

**2ª EDICIÓN**

# **GEOLOGÍA DE HUELVA**

**LUGARES DE  
INTERÉS GEOLÓGICO**

**FACULTAD DE CIENCIAS EXPERIMENTALES  
UNIVERSIDAD DE HUELVA**

**Universidad de Huelva**  
**PUBLICACIONES**





# **Geología de Huelva**

## AUTORES

Manuel Abad de los Santos  
Francisco Manuel Alonso Chaves  
Cinta Barba Brioso  
José Borrego Flores  
Luis Miguel Cáceres Puro  
Manuel A. Camacho Cerro  
Mercedes Cantano Martín  
Berta Carro Flores  
Antonio Castro Dorado  
Juan Carlos Cerón García  
Irene Delgado Rodríguez  
Jesús de la Rosa Díaz  
Manuel Díaz Azpiroz  
Teodosio Donaire Romero  
Juan Carlos Fernández Caliani  
Carlos Fernández Rodríguez  
Laura Galván González  
Encarnación García Navarro  
Felipe González Barrionuevo  
M<sup>a</sup> Luz González-Regalado Montero  
Manuel Jesús González Roldán  
Ana Guerreiro do Santos  
Manuel López Chicano  
Nieves López González

Elena M<sup>a</sup> Mantero Romero  
Wenceslao Martín Rosales  
Eduardo Mayoral Alfaro  
Aguasanta Miguel Sarmiento  
Juan Antonio Morales González  
Carmen Moreno Garrido  
Iñaki Moreno-Ventas Bravo  
José Miguel Nieto Liñán  
Manuel Olías Álvarez  
Emilio Pascual Martínez  
José Gabriel Pendón Martín  
Rafael Pérez López  
Ana Requena Abujeta  
Antonio Rodríguez Ramírez  
Joaquín Rodríguez Vidal  
Carlos Ruiz Cánovas  
Gabriel Ruiz de Almodóvar Sel  
Francisco Ruiz Muñoz  
Reinaldo Sáez Ramos  
Ana M<sup>a</sup> Sánchez de la Campa Verdonga  
Sonia Sierra del Pino  
Manuel Toscano Macías  
Josep Tosquella Angrill  
Alfonso Valenzuela Aznar

# Geología de Huelva

## Lugares de Interés Geológico

Facultad de  
Ciencias Experimentales  
(Ed.)



Universidad  
de Huelva

A L D I N A

30

2008

©  
Servicio de Publicaciones  
Universidad de Huelva

©  
Facultad de Ciencias Experimentales

©  
Manuel Olías Álvarez  
Teodosio Donaire Romero  
Carlos Fernández Rodríguez  
Eduardo Mayoral Alfaro  
Juan Antonio Morales González  
Francisco Manuel Alonso Chaves  
Gabriel Ruiz de Almodóvar Sel  
(Coords.)

Diseño Gráfico  
Miguel Ángel Casavázquez Jaramillo

Motivo de Cubierta  
Aguasanta Miguel Sarmiento  
(Estromatolitos en el Arroyo Agrio - Tharsis)

Tipografía  
Textos realizados en tipo Arial de cuerpo 10,5, notas en Arial  
de cuerpo 8/auto y cabeceras en versalitas de cuerpo 8.

Papel  
Estucado Mate de 150 g/m<sup>2</sup>  
Papel ecológico, exento de cloro

Encuadernación  
Rústica, cosido con hilo vegetal

Printed in Spain. Impreso en España.

I.S.B.N.  
978-84-92679-19-5

Depósito legal  
H - 128 - 2009

Imprime  
Artes Gráficas Bonanza, S.L.

Reservados todos los derechos. Ni la totalidad ni parte de este libro puede reproducirse o transmitirse por ningún procedimiento electrónico o mecánico, incluyendo fotocopia, grabación magnética o cualquier almacenamiento de información y sistema de recuperación, sin permiso escrito del Servicio de Publicaciones de la Universidad de Huelva.

C.E.P.

Biblioteca Universitaria

GEOLOGÍA de Huelva : lugares de interés geológico / Manuel Olías Álvarez...[et al.]. -- Huelva : Universidad de Huelva, 2008  
258 p. ; 24 cm. -- (Aldina (Universidad de Huelva) ; 30)

ISBN 978-84-92679-19-5

1. Geología -- Huelva I. Olías Álvarez, Manuel II. Universidad de Huelva.  
III. Título. IV. Serie.

55(460.354)

## Prólogo

## Presentación

### 1. Geología de la provincia de Huelva

#### 1.1. Geología básica

La provincia de Huelva desde una perspectiva geológica .....	5
<i>C. Moreno, F. González y R. Sáez</i>	
Geología de la zona de Ossa-Morena (Sierra de Aracena) .....	8
<i>C. Fernández Rodríguez y M. Díaz Azpiroz</i>	
Geología de la zona Surportuguesa (Andévalo) .....	14
<i>T. Donaire, F.M. Alonso Chaves, E. García, F.J. González, M.J. González Roldán, E. Mantero, C. Moreno, E. Pascual, G. Ruiz de Almodóvar, R. Sáez, S. Sierra, M. Toscano y A. Valenzuela</i>	
Geología de la Cuenca del Guadalquivir.....	20
<i>E. Mayoral Alfaro y M. Abad</i>	
El litoral de Huelva: fisiografía y dinámica.....	28
<i>J.A. Morales y J. Borrego Flores</i>	

#### 1.2. Geología aplicada

Recursos minerales.....	37
<i>G. Ruiz de Almodóvar y R. Pérez López</i>	
Recursos hídricos.....	44
<i>M. Olías</i>	
Los suelos .....	50
<i>M. Olías y L. Galván</i>	
Ingeniería Geológica .....	52
<i>M.A. Camacho, E. García Navarro y F.M. Alonso Chaves</i>	
Riesgos geológicos: terremotos .....	56
<i>F.M. Alonso Chaves, E. García Navarro y E.M. Mantero</i>	
Riesgos geológicos: tsunamis.....	58
<i>J. A. Morales y J. Borrego Flores</i>	
La contaminación minera de los ríos Tinto y Odiel.....	62
<i>M. Olías, J.M. Nieto, A.M. Sarmiento y C.R. Cánovas</i>	
La contaminación de la Ría de Huelva.....	68
<i>N. López González, J. Borrego Flores y B. Carro Flores</i>	
Caracterización del material particulado atmosférico de la provincia de de Huelva.....	70
<i>A.M. Sánchez de la Campa y J. de la Rosa</i>	
Suelos contaminados por actividades mineras .....	72
<i>J.C. Fernández Caliani</i>	



## 2. Lugares de interés geológico

### Zona de Ossa-Morena

1. Vulcanismo submarino del Paleozoico inferior en el norte de la provincia: las lavas almohadilladas de Cumbres Mayores..... 76  
*C. Fernández Rodríguez, M. Díaz Azpiroz y A. Castro Dorado*
2. Los *skarns* con wollastonita de Aroche ..... 78  
*J.C. Fernández Caliani, I. Moreno-Ventas y A. Requena*
3. Las mineralizaciones de grafito de la Sierra de Aracena ..... 80  
*J.C. Fernández Caliani y C. Fernández Rodríguez*
4. Metamorfismo de alta temperatura en el cinturón metamórfico de Aracena. Cerro de San Cristobal (Almonaster La Real)..... 82  
*M. Díaz Azpiroz, C. Fernández Rodríguez y A. Castro Dorado*
5. El contacto entre las metabasitas de Acebuches y los esquistos del Pulo do Lobo ..... 84  
*M. Díaz Azpiroz y C. Fernández Rodríguez*
6. Estructuras asociadas a las metabasitas de Acebuches y a la Zona de Cizalla Sudibérica..... 86  
*M. Díaz Azpiroz y C. Fernández Rodríguez*
7. El manantial de la Peña de Arias Montano (Alájar)..... 88  
*J.C. Cerón*
8. La Gruta de las Maravillas (Aracena)..... 90  
*J.C. Cerón, W. Martín Rosales y M. López Chicano*
9. Estructuras de deformación en mármoles: el ejemplo del Cerro del Castillo de Aracena..... 94  
*C. Fernández Rodríguez y M. Díaz Azpiroz*
10. Minas de Cala: el resultado de la interacción entre fluidos hidrotermales y rocas carbonatadas ..... 96  
*G. Ruiz de Almodóvar Sel*
11. La mesa travertínica de Zufre..... 98  
*J. Rodríguez Vidal y L.M. Cáceres Puro*

