo de campo: J.G.M., J.M.V. y O.G.N.; desarrollo metodológico: J.M.V., D.G.S. y M.O.; redacción del manuscrito y realización de las figuras: J.M.V.; revisión del manuscrito: J.M.V., J.G.M., M.O., D.G.S. y O.G.N.

## Anexos

Los Anexos de este trabajo se pueden encontrar en: <https://figshare.com/s/6b57f95520b934ef951d>

## Referencias

- Baena, J., Ewert, K., 1976. Mapa geológico de España 1:50.000, hoja nº 1058 (Roquetas de Mar). IGME, Madrid.
- Balayá, J.C., García-Dueñas, V., 1987. Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Détroit de Gibraltar. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 304: 929-932.
- Boncio, P., Lavecchia, G., Pace, B., 2004. Defining a model of 3D seismogenic sources for Seismic Hazard Assessment applications: The case of central Apennines (Italy). *Journal of Seismology*, 8: 407-425. <https://doi.org/10.1023/B:JOSE.0000038449.78801.05>
- Bufo, E., Udías, A., Mezcu, J., 1988. Seismicity and focal mechanisms in south Spain. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78: 2008-2024.
- Bull, W.B., McFadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. En: *Geomorphology in arid regions*, Routledge, p. 115-138. <https://doi.org/10.4324/9780429299230-5>
- CNIG, 2015. Peligrosidad Sísmica de España. PGA. Periodo de retorno 475 años.
- De Larouzière, F.D., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montnat, C., Ott d'Estevou, P., 1988. The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. *Tectonophysics*, 152: 41-52. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90028-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90028-5)
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophysical journal international*, 101: 425-478. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x>
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Knott, S.D., Turco, E., Hutton, D.H.W., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 45: 265-283. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.045.01.15>
- Fernández-Salas, L.M., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Díaz, V., Zazo, C., Lobo, F.J., Sanz, J.L., Lario, J., 2009. Land - sea correlation between Late Holocene coastal and infralittoral deposits in the SE Iberian Peninsula (Western Mediterranean). *Geomorphology*, 104: 4-11. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.013>
- Fletcher, J. M., Teran, O. J., Rockwell, T. K., Oskin, M. E., Hudnut, K. W., Mueller, K. J., ... González-García, J., 2014. Assembly of a large earthquake from a complex fault system: Surface rupture kinematics of the 4 April 2010 El Mayor-Cuicapa (Mexico) Mw 7.2 earthquake. *Geosphere*, 10: 797-827. <https://doi.org/10.1130/GES00933.1>
- Galindo-Zaldívar, J., Gil, A.J., Borque, M.J., González-Lodeiro, F., Jabaloy, A., Marín-Lechado, C., Ruano, P., De Galdeano, C.S., 2003. Active faulting in the internal zones of the central Betic Cordilleras (SE, Spain). *Journal of Geodynamics*, 36: 239-250. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(03\)00049-8](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(03)00049-8)
- García-Mayordomo, J., Gaspar-Escribano, J.M., Benito, B., 2007. Seismic hazard assessment of the Province of Murcia (SE Spain): analysis of source contribution to hazard. *Journal of Seismology*, 11: 453-471. <https://doi.org/10.1007/s10950-007-9064-0>
- Gómez-Novell, O., García-Mayordomo, J., Ortuño, M., Masana, E., Chartier, T., 2020. Fault System-Based Probabilistic Seismic Hazard Assessment of a Moderate Seismicity Region: The Eastern Betics Shear Zone (SE Spain). *Frontiers in Earth Science*, 8: 579398. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.579398>