### Zona Surportuguesa

12. Alteración granítica y berrocal en el Cerro de la Grana (Campofrío) ..... 100  
*J. Rodríguez Vidal y L.M. Cáceres*
13. Mina de San Miguel: un ejemplo fósil del subsuelo de una fumarola de fondo oceánico ..... 102  
*G. Ruiz de Almodóvar Sel*
14. Evidencias de vulcanismo antiguo en la cuenca minera: el puente de los Cinco Ojos (norte de Zalamea la Real)..... 104  
*T. Donaire, A. Valenzuela y E. Pascual*
15. Corta Atalaya..... 106  
*R. Sáez y T. Donaire*
16. El Complejo Vulcanosedimentario en la rivera del Jarama (Nerva).....112  
*T. Donaire, M.J. González Roldán y E. Pascual*
17. Las mineralizaciones de manganeso de Morante y Soloviejo .....114  
*M. Toscano y T. Donaire*
18. Geología de la corta minera ‘Filón Norte’ (Tharsis).....116  
*E.M. Mantero y F.M. Alonso Chaves*

19. Las cuarcitas de Virgen de la Peña: restos de un litoral de hace 360 millones de años..... 120  
*C. Moreno y F. González*
20. Turbidita del Culm: los afloramientos del Puerto de la Laja y Vía Verde del Guadiana ..... 122  
*C. Moreno y F. González*
21. Sistema de cabalgamientos en la transversal de Villanueva de los Castillejos – El Almendro ..... 124  
*F.M. Alonso Chaves y E.M. Mantero*

#### Afloramientos mesozoicos

22. Vestigios de la apertura del océano Atlántico y ruptura de la Pangea: I. Afloramiento de Niebla..... 126  
*M.A. Camacho, E. García Navarro y C. Fernández Rodríguez*
23. Vestigios de la apertura del océano Atlántico y ruptura de la Pangea: II. Afloramiento de Ayamonte ..... 128  
*E. García Navarro y C. Fernández Rodríguez*

#### Cuenca del Guadalquivir

24. Registro de la actividad orgánica en el pasado: las pistas fósiles de Lepe ..... 130  
*E. Mayoral Alfaro*
25. Estructuras de bioerosión: cajas negras de la vida en el pasado ..... 132  
*A. Guerreiro dos Santos y E. Mayoral Alfaro*
26. Evidencias del nivel del mar en el entorno de Niebla hace unos 8 millones de años (Nerva)..... 134  
*J.G. Pendón, M. Abad y F. Ruiz*
27. Ralentización de la sedimentación marina durante el Tortoniense en el entorno de Niebla..... 138  
*J.G. Pendón, M. Abad y F. Ruiz*
28. Los niveles de moluscos fósiles de los ‘cabezos’: Formación Arenas de Huelva ..... 140  
*M.L. González Regalado y J. Tosquella Angrill*
29. Las primeras playas de Huelva en el registro geológico reciente: la Formación Arenas de Bonares ..... 142  
*E. Mayoral Alfaro*
30. Alteraciones por clima tropical al final del Plioceno en Bonares ..... 144  
*L. M. Cáceres y J. Rodríguez Vidal*
31. Terrazas fluviales medias y bajas del río Tinto (noreste de Villarrasa) ..... 146  
*L.M. Cáceres y J. Rodríguez Vidal*
32. Subsistencia de depósitos fluviales antiguos del río Tinto por procesos de disolución en rocas del sustrato (norte de Niebla)..... 148  
*L.M. Cáceres y J. Rodríguez Vidal*

#### Litoral

33. Geomorfología del Parque Nacional de Doñana..... 150  
*A. Rodríguez Ramírez*

34. Sistemas eólicos y lagunares de El Abalarío y El Asperillo .....	156
<i>A. Rodríguez Ramírez y M. Cantano</i>	
35. Marismas en la costa de Huelva: el Paraje Natural de las Marismas del Odiel.....	158
<i>N. López González</i>	
36. Estructuras de cierre de un sistema estuarino: Isla Saltés .....	160
<i>B. Carro Flores</i>	
37. El estuario del río Piedras y la flecha de Nueva Umbría.....	162
<i>I. Delgado Rodríguez</i>	
38. La desembocadura del río Guadiana .....	164
<i>J.A. Morales</i>	
<b>Bibliografía fundamental</b> .....	167
<b>Índice temático y Glosario</b> .....	173
<b>Índice de localidades</b> .....	181
<b>Anexos: Tabla del Tiempo Geológico</b>	
<b>Mapa Geológico de la Provincia de Huelva</b>	

## PRÓLOGO

Más allá de una sencilla conmemoración, aniversarios como el que celebramos, 25 años desde la implantación en Huelva de la Titulación de Geología, nos dan la oportunidad de mirar hacia atrás, ver la labor realizada, recordar los esfuerzos individuales y colectivos vertidos en la docencia y la investigación, valorar las generaciones formadas en las aulas y, a la vista de todo ello, reflexionar sobre los retos pendientes que tenemos en perspectiva y que siguen ilusionando como el primer día.

Éste ha sido el objetivo de todas las actividades que, relacionadas con el 25 aniversario, han tenido lugar en los últimos tiempos en la Facultad de Ciencias Experimentales de la Universidad de Huelva. Sin embargo, ningún corolario podría parecernos mejor para esta efemérides que el magnífico libro que el lector tiene ahora en sus manos, resultado de una puesta al día, rigurosa pero también didáctica, de la múltiple y a la vez hermosa realidad geológica de la provincia de Huelva.

Efectivamente, este libro, que trata de los lugares de interés geológico de nuestra provincia, está destinado a convertirse en un auténtico hito en el conocimiento del territorio onubense, que no es sólo rico y múltiple por la diversidad de los recursos humanos, culturales y patrimoniales de la sociedad que lo habita, sino por el extraordinario atractivo del propio solar, la complejidad de su historia natural y su importante dimensión medioambiental.

En cada uno de sus apartados se profundiza en aspectos de la geología básica y aplicada de la provincia y de sus lugares más significativos, con una profusión de mapas, fotografías y gráficos vistosamente pedagógicos que sirven de guía al lector para adentrarle en los vericuetos de la geología provincial, a menudo tan desconocida, y para invitarle a un acercamiento más estrecho y directo a los paisajes y texturas que presenta este libro. No en vano, la provincia de Huelva ofrece algunos de los paisajes naturales o artificiales más deslumbrantes de España o incluso del mundo, pues no otra consideración merecen la Gruta de las Maravillas, la Corta Atalaya, la Peña de Alájar, la Flecha de Nueva Umbría, las formaciones de Doñana o las marismas, entre muchos otros.

Este proyecto colectivo que hoy sale a la luz muestra bien a las claras el buen hacer de la Facultad de Ciencias Experimentales, que desde su creación ha hecho de la investigación su referente y que ha conseguido unas altísimas tasas de inserción laboral de sus

estudiantes. Resulta muy impactante pasar por el edificio de la Facultad a cualquier hora de la noche y ver la intensa investigación que se hace en sus laboratorios, en los que las horas pasan al ritmo del trabajo y no al de los días y las noches. No es de extrañar, dada la peculiaridad del cómputo del tiempo para los geólogos. Tal vez por eso el libro cuente con 52 capítulos, que son las semanas del año, recordando que la unidad de tiempo de la historia que se cuenta en el libro se mide en millones de años.