- Goy, J.L., Zazo, C., 1983. Los piedemontes cuaternarios de la región de Almería (España) análisis morfológico y relación con la neotectónica. *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, 5: 397-419.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., 2003. A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology*, 50: 251-268. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00217-9](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00217-9)
- Hatzfeld, D., Frogneux, M., 1981. Intermediate depth seismicity in the western Mediterranean unrelated to subduction of oceanic lithosphere. *Nature*, 292: 443-445. <https://doi.org/10.1038/292443a0>
- Huerta, P., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua, M.A., Bautista-Davila, M.B., 2015. Efectos geológicos del terremoto de Dalías-Berja 1804 ad. (Almería, SE España). En: *Una visión global del Cuaternario: el hombre como condicionante de procesos geológicos*, JP Galve, p. 194-197.
- IGME, 2015. ZESIS; Base de Datos de Zonas Sismogénicas de la Península Ibérica y territorios de influencia para el cálculo de la peligrosidad sísmica en España. URL: <http://info.igme.es/zesis/> (06/2022).
- IGME 2022. QAFI: Quaternary Active Faults Database of Iberia. URL: <https://info.igme.es/QAFI> (06/2022).
- IGN-UPM, 2012. Actualización de mapas de peligrosidad sísmica de España. Centro Nacional de Información Geográfica, Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- Instituto Andaluz de Geofísica, (IGA) Red Sísmica de Andalucía. URL: <https://iagpds.ugr.es/> (06/2022).
- López-Comino, J.-Á., Mancilla, F. de L., Morales, J., Stich, D., 2012. Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain). *Geophysical Research Letters*, 39: 1-5. <https://doi.org/10.1029/2011GL050498>
- López-Marín, J.M., 1977. Estudio del terremoto de 22 septiembre 1522 en Almería. *Pub. Hidroeléct. Esp*, 16: 51-60.
- Machette, M.N., 2000. Active, capable, and potentially active faults - a paleoseismic perspective. *Journal of Geodynamics*, 29: 387-392. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(99\)00060-5](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(99)00060-5)
- Marín-Lechado, C., 2005. Estructura y evolución tectónica reciente del Campo de Dalías y de Níjar en el contexto del límite meridional de las Cordilleras Béticas orientales. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 307 p.
- Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., Rodríguez-Fernández, L.R., Pedrera, A., 2007. Mountain Front Development by Folding and Crustal Thickening in the Internal Zone of the Betic Cordillera-Alboran Sea Boundary. *Pure and Applied Geophysics*, 164: 1-21. <https://doi.org/10.1007/s00024-006-0157-4>
- Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., Rodríguez-Fernández, L.R., Serrano, I., Pedrera, A., 2005. Active faults, seismicity and stresses in an internal boundary of a tectonic arc (Campo de Dalías and Níjar, southeastern Betic Cordilleras, Spain). *Tectonophysics*, 396: 81-96. <https://doi.org/10.1016/j.tect.2004.11.001>
- Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., Rodríguez-Fernández, L.R., González-Lodeiro, F., 2004. Faulted hybrid joints: an example from the Campo de Dalías (Betic Cordilleras, Spain). *Journal of Structural Geology*, 26: 2025-2037. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.03.006>
- Marín-Lechado, C., Galindo-Zaldívar, J., Rodríguez-Fernández,

- L.R., 2003. Joints, faults and palaeostress evolution in the Campo de Dalias (Betic Cordilleras, southeastern Spain). *Comptes Rendus Geoscience*, 335: 255-264. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(03\)00035-X](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(03)00035-X)
- Martín-Banda, R., 2020. Segmentación y evolución reciente del sistema de fallas de la Sierra de Carrascoy: implicaciones en su potencial sismogénico. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid (Madrid, Spain), 220 p.
- Martínez-Díaz, J.J., 1998. Neotectónica y tectónica activa del sector centro-occidental de la región de Murcia y sur de Almería (cordillera Bética, España). Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 466 p.
- Martínez-Díaz, J.J., 2000. Actividad neotectónica en el sureste de Almería y su incidencia en la morfotectónica de la zona (Cordilleras Béticas). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13: 417-429.
- McCalpin, J.P., 2009. Chapter 3 Paleoseismology in Extensional Tectonic Environments. En: *Paleoseismology*, Academic Press, v. 95, p. 171-269. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(09\)95003-3](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(09)95003-3)
- Milner, B.K.R., Page, M.T., Field, E.H., Parsons, T., Biasi, G.P., Bruce, E., 2013. Appendix T - Defining the Inversion Rupture Set Using Plausibility Filters, UCERF 3 Report, p. 1-14.
- Murphy, P., 2019. Los terremotos de Almería de 1804, En el archivo histórico nacional. Instituto Geográfico Nacional, 600 p.
- Ortuño, M., Masana, E., García-Meléndez, E., Martínez-Díaz, J., Štěpančíková, P., Cunha, P.P., Sohbat, R., Canora, C., Buylaert, J.P., Murray, A.S., 2012. An exceptionally long paleoseismic record of a slow-moving fault: The Alhama de Murcia fault (Eastern Betic shear zone, Spain). *GSA Bulletin*, 124: 1474-1494. <https://doi.org/10.1130/B30558.1>
- Pedraza, A., Marín-lechado, C., Stich, D., Ruiz-Constán, A., Galindo, J., Rey-moral, C., Lis, F. De, 2012a. Nucleation, linkage and active propagation of a segmented Quaternary normal-dextral fault: the Loma del Viento fault (Campo de Dalias, Eastern Betic Cordillera, SE Spain). *Tectonophysics*, 522-523: 208-217. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.12.001>
- Pedraza, A., Galindo-Zaldívar, J., Marín-Lechado, C., García-Tortosa, F.J., Ruano, P., López-Garrido, A.C., Azañón, J.M., Peláez, J.A., Giaconia, F., 2012b. Recent and active faults and folds in the central-eastern Internal Zones of the Betic Cordillera. *Journal of Iberian Geology* 38 (1) 2012: 191-208. [https://doi.org/10.5209/rev\\_JIGE.2012.v38.n1.39213](https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39213)
- Pérez-López, R., Martín-González, F., Martínez-Díaz, J.J., Rodríguez-Pascua, M.A., 2012. Datación mediante liquenometría de los desprendimientos rocosos asociados a la sismicidad histórica en Lorca (Murcia, SE de España). *Boletín Geológico y Minero*, 123: 473-485.
- Rodríguez-Fernández, J., Martín-Penela, A.J., 1993. Neogene evolution of the Campo de Dalias and the surrounding offshore areas - (Northeastern Alboran Sea). *Geodinamica Acta*, 6: 255-270. <https://doi.org/10.1080/09853111.1993.1105253>
- Rodríguez-Fernández, J., Sanz de Galdeano, C., Serrano, F., 1990. Le couloir des Alpujarras. Documents et travaux de l'Institut géologique Albert de Lapparent, 87-100.
- Roquero, E., Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Bardají, T., Elez, J., Carrasco-García, P., Giner-Robles, J.L., 2019. Analysis of faulted fan surfaces and paleosols in the Palomares Fault Zone (Betic Cordillera, SE Spain): Paleoclimatic and paleoseismic implications. *Geomorphology*, 342: 88-102. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.06.003>
- Sanz De Galdeano, C., 1990. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172: 107-119. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90062-D](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90062-D)
- Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Lario J., Perucha-Atienza, M.A., Bardají-Azcárate, T., Huerta-Hurtado, P., Roquero, E., Bautista-Davila, M.B. 2019. Catálogo de Efectos Geológicos de los terremotos en España, 2a Edición (Revisada y ampliada). Madrid, IGME, 804 p.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardaj, T., Dabrio, C.J., Lario, J., 1992. Evaluación geomorfológica de la actividad neotectónica cuaternaria a lo largo de frentes montañosos de falla en el SE de España. *Actas III Congreso Geológico de España, VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, 2: 96-100.
- Snavely, N., Seitz, S.M., Szeliski, R., 2008. Modeling the World from Internet Photo Collections. *International Journal of Computer Vision*, 80: 189-210. <https://doi.org/10.1007/s11263-007-0107-3>
- Solares, J.M.M., Rodríguez, J.M., 2002. Catálogo sísmico de la Península Ibérica: (880 a. C-1900): Ministerio de Fomento.
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Lévesque, S., Verhoef, J., Macnab, R., 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184: 229-260. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90442-B](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90442-B)
- Stich, D., Alguacil, G., Morales, J., 2001. The relative locations of multiplets in the vicinity of the Western Almería (southern Spain) earthquake series of 1993-1994. *Geophysical Journal International*, 146: 801-812. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01498.x>
- Stich, D., Batlló, J., Morales, J., Macià, R., Dineva, S., 2003. Source parameters of the MW= 6.1 1910 Adra earthquake (southern Spain). *Geophysical Journal International*, 155: 539-546. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.02059.x>
- Wallace, R.E., 1980. Discussion-Nomograms for estimating components of fault displacement from measured height of fault scarp. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 17: 39-45. <https://doi.org/10.2113/gsegeosci.xvii.1.39>
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin - Seismological Society of America*, 84: 974-1002.
- Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N.F., Hambrey, M.J., Reynolds, J.M., 2012. 'Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179: 300-314. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.021>