Felicito a los autores y al resto de miembros de la comunidad universitaria de la Facultad de Ciencias Experimentales por la celebración del XXV aniversario de la Titulación de Geología y por este magnífico libro que nos abre la imaginación hacia nuestro importante pasado geológico.

Francisco José Martínez López  
*Rector de la Universidad de Huelva*

## PRESENTACIÓN

La publicación del presente libro pretende contribuir a la divulgación y al conocimiento de la geología de la provincia de Huelva, y al mismo tiempo facilitar un muestrario de una parte de lo que se enseña e investiga en el ámbito de la geología universitaria desde el comienzo de la licenciatura de Geología en Huelva.

En el año 2006 se cumplieron 25 años desde que comenzaran, en el curso 1981/82, los estudios de la licenciatura en Geología en Huelva y 10 años desde que lo hicieran, en el curso 1996/97, los de Ciencias Ambientales. A lo largo del curso 2006/07, la Facultad de Ciencias Experimentales de la Universidad de Huelva celebró una serie de actividades para conmemorar estos aniversarios, lo cual fue posible gracias al patrocinio y colaboración de un número importante de instituciones y empresas que figuran en estas páginas. Quede constancia de nuestro particular agradecimiento a todas estas entidades. Entre las actividades programadas se incluía la publicación de este libro sobre la "Geología de Huelva".

Los antecedentes de nuestra Facultad se remontan al inicio de los estudios de Geología, que en sus primeros cursos estuvieron adscritos a la Facultad de Química de la Universidad de Sevilla, y que constituyeron los primeros estudios superiores de ciclo largo que se podían cursar por completo en Huelva, en esa época, en el Campus de La Rábida.

Durante estos años hemos vivido muchas vicisitudes y acontecimientos, los más destacables han sido la creación de la Facultad de Ciencias Experimentales y de la propia Universidad de Huelva, la implantación de los estudios de Ciencias Ambientales, la construcción de un nuevo edificio para la Facultad, el traslado de La Rábida al Campus de El Carmen y la incorporación de la licenciatura de Química. Todos estos acontecimientos han ido moldeando y vertebrando los diferentes Departamentos que constituyen una parte muy importante de esta Facultad.

Con todo, nuestro principal activo ha sido la formación de más de veinte promociones de geólogos y ocho de ambientólogos, más las que están en formación, y las que han de venir. Además, la formación de investigadores y equipos de investigación, ha llevado consigo un progreso del conocimiento científico y técnico en aspectos geológicos y ambientales de nuestro entorno, que hubiera sido imposible alcanzar de otra manera.

Debido a la progresiva desaparición de los contenidos geológicos en la enseñanza secundaria, hoy día la Geología es una gran desconocida para muchos jóvenes. Por otra parte, hay una continua demanda de geólogos y especialistas en ciencias de la Tierra a nivel nacional e internacional, pero la realidad es que estos profesionales son cada vez más escasos. Con este libro se quiere añadir un grano de arena para un mejor conocimiento de esta disciplina científica.

La provincia de Huelva presenta una gran variedad en su geología, pues en ella encontramos terrenos de muy diversas edades, desde varias centenas de millones de años a la actualidad. Materiales y estructuras que podrían servir de ejemplo para ilustrar la práctica totalidad de los diversos tópicos que constituyen el cuerpo de doctrina de la Geología.

Huelva es conocida por sus minas de pirita y de metales como cobre, zinc, oro y plata, explotadas desde largo tiempo. También por las grutas de Aracena, y otros diversos y señalados relieves conocidos como “peñas” o “cabezos”, que se relacionan de alguna u otra manera con la geología. Menos conocido, por ejemplo, es que la provincia encierra terrenos con un alto valor paleontológico, y que en ella podemos encontrar el registro de una intensa actividad volcánica de hace nada menos que trescientos cincuenta millones de años.

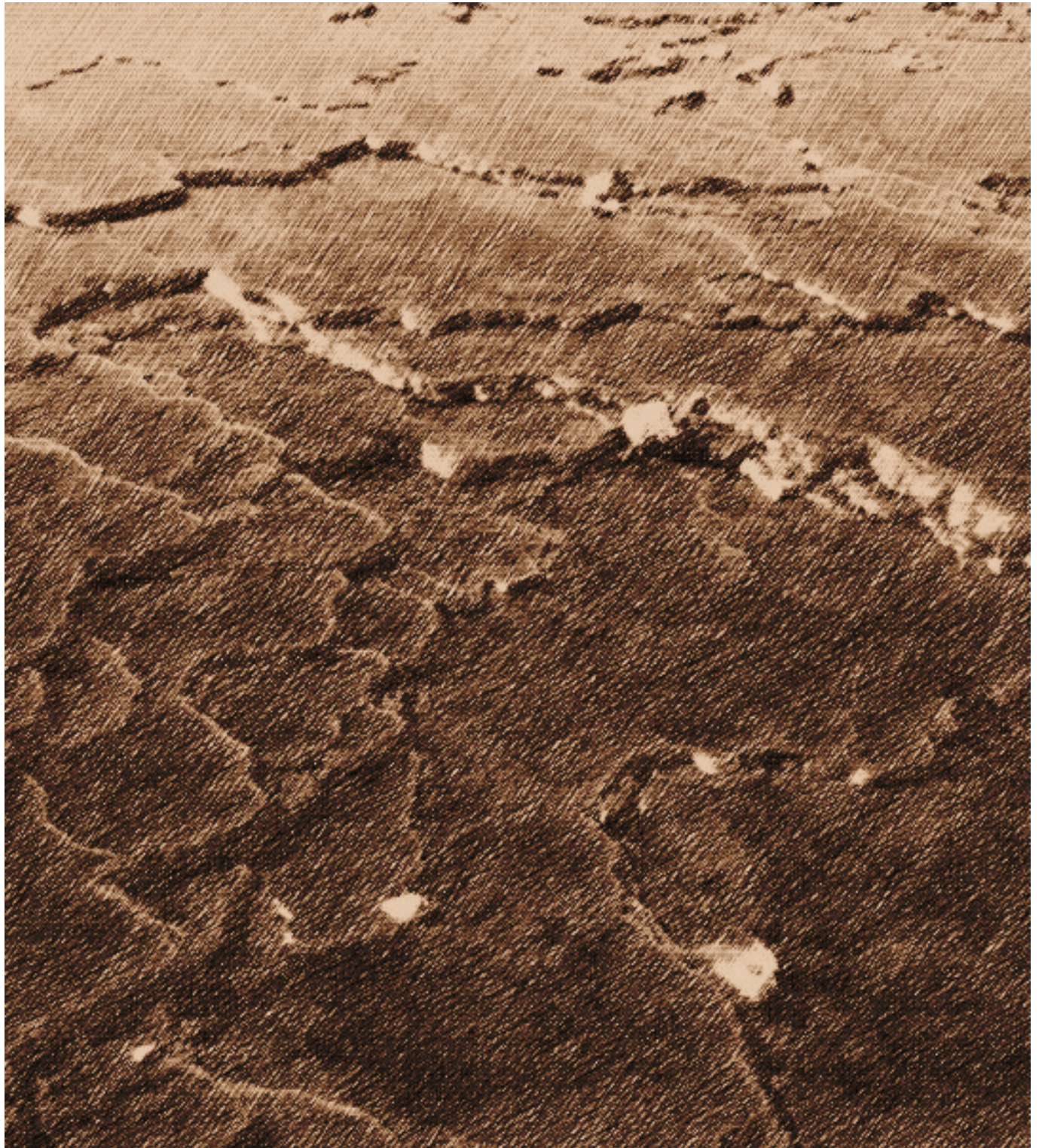
La “Geología” forma parte de nuestra vida diaria, aunque no seamos conscientes de ello. La desaparición o creación de playas en nuestras costas, los daños y víctimas causados por las inundaciones, terremotos y tsunamis, la disponibilidad de recursos hídricos para nuestras ciudades, industria y agricultura, la estabilidad de nuestras viviendas y obras de infraestructura, la existencia de humedales y sistemas de alto valor ecológico como Doñana, las Marismas del Odiel o la Sierra de Aracena, todo tiene su razón de ser en la dinámica del planeta en el que vivimos. Para poder aprovechar de forma sostenible los recursos que nos ofrece, es fundamental estudiar y conocer la Tierra.