MANUSCRITO RECIBIDO EL: 17-02-2022

RECIBIDA LA REVISIÓN EL: 03-06-2022

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL: 06-06-2022



# NORMAS DE PUBLICACIÓN EN LA REVISTA DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

La Revista de la Sociedad Geológica de España es una publicación semestral de acceso abierto de la Sociedad Geológica de España que da cabida a trabajos de investigación científica, en español o en inglés, en relación con cualquier área de las Ciencias de la Tierra. Los trabajos de geología de la Península Ibérica y áreas próximas son particularmente bienvenidos, además de los relacionados con la Historia de la Geología, el Patrimonio Geológico, y temáticas similares. Los trabajos de revisión o recopilación de información de temas específicos con una perspectiva científica actualizada, también serán valorados para su posible publicación en la revista. Los trabajos deberán ser originales, es decir, no publicados (o no aceptados) en otra revista, sea íntegramente o por partes y/o en otro idioma. Todos los artículos serán revisados, al menos, por dos especialistas y por el Comité Editorial.

## PREPARACIÓN DEL MANUSCRITO

### Organización del texto

El texto se elaborará siguiendo la Plantilla RSGE (formato DOC), disponible <http://www.revistasge.com>. El texto seguirá este orden: 1) Título en español e inglés. 2) Nombre y apellidos de autores/as. 3) Dirección postal y electrónica completa de autores/as. 4) Resumen en español e inglés, de 200 palabras para el idioma del manuscrito, de 400 en el segundo idioma. 5) Palabras clave (3 a 5, en español y en inglés). 6) Título corto para el encabezamiento, en el idioma del manuscrito. 7) Texto principal. Los encabezamientos del texto principal se ordenarán jerárquicamente en tres tipos, sin numeración alguna: **Apartado**, *Subapartado de primer orden* y *Subapartado de segundo orden*, con punto y seguido el texto. En el texto, se incluirán sólo citas de trabajos publicados o en prensa, con el apellido de autores/as y año de publicación en orden cronológico (ej., Pérez, 2004; Mateos y Jiménez, 2007; Teixell *et al.*, 2007). Las figuras y tablas se indicarán de forma correlativa (ej., Fig. 1, Fig. 2, Figs. 3-5, Tabla 1, Tabla 2...etc.). 8) Agradecimientos y financiación. Se citarán los agradecimientos personales y a las personas que han revisado el trabajo. Además, es necesario indicar las fuentes de financiación del estudio. 9) Contribución de autores/as. Se especificará, en un párrafo corto, la contribución individual de cada persona. 10) Referencias. Deberán ir ordenadas alfabéticamente por el apellido de autores/as y cronológicamente, en el caso de que se repitan. Deberán indicarse las referencias que dispongan de DOI con un enlace tipo <https://doi.org/...> (según los ejemplos indicados abajo). 11) Pies de figuras y tablas.

Arce Durante, J.M., Fernández Tomas, J., Monteserín López, V., 1977. Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 24 (Mondónedo). IGME, Madrid.

Díaz Martínez, E., 1988. El Cretácico Inferior del sector de Jubera (norte de la Sierra de Los Cameros, La Rioja). II Congreso Geológico de España, Comunicaciones, 1: 67-70.

Lobo, F.J., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz del Río, V., 2001. The sedimentary record of the post-glacial transgression on the Gulf of Cadiz continental shelf (Southwest Spain). *Marine Geology*, 178: 171-195. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00176-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00176-1)

Ortega Gironés, E., Gil Ibarguchi, J.I., 1983. La Unidad de Malpica-Tuy. En: Libro jubilar, J.M. Ríos. Geología de España, Tomo I, (J. Comba, Ed.). IGME, Madrid, 430-440.

Parra, J., 2001. Análisis paleoambiental de los sistemas continentales y el vulcanismo asociado del Neógeno del Valle del Cajón en los Andes Occidentales (Catamarca, República Argentina). Tesis Doctoral, Univ. Huelva, 272 p.

Woodroffe, C.D., 2002. Coasts. Cambridge University Press, New York, 623 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9781316036518>

### Figuras y tablas

Para el diseño de tablas y figuras (incluyendo dibujos y fotografías) se tendrá en cuenta el tamaño de caja de la revista (248 x 170 mm). Las figuras y tablas pueden ocupar la anchura de una columna (82 mm) o de una página (170 mm). Las tablas irán en formato DOC. El tamaño de letra deberá ser como mínimo de 7 pts. y la anchura de línea oscilará entre 0,3 y 1,5 pts. Las partes de una figura se denotarán con letras mayúsculas (A, B, C, etc.). Los dibujos deben tener una buena calidad en cuanto a tramas, tonos de grises y leyendas. Las fotografías deben ser claramente visibles, tener contraste suficiente y acabado brillante, y deben contener escalas u objetos que sirvan de referencia.

### Extensión del manuscrito

Como norma general, la extensión del manuscrito, incluyendo texto y espacio equivalente de figuras y tablas, no podrá exceder 20 páginas. Una página de la Plantilla RSGE (en fuente Times New Roman 10, a espacio simple) equivale a unas 1000 palabras aproximadamente.

## ENVÍO Y REVISIÓN DEL MANUSCRITO

El manuscrito será enviado electrónicamente a la Editora Principal (Nieves López-González) a través de la plataforma de Envío de Artículos en <https://sociedadgeologica.org/publicaciones/revista-sge> en 2 documentos: 1) el texto en formato DOC (*Plantilla RSGE*), y 2) las figuras y tablas en un documento PDF y numeradas correlativamente. En la plantilla, se deberá proporcionar el nombre, institución y correo electrónico de 5 posibles revisores/as. Existe la posibilidad de vetar a personas, siempre que esté debidamente justificado.

La Editora Principal valorará la adecuación del manuscrito a las normas de publicación. Si el trabajo se ajusta a las normas, será enviado para su revisión a 2 especialistas y, en caso de discrepancia, se remitirá a una tercera persona. Teniendo en cuenta la opinión de las personas que han revisado el trabajo, la Editora Principal decidirá si el trabajo es aceptado o requiere de modificaciones menores, moderadas o importantes, o si es rechazado. En caso de que sea aceptado con modificaciones, el manuscrito original deberá ser corregido siguiendo las observaciones de los/las revisores/as. La nueva versión del documento será enviada a la Editora Principal, quien valorará la necesidad de una segunda revisión o, en su caso, lo aceptará definitivamente.

## MANUSCRITO ACEPTADO

Una vez aceptado el manuscrito se enviará por correo electrónico a la Editora Principal ([nieves.lopez@ieo.csic.es](mailto:nieves.lopez@ieo.csic.es)), la versión final de las tablas (en formato DOC) y de las figuras (en formato JPG o TIFF), en archivos individuales. Si se usa el formato TIFF y la figura sólo contiene dibujos de líneas, la resolución deberá ser de 600 ppp. Si la figura tiene trama de grises o es en color, la resolución deberá ser de 300 ppp. Los/las autores/as recibirán: 1) las pruebas de imprenta para la corrección de erratas, sin que se acepten modificaciones del texto original, y 2) el documento de Transferencia del Copyright a la Sociedad Geológica de España. Para resolver cualquier duda pueden contactar con la Editora Principal por correo electrónico: [nieves.lopez@ieo.csic.es](mailto:nieves.lopez@ieo.csic.es).

## PUBLICATION RULES OF THE JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF SPAIN

The Journal of the Geological Society of Spain is an open access biannual publication of the Geological Society of Spain. This journal publishes original research contributions in Spanish or English that cover all Earth Science topics, in particular those concerning the Iberian Peninsula and nearby areas, as well as those related to the History of Geology, Geological Heritage, and similar topics. Review papers or compilations on specific topics with an up-to-date scientific perspective will also be considered for possible publication in the journal. The submitted manuscripts must be original research papers that have not been published (or not accepted) totally or partially elsewhere, in any language. All the papers will be reviewed by a minimum of two referees and by the Editorial Board.

### MANUSCRIPT PREPARATION

#### *Text organization*

The text is to be formatted using the RSGE Template (DOC format), which is available <http://www.revistasge.com>. It should be organized as follow: 1) Title in English and Spanish. 2) Name and surnames of authors. 3) Full postal and electronic addresses of authors. 4) Abstract in Spanish and English, not exceeding 200 words in the language of the main text, and no more than 400 words in the second language. 5) Keywords (3 to 5, in Spanish and English). 6) Short title to use as header, in the language of the main text. 7) Main text. Headings should be hierarchically sorted into three types without any numbering: **Section**, *First-order subsection* and *Second-order subsection*, with dot and followed by the text. In the main text, cite only published or in press publications. Any cited publications should be referred to the authors' surname and year of publication, arranged chronologically (e.g., Pérez, 2004; Mateos and Jiménez, 2007; Teixell *et al.*, 2007). The figures and tables must be sequential (e.g., Fig. 1, Fig. 2, Fig 3-5, Table 1, Table 2...etc.). 8) Acknowledgements and funding. Personal acknowledgements and those to the persons who have reviewed the work will be cited. In addition, it is necessary to indicate the funding sources of the study. 9) Author contributions. The individual contributions of each author must be provided in a short paragraph. 10) References. The list of references should be arranged alphabetically by authors' surnames and chronologically in case of repetition. References with a DOI should be indicated with a link such as <https://doi.org/...> (see examples below). 11) Figure and table captions.