La Geología es una ciencia muy práctica que se aprende, fundamentalmente, sobre el terreno. Con este libro pretendemos animar a las personas interesadas a pasear por lugares de interés desde el punto de vista geológico y descubrir el por qué de su relieve, su historia, lo que nos cuentan del pasado y otros secretos que de otra forma pasarían desapercibidos. En definitiva, queremos difundir este rico patrimonio y dar a conocer esta apasionante Ciencia.

El libro está estructurado en una primera parte en el que se aporta una visión general de la geología de la provincia de Huelva y una segunda, a modo de guía, sobre distintos puntos de interés y las observaciones que podemos realizar en cada uno de ellos. En él han participado los profesores y numerosos jóvenes investigadores en formación de las áreas de geología de esta Facultad, pero no habría sido posible sin la contribución de muchas otras personas que han pasado por este Centro en su corta pero intensa historia.

Gabriel Ruiz de Almodóvar Sel

*Decano  
Facultad de Ciencias Experimentales  
Universidad de Huelva*



# GEOLOGÍA DE HUELVA







# GEOLOGÍA BÁSICA



## La provincia de Huelva desde una perspectiva geológica

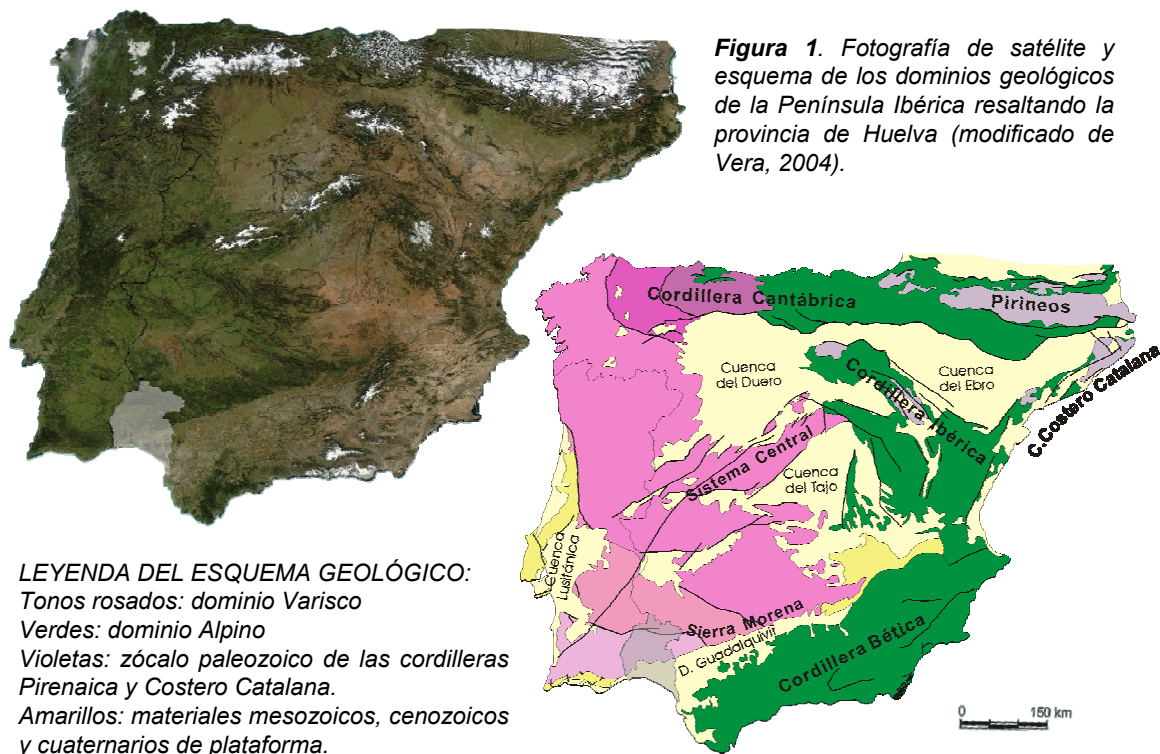
Carmen Moreno, Felipe González y Reinaldo Sáez

Vista desde un satélite, la Península Ibérica parece una “piel de toro extendida” con su contorno formado por litorales de escarpados acantilados o suaves playas, estuarios, marismas y deltas...Y en el interior, compitiendo, tierras altas y bajas, montañas abruptas y suaves colinas, mesetas, valles profundos y amplias ramblas, tierras agrestes y de labor. Esta fisiografía tan rebelde es el reflejo de una variada y complicada **Geología**, de una cadena de acontecimientos que desde el Precámbrico hasta ahora se han ido sucediendo, y también superponiendo, para ofrecernos la geografía que sin pensar aprendimos “*España limita al norte con el Mar Cantábrico y los Montes Pirineos...*”.

Acontecimientos y procesos geológicos que invocan fondos de océanos desaparecidos, ríos fluyendo por continentes ya erosionados, volcanes, intrusiones de magmas, plegamientos, choques de continentes y formación de montañas, terremotos, fracturas, tsunamis, glaciaciones y desiertos, carbones y metales, extinciones... y mucho más.

La Península Ibérica no ha sido nunca una isla en medio de la nada. Su historia geológica, que es larga y compleja, está ligada a la del resto del continente europeo, y también al africano, e incluso al americano. El origen de lo que sería la Península comenzó en el Precámbrico (hace más de 1000 millones de años), pero el armazón más o menos completo de lo que es hoy nuestra “piel de toro” data tan solo unos 5 millones de años.

Desde el punto de vista geológico, la Península Ibérica esta formada por tres grandes grupos de afloramientos rocosos llamados dominios. Se trata de los dominios Varisco, Alpino y el de los materiales mesozoicos-cenozoicos-cuaternarios de plataforma (Fig.1).



- El Dominio Varisco es una gran unidad geológica que ocupa la mayor parte de la mitad occidental de la Península Ibérica, desde la región de Galicia-Tras os Montes hasta Sierra Morena. Sus rocas, de naturaleza ígnea, metamórfica y sedimentaria, son antiguas con edades comprendidas entre el Precámbrico y el final del Paleozoico. Son rocas que se encuentran fuertemente deformadas y, a veces, ubicadas en posiciones lejanas a su emplazamiento inicial. Este dominio representa los restos de un cinturón orogénico, de una cadena montañosa, que se extendía más allá de la Península por toda Europa central y occidental. Allí, los grandes relieves asociados a este orógeno antiguo han desaparecido en gran parte, y la evolución geológica posterior ha reducido sus afloramientos a algunos macizos dispersos (Macizo Armoricano, Macizo Central Francés, Macizo de Bohemia, etc.). En la península recibe el nombre específico de 'Macizo Ibérico'.

El Macizo Ibérico se puede dividir en diferentes zonas según las características estratigráficas, paleontológicas, tectónicas y magmáticas de sus rocas. La mayor parte de los geólogos aceptan la división que, a partir del trabajo inicial de Lotze (1945), realizaron Julivert y otros en 1972 cuando elaboraron el Mapa Tectónico de la Península Ibérica (ver Fig.1). Estos autores dividieron el Macizo en cinco zonas que, de norte a sur, son las siguientes<sup>[1]</sup>:

- Zona Cantábrica
- Zona Asturoccidental-Leonesa
- Zona Centroibérica
- Zona de Ossa-Morena
- Zona Surportuguesa

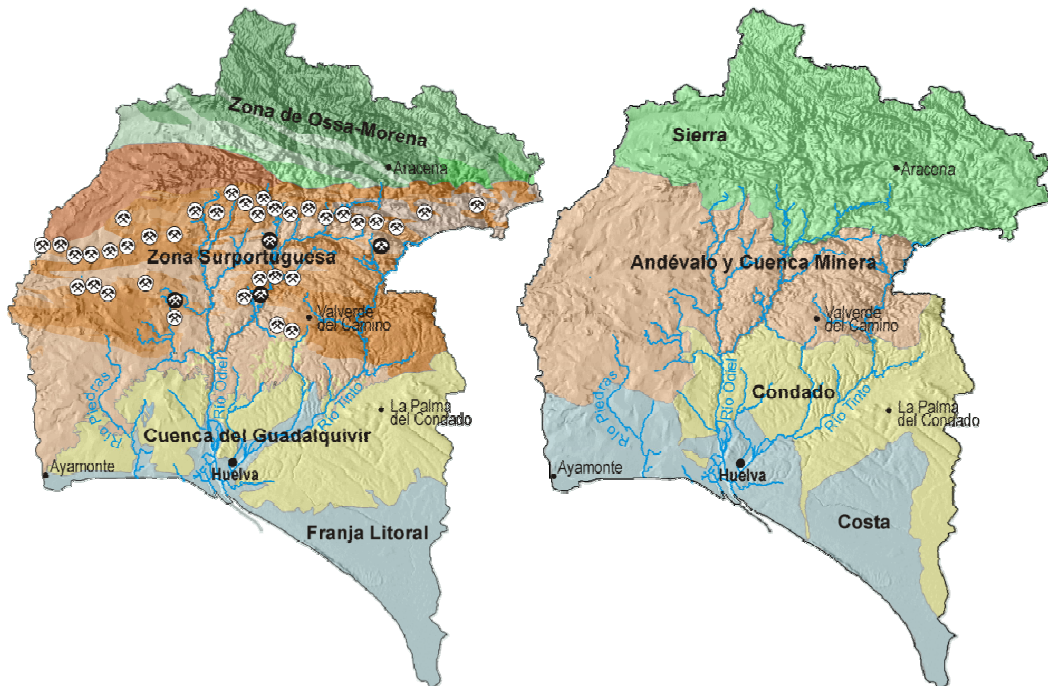
- El Dominio Alpino está formado, de manera general, por las cordilleras Pirenaica, Bética e Ibérica. Es decir por las cadenas montañosas de la mitad oriental de la Península, cuyos relieves alcanzan las mayores altitudes de la Península. Sus rocas también son de naturaleza ígnea, metamórfica y sedimentaria con edades paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas. Este dominio, junto a los Apeninos y al Rift, forma parte del Cinturón Orogrénico Mediterráneo.

- Los Materiales Mesozoicos, Cenozoicos y Cuaternarios de Plataforma son los más jóvenes de la Península. Se trata de rocas sedimentarias en su mayoría, que no han sido afectadas por ninguna orogenia. Así que, la mayor parte de ellas están sin deformar. Se originaron en cuencas sedimentarias de épocas anteriores, algunas de las cuales han desaparecido ya como tales cuencas, pero otras siguen siendo las cuencas o depresiones más importantes de la Península, por ejemplo las cuencas del Duero y Tajo, así como las del Ebro y Guadalquivir.

La Geología de una región condiciona su paisaje, relieve y suelo, y a través de estos también condiciona la economía, cultura, vías de comunicación, tradiciones, gastronomía y, en definitiva, la forma de vida de sus habitantes. En la provincia de Huelva, la división administrativa del territorio en comarcas mimetiza las características del sustrato geológico sobre el que se asienta. La provincia se localiza sobre terrenos correspondientes a las dos zonas más meridionales del Macizo Ibérico (Ossa-Morena y Surportuguesa) y a la Cuenca del Guadalquivir. Y aunque en la división geológica de España y de la Península Ibérica, no se especifiquen las franjas litorales con sus correspondientes depósitos, nosotros si que vamos a diferenciarlos a la hora de tratar la geología de la provincia onubense.

[1] Debido al avance del conocimiento y a la realización de estudios muy detallados, en la actualidad la división en zonas del Macizo Ibérico es más compleja.

A grandes rasgos, las comarcas de la provincia de Huelva coinciden con sus principales unidades geológicas (Fig.2). En ambos casos se trata de bandas de dirección este-oeste que, en términos geográficos y desde el norte hacia el sur, son: 1) Sierra, 2) Andévalo y Cuenca Minera, 3) Condado y 4) Costa. Pero si consideramos las divisiones geológicas, para decir prácticamente lo mismo deberemos referirnos a Zona de Ossa-Morena, Zona Surportuguesa, Cuenca del Guadalquivir y Franja Litoral Suratlántica.



**Figura 2.** Imagen comparativa del mapa de la unidades geológicas (izquierda) y del de las comarcas de la provincia de Huelva (derecha), ambos representados sobre el mapa de elevación digital del terreno. Se indica la posición de los principales yacimientos de sulfuros masivos, destacando los de mayor tamaño: Tharsis, Sotiel-Coronada, La Zarza y Riotinto.

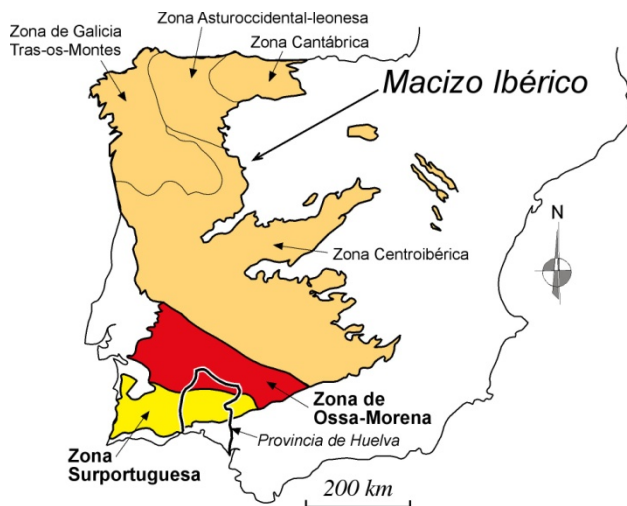
En un recorrido geológico-geográfico de la provincia de Huelva, de norte a sur atravesamos relieves serranos, de pie de monte ondulado, de llanura agrícola y de litoral plano arenoso con marismas en las desembocaduras de los ríos principales. También de norte a sur, rejuvenecen las rocas expuestas en superficie. En la Sierra son de edad Precámbrica y Paleozoica, en el Andévalo y Cuenca Minera del Paleozoico Superior, en El Condado cenozoicas fundamentalmente, y a la Costa corresponden los depósitos más recientes (Holoceno) y actuales, granos de arenas y fangos que se acumulan en nuestras costas siguiendo las pautas de olas, mareas y corrientes.

# Geología de la Zona de Ossa-Morena (Sierra de Huelva)

Carlos Fernández Rodríguez y Manuel Díaz Azpiroz

## Introducción

Como se ha comentado en el apartado anterior, el Macizo Ibérico es una gran unidad geológica que ocupa la mayor parte de la mitad occidental de la Península Ibérica (Fig.1). Está constituido por rocas antiguas, de edades comprendidas entre el Proterozoico y el Paleozoico (ver Tabla de tiempo geológico en los Anexos). Durante el Paleozoico superior el Macizo Ibérico formó parte de un extenso cinturón orogénico, el llamado Cinturón Varisco, que se extendía a lo largo de la Europa central y occidental.