Arce Durante, J.M., Fernández Tomas, J., Monteserín López, V., 1977. Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 24 (Mondoñedo). IGME, Madrid.

Díaz Martínez, E., 1988. El Cretácico Inferior del sector de Jubera (norte de la Sierra de Los Cameros, La Rioja). II Congreso Geológico de España, Comunicaciones, 1: 67-70.

Lobo, F.J., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz del Río, V., 2001. The sedimentary record of the post-glacial transgression on the Gulf of Cadiz continental shelf (Southwest Spain). *Marine Geology*, 178: 171-195. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00176-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00176-1)

Ortega Gironés, E., Gil Ibarguchi, J.I., 1983. La Unidad de Malpica-Tuy. In: Libro jubilar, J.M. Ríos. Geología de España, Tomo I, (J. Comba, Ed.). IGME, Madrid, 430-440.

Parra, J., 2001. Análisis paleoambiental de los sistemas continentales y el vulcanismo asociado del Neógeno del Valle del Cajón en los Andes Occidentales (Catamarca, República Argentina). Doctoral Thesis, Univ. Huelva, 272 p.

Woodroffe, C.D., 2002. Coasts. Cambridge University Press, New York, 623 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9781316036518>

#### *Figures and tables*

The page size of the journal, 248 x 170 mm, should be considered when preparing figures (both drawings and photographs) and tables. The figures and tables can occupy either one column (82 mm width) or the whole width of the page (170 mm width). Lettering should be a minimum of 7 pt. Line widths should range from 0.3 to 1.5 pt. Tables shall be in DOC format. Figure parts should be denoted by uppercase letters (A, B, C, etc.). Line drawings must be of good quality in terms of patterns, grey tones and legends. Photographs should be clear, have good contrast and a glossy aspect, and employ some indication of scale.

#### *Manuscript length*

As a general rule, manuscripts must not exceed 20 pages, including text and the equivalent space for figures and tables. One single-spaced RSGE Template page, written with font Times New Roman 10, contains approximately 1000 words.

### MANUSCRIPT SUBMISSION AND REVISION

Manuscripts should be submitted electronically through <https://sociedadgeologica.org/publicaciones/revista-sge> to the Editor-in-chief (Nieves López-González) in 2 separated files: 1) the text in DOC format (*RSGE Template*), and 2) the figures and tables in a PDF document and numbered sequentially. In the template, the name, address and email of 5 possible reviewers should be provided. When justified, opposed reviewers can be named.

The Editor-in-chief evaluates the manuscript to ensure that it follows the requirements of the journal. If the manuscript receives a positive evaluation, it will be sent for review to 2 referees, but given conflicting reviews, the manuscript will be sent to a third referee. Once revised, the Editor-in-chief will decide whether the manuscript is accepted or requires minor, moderate or major modifications, or it is rejected. If it is accepted with modifications, the original manuscript must be adapted following the reviewers' suggestions. The new version of the manuscript will be sent to the Editor-in-chief, who will assess whether there is a need for additional revisions or if it is acceptable for publication.

### ACCEPTED MANUSCRIPT

Once the manuscript is accepted, the authors will send by email to the Editor-in-chief ([nieves.lopez@ieo.csic.es](mailto:nieves.lopez@ieo.csic.es)), the final version of the tables and figures in separated files. Tables must be in DOC format and figure files must be provided as JPG or TIFF files. For TIFF format figures containing only lines drawings, a resolution of 600 dpi is required. For greyscale or colour figures, a resolution of 300 dpi is sufficient. Authors will receive: 1) the print proofs, to be checked for typesetting/editing, and 2) the Copyright Transfer to the Geological Society of Spain. Questions should be directed to the Editor-in-chief by email: [nieves.lopez@ieo.csic.es](mailto:nieves.lopez@ieo.csic.es).

# SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

La **Sociedad Geológica de España** fue fundada en 1985 y tiene como fines la promoción, fomento y difusión del conocimiento, progreso y aplicaciones de la Geología, el asesoramiento en materia científica y educativa a las Instituciones y Entidades que lo requieran, y la representación de los intereses científicos de la comunidad geológica de España a nivel internacional. Sus miembros tienen derecho a participar en todas las actividades organizadas por la Sociedad, a optar a ocupar cualquiera de sus cargos directivos y a recibir gratuitamente las publicaciones periódicas de la Sociedad: Geogaceta y Revista de la Sociedad Geológica de España.

## JUNTA DE GOBIERNO

---

- (*Presidente*) **Juan Antonio Morales González**  
Departamento de Ciencias de la Tierra  
Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva  
Campus del Carmen, Avda. de las Fuerzas Armadas s/n, 21071 Huelva (España)  
Tel: +34 959 219 815; e-mail: jmorales@dgeo.uhu.es
- (*Secretario*) **Miguel Gómez Heras**  
Departamento de Geología y Geoquímica  
Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid  
C/ Francisco Tomás y Valiente 7 (Módulo 06-406), 28049 Madrid (España)  
Tel: +34 914 975 407; e-mail: miguel.gomezheras@uam.es
- (*Tesorera*) **María del Carmen Cabrera Santana**  
Departamento de Física, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria,  
35017 Las Palmas de Gran Canaria (España)  
Tel: +34 928 454 478; e-mail: mcarmen.cabrera@ulpgc.es
- (*Vicepresidenta*) **Ana Ruiz Constán**
- (*Vicesecretario*) **Pedro Huerta Hurtado**
- (*Secretario 2º*) **José Eugenio Ortiz Menéndez**
- (*Vocales*) **Álvaro Jiménez Berrocoso**  
**Ángel Salazar Rincón**  
**Davinia Díez-Canseco**  
**Francisco Manuel Alonso Chaves**  
**Manuel Díaz Azpiroz**  
**Pilar Mata Campo**

## SEDE ADMINISTRATIVA

---

Sociedad Geológica de España:  
Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca, (España)  
<http://www.sociedadgeologica.org>

**Suscripciones:** Toda la correspondencia debe ser dirigida a la Sede Administrativa de la Sociedad. El precio de la suscripción anual es de 67 € para España y Portugal y 76 € para el resto del mundo.



# REVISTA DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

Volumen 35, Número 1, (2022)

MERCÈ CASAS, MARTA GUINAU, ANNA TRAVÉ, EDUARD SAURA Y DAVID GARCIA

Dinámica, factores condicionantes y posibles causas de la formación de la Tartera de Cambrils (Solsonès, Lleida) / *Dynamics, conditioning factors and possible causes of the formation of the Tartera de Cambrils (Solsonès, Lleida)* ..... 3

GERMÁN FLOR, GERMÁN FLOR-BLANCO Y MARÍA REY RUANOVA

Transferencias arenosas transversales y longitudinales entre playas apoyadas y dunas asociadas en la costa de Asturias (NO de la Península Ibérica) / *Longitudinal and transverse sand transfers between embayed beaches and associated dune fields along the Asturian coast (NW Iberian Peninsula)* ..... 15

ISABEL RÁBANO Y JAVIER ESCUDER-VIRUETE

La contribución de Manuel Fernández de Castro (1862) a la geología y minería de la República Dominicana / *The contribution of Manuel Fernández de Castro (1862) to the geology and mining of the Dominican Republic* ..... 36

RUTH SOTO, ANTONIO M. CASAS-SAINZ, BELÉN OLIVA-URCIA Y TERESA ROMÁN-BERDIEL

A short guide for the study of Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) in deformed rocks / *Guía rápida para el estudio de rocas deformadas a partir del análisis de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM)* ..... 56

JÚLIA MOLINS-VIGATÀ, JULIÁN GARCÍA-MAYORDOMO, MARÍA ORTUÑO, DAVID GARCÍA-SELLÉS Y OCTAVI GÓMEZ-NOVELL

Caracterización geológica de la falla del Llano del Águila en Campo Dalías (Almería): posible fuente sismogénica del terremoto de 1804 / *Geological characterization of the Llano del Águila fault in Campo de Dalías (Almería): possible seismogenic source of the 1804 earthquake* ..... 71