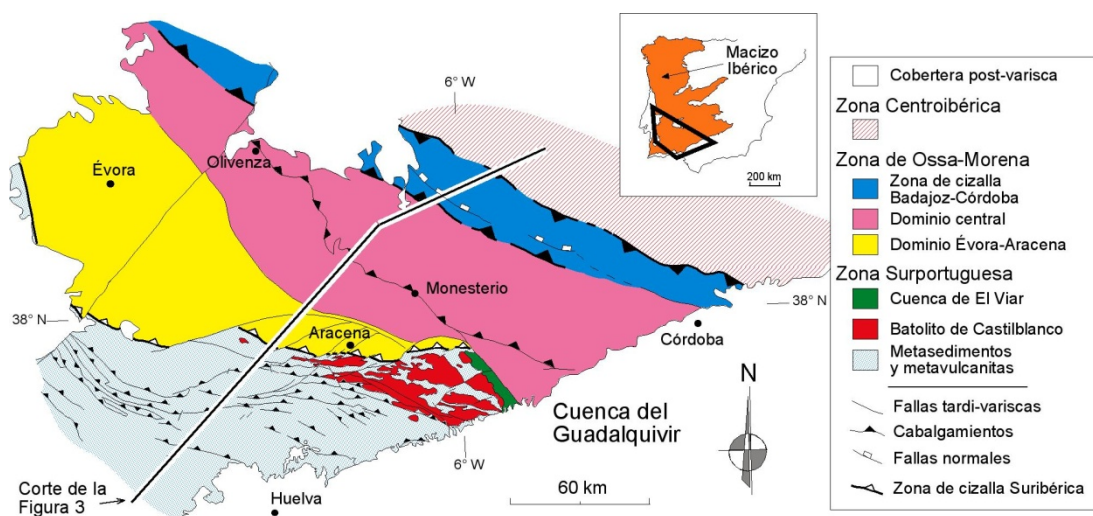


**Figura 1.** Mapa esquemático del Macizo Ibérico con su división en seis zonas principales.

Debido a las diferencias geológicas que muestran las rocas en el interior del Macizo Ibérico, ha sido necesario subdividirlo en varias grandes zonas (Fig.1). Dos de ellas llegan a aflorar en la provincia de Huelva: la Zona de Ossa-Morena y la Zona Surportuguesa. En esta sección nos centraremos en el estudio de las características geológicas generales de la Zona de Ossa-Morena, unidad a la que pertenece buena parte de la Sierra de Huelva. En las Fichas 1 a 11 se presentan con más detalle algunos de los afloramientos más característicos de esta zona en la provincia de Huelva. La descripción de la Zona Surportuguesa se hará en la siguiente sección.

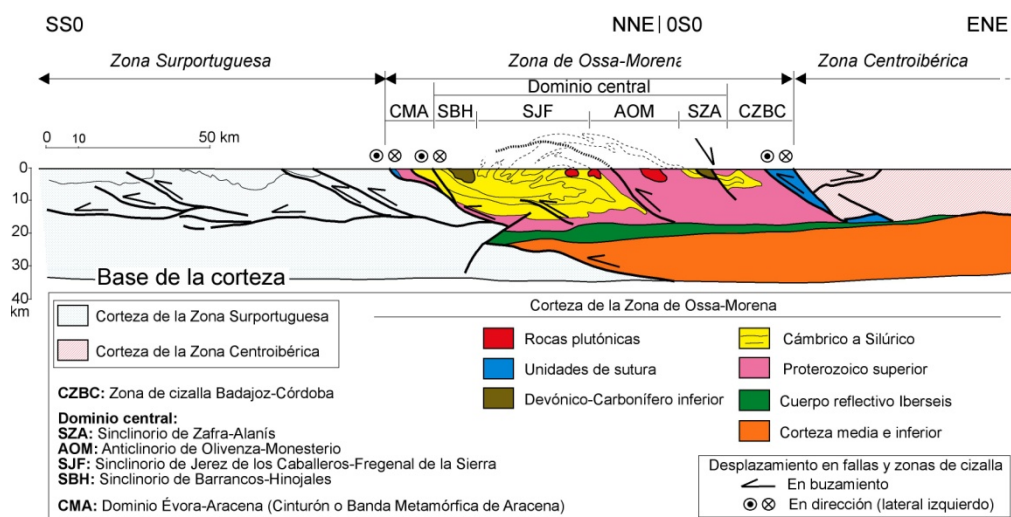
## Límites y características generales de la Zona de Ossa-Morena

La Zona de Ossa-Morena es una de las más complejas y menos conocidas del Macizo Ibérico. Su geometría es trapezoidal, con el eje largo extendido en dirección ONO-ESE (Fig.1). Por el norte limita con la Zona Centroibérica a través de una banda de rocas fuertemente deformadas, conocida como Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba. Por el sur, entra en contacto con la Zona Surportuguesa mediante otra gran estructura, la Zona de Cizalla Suribérica (Fig.2). Lo interesante de ambos contactos es que, de acuerdo con estudios modernos, constituyen sendas suturas variscas (Fig.3). Una sutura es una unidad geológica que marca el lugar en el que dos continentes previamente separados por un océano, llegaron a colisionar y formar un solo bloque continental. Por tanto, hay que entender que la Zona de Ossa-Morena formaba parte de un continente que, a finales del Paleozoico (Orogenia Varisca), chocó con otras masas continentales (fragmentos de los cuales serían la Zona Centroibérica y la Zona Surportuguesa), dejando como testimonio de dicha colisión las dos unidades de sutura mencionadas. Hacia el este (Cuenca del Guadalquivir) y oeste (Cuenca Lusitánica), la continuidad de la Zona de Ossa-Morena se ve interrumpida por sedimentos más recientes, que la recubren impidiendo observar su prolongación lateral (Fig.2).



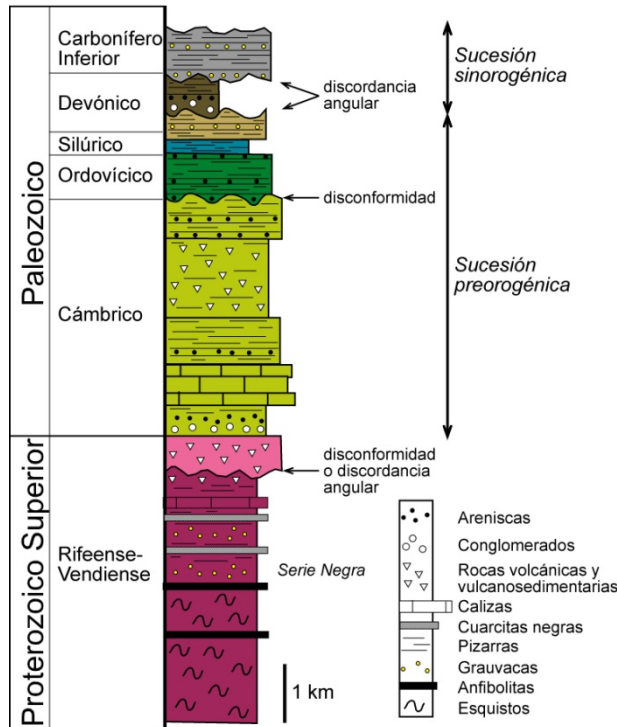
Interiormente, la Zona de Ossa-Morena puede ser subdividida en distintas unidades que clásicamente corresponden a las principales estructuras de plegamiento que se observan en ella. No obstante, aquí se ha preferido presentar una cartografía más sencilla (Fig.2) que sirve para destacar la presencia de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba al norte, una unidad o dominio central constituido por varias estructuras de plegamiento y unidades cabalgantes (Figs.2 y 3), y un dominio meridional (Évora-Aracena) que contiene la sutura entre las Zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa. Este último dominio incluye el llamado Cinturón Metamórfico de Aracena, de gran interés tectónico y que será estudiado con más detalle en esta sección.

El conocimiento geológico de la Zona de Ossa-Morena y, en general, de la estructura de la corteza en todo el suroeste del Macizo Ibérico, ha mejorado considerablemente gracias a los estudios geofísicos y, en particular, al perfil sísmico de reflexión Iberseis. La figura 3 se basa en los resultados de dicho perfil.





La sucesión estratigráfica de la Zona de Ossa-Morena contiene dos unidades principales: las formaciones precámbricas y la secuencia paleozoica (Fig.4).



**Figura 4.** Columna estratigráfica simplificada de la Zona de Ossa-Morena. Modificado de Azor (en Vera, 2004).

La secuencia precámbrica incluye en su base una formación característica de la Zona de Ossa-Morena, formada por esquistos, grauvacas, cuarcitas negras y pizarras, con intercalaciones de anfíbolitas, rocas volcánicas y carbonatos. Se trata de la Serie Negra, cuya edad se considera que debe ser Proterozoico superior, probablemente Vendiense y, según algunas interpretaciones, sería el testimonio de una antigua orogenia, de edad precámbrica. Por encima de ella, y en discontinuidad, se sitúa una unidad esencialmente volcánica y vulcanosedimentaria, también del Proterozoico superior.

Por su parte, la secuencia paleozoica puede ser dividida en dos unidades (Fig.4): la sucesión preorogénica y la sucesión sinorogénica. La primera incluye buena parte de los sedimentos y rocas volcánicas del Cámbrico (muy potentes en la Zona de Ossa-Morena), Ordovícico, Silúrico y parte del Devónico inferior.

En su base, esta sucesión preorogénica registra un episodio de extensión continental (*rifting*), que afectaría al bloque continental al que pertenecía la Zona de Ossa-Morena. Con posterioridad, la sedimentación muestra unas condiciones más tranquilas, típicas de una plataforma continental como las que se desarrollan en los llamados márgenes pasivos de los continentes (es decir, los que se encuentran alejados de los límites de placas).

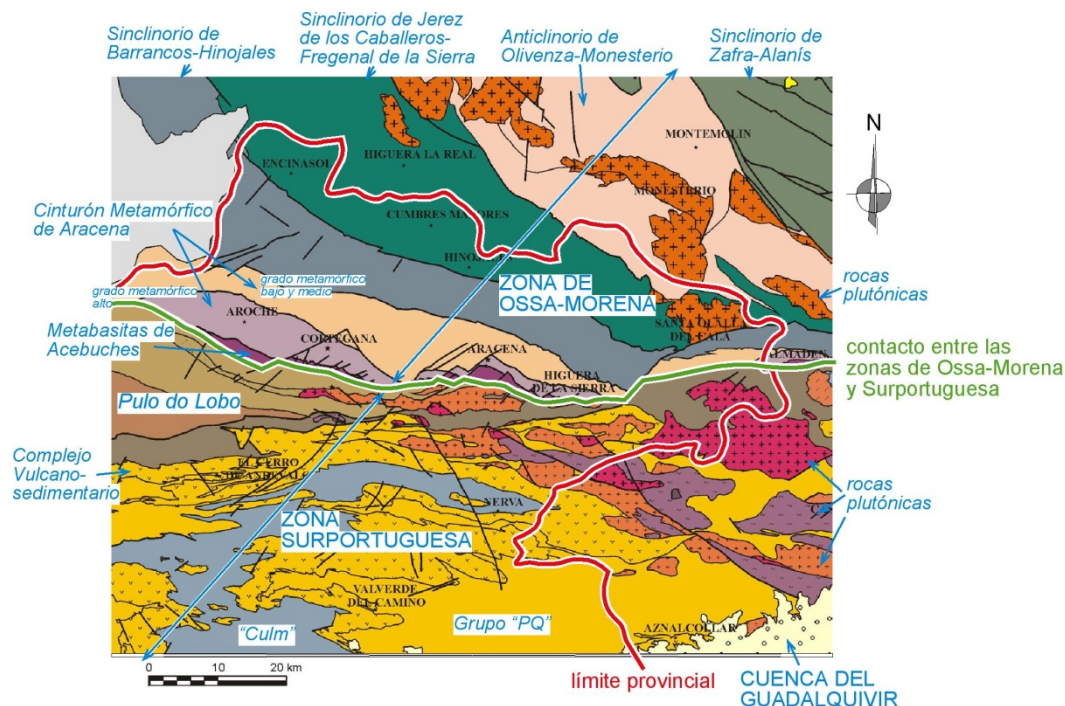
La sucesión sinorogénica se depositó durante el Devónico y el Carbonífero. Marca un nuevo periodo de inestabilidad tectónica, en este caso el debido al acercamiento y colisión del continente en el que se encuadraba Ossa-Morena con los otros continentes situados a ambos lados y representados hoy en día por las zonas Centroeibérica y Surportuguesa, como se mencionó con anterioridad. Por tanto, esta secuencia sinorogénica corresponde al registro estratigráfico de las deformaciones variscas, que afectaron durante el Paleozoico superior (Devónico y Carbonífero) al Macizo Ibérico.

La deformación y el metamorfismo acompañantes a la Orogenia Varisca fueron muy intensos en la Zona de Ossa-Morena, de modo que localmente la secuencia estratigráfica se encuentra muy transformada y resulta difícil su identificación. Como se observa en la figura 3, la corteza de Ossa-Morena fue afectada por grandes fallas y zonas de cizalla que limitan bloques intensamente replegados. Es típica la presencia de enormes pliegues recumbentes (es decir, aquellos cuya superficie axial está prácticamente horizontal; véase el dominio central en la Fig.3). En tres bandas, la deformación y el metamorfismo fueron especialmente intensos: la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (es decir, la sutura norte de la Zona de Ossa-Morena), el núcleo del gran pliegue anticlinal de Olivenza-Monesterio, y el Cinturón Metamórfico de Aracena (la sutura sur de la zona).

### La Zona de Ossa-Morena en la provincia de Huelva

La Zona de Ossa-Morena aflora en la parte septentrional de la provincia de Huelva, formando el sustrato geológico de la sierra. En la figura 5 se muestra la extensión de este afloramiento, de forma aproximadamente rectangular. Su límite sur es el contacto geológico entre las Zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa, es decir, la Zona de Cizalla Suribérica, que transcurre en dirección ONO-ESE. Inmediatamente al norte de este límite se sitúan las localidades de Aroche, Cortegana, Almonaster la Real, Aracena e Higuera de la Sierra. El resto de sus bordes corresponden al límite provincial, ya que la Zona de Ossa-Morena se extiende mucho más allá de esta división administrativa, en las provincias limítrofes y en Portugal.

Dentro de la provincia de Huelva se observan varias de las grandes unidades tectónicas en las que se ha subdividido clásicamente la Zona de Ossa-Morena (Fig.5). En referencia a la división simplificada considerada en la figura 2, el norte de la provincia incluiría el extremo meridional del dominio central. Esto incluye el flanco sur del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, donde afloran la Serie Negra y la unidad vulcanosedimentaria del Proterozoico superior, y los Sinclinatorios de Jerez de los Caballeros-Fregenal de la Sierra y Barrancos-Hinojales, caracterizados por el afloramiento de la sucesión preorogénica (a la que pertenece la serie volcánica descrita en la Ficha 1) y de una serie de grauvacas y pizarras correspondientes a la sucesión sinorogénica del Devónico-Carbonífero. La estructura de este sector está definida esencialmente por constituir el flanco sur de la gran estructura de plegamiento del dominio central (Fig.3) y por un pliegue más verticalizado (Sinclinatorio de Barrancos-Hinojales) afectando a la secuencia sinorogénica.



**Figura 5.** Mapa geológico simplificado de la mitad centro-septentrional de la provincia de Huelva.

Al sur de estas estructuras se extiende el Cinturón Metamórfico de Aracena. Su límite meridional es precisamente la Zona de Cizalla Suribérica, que separa las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa. Este hecho, unido a la relevancia tectónica de este cinturón, que incluye una de las suturas tectónicas mencionadas anteriormente, y que, en tierras españolas, aflora casi íntegramente en la provincia de Huelva, explican que se haya considerado oportuno dedicarle un apartado propio y las Fichas 3 a 6 y 9.

### El Cinturón Metamórfico de Aracena

De todas las unidades de la Zona de Ossa-Morena que afloran en la provincia de Huelva, el Cinturón Metamórfico de Aracena es la mejor estudiada y la que presenta, probablemente, una mayor relevancia tectónica. Como ya se ha dicho, el contacto entre las Zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa es considerado como una sutura tectónica, es decir, como el límite entre dos grandes bloques continentales, inicialmente separados, que llegaron a colisionar. Este proceso se habría producido a finales del Paleozoico, durante la Orogenia Varisca.

El Cinturón Metamórfico de Aracena limita por el norte con el Sinclinorio de Barrancos-Hinojales a través de una gran falla de desgarre, la Falla de Beja-Valdelarco. Por el sur, con la Zona Surportuguesa mediante la Zona de Cizalla Suribérica. Internamente ha sido subdividido en dos grandes unidades: el dominio continental y el dominio oceánico (Fig.6).

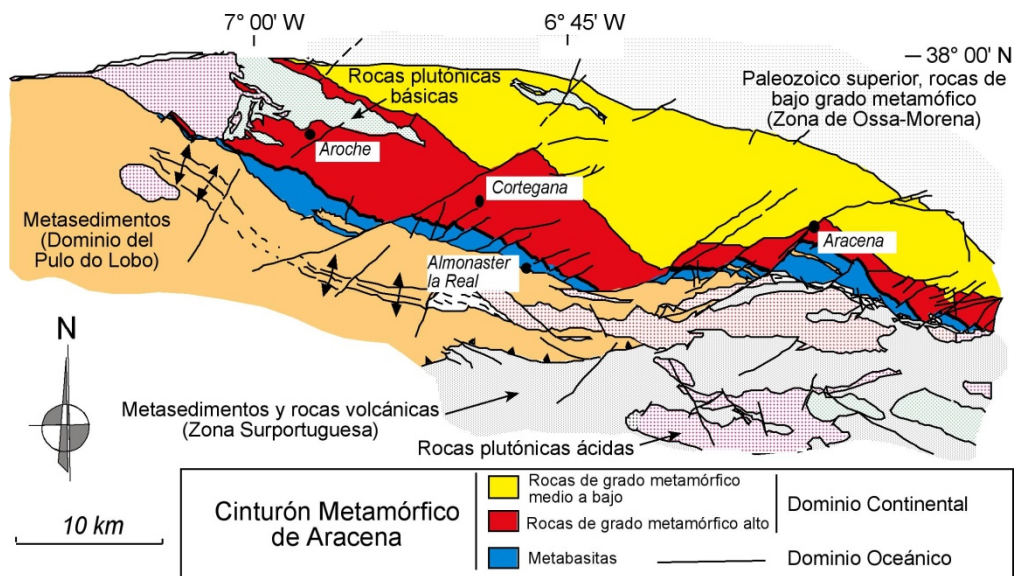
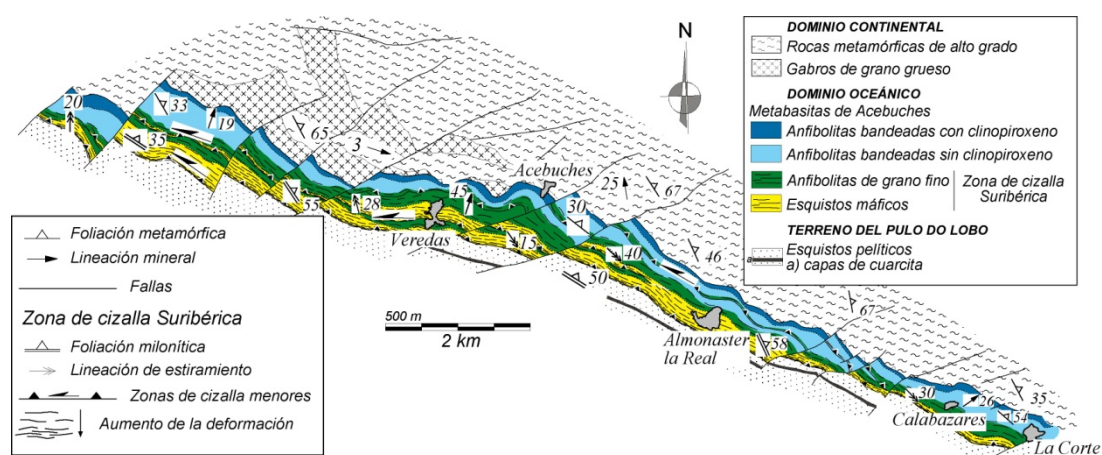


Figura 6. Mapa esquemático del Cinturón Metamórfico de Aracena.

El dominio continental está formado por rocas pertenecientes al bloque continental de Ossa-Morena, cuya columna estratigráfica sintética se muestra en la figura 4. Al norte del cinturón, estas rocas están moderadamente deformadas y han sufrido un metamorfismo también moderado (de grado bajo a medio). Por el contrario, la mitad sur de este dominio está caracterizada por la presencia de rocas fuertemente deformadas y metamorizadas (grado alto). El metamorfismo de este sector del cinturón de Aracena ha atraído desde antiguo la atención de geólogos de todo el mundo. Esto se debe a las características singulares del metamorfismo (véase la Ficha 4), que se produjo bajo condiciones de muy altas temperaturas (se han llegado a registrar temperaturas cercanas a los 1000 °C) y presiones bajas o intermedias (4 a 6 kbar, es decir, condiciones de presión típicas de la corteza media, a unos 15 km de profundidad). Los gradientes geotérmicos -variación de la temperatura con la profundidad- típicos en la Tierra, incluso en los grandes cinturones orogénicos, predicen temperaturas inferiores a la mitad de la observada en Aracena, lo que implica que la corteza se encontraba anómalamente caliente en esa zona durante la Orogenia Varisca. Son pocos los lugares del planeta en los que se encuentran estas características, de ahí el interés suscitado por la zona. Como consecuencia de este intenso metamorfismo, las rocas mostradas en la figura 4 se encuentran fuertemente transformadas apareciendo tipos litológicos como granulitas máficas y pelíticas, rocas de silicatos cálcicos, gneises kinzigíticos, mármoles, etc.

El dominio oceánico, por su parte, está constituido esencialmente por metabasitas (Fig.6). Las metabasitas son rocas procedentes del metamorfismo de rocas básicas (pobres en sílice), normalmente ígneas, del tipo de los basaltos o los gabros. En el caso del Cinturón Metamórfico de Aracena, las metabasitas forman una banda de más de 100 km de longitud y como mucho 2 km de anchura. Reciben el nombre de metabasitas de Acebuches, dado que es en esa localidad donde presentan uno de los mejores afloramientos. Un elemento importante de las metabasitas de Acebuches es que su composición química es muy similar a la de las rocas de la corteza oceánica. De hecho, hoy en día se considera que representan un fragmento de corteza oceánica rodeado de rocas continentales: al norte, por el dominio continental del Cinturón Metamórfico de Aracena, y al sur por la Zona Surportuguesa (en particular, por la unidad del Pulo do Lobo). Según esta interpretación, las metabasitas serían el residuo del antiguo océano que separaba durante el Paleozoico los bloques continentales de las Zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa y que desapareció durante la Orogenia Varisca, justo antes de la colisión entre ambos continentes.



**Figura 7.** Mapa geológico detallado de las metabasitas de Acebuches en la región comprendida entre el sur de Cortegana y la aldea de La Corte.

La figura 7 muestra de manera detallada la estructura interna de las metabasitas de Acebuches. Es de resaltar que en su mitad meridional (unidades coloreadas de verde y amarillo) está afectada por una zona de intensa deformación, de unos 500 m de grosor, que no es otra que la Zona de Cizalla Suribérica (ver también las Fichas 5 y 6).

Todas estas características del Cinturón Metamórfico de Aracena pueden observarse en afloramientos especialmente seleccionados, como los que se describen con mayor detalle en las fichas 2 a 9 de este volumen.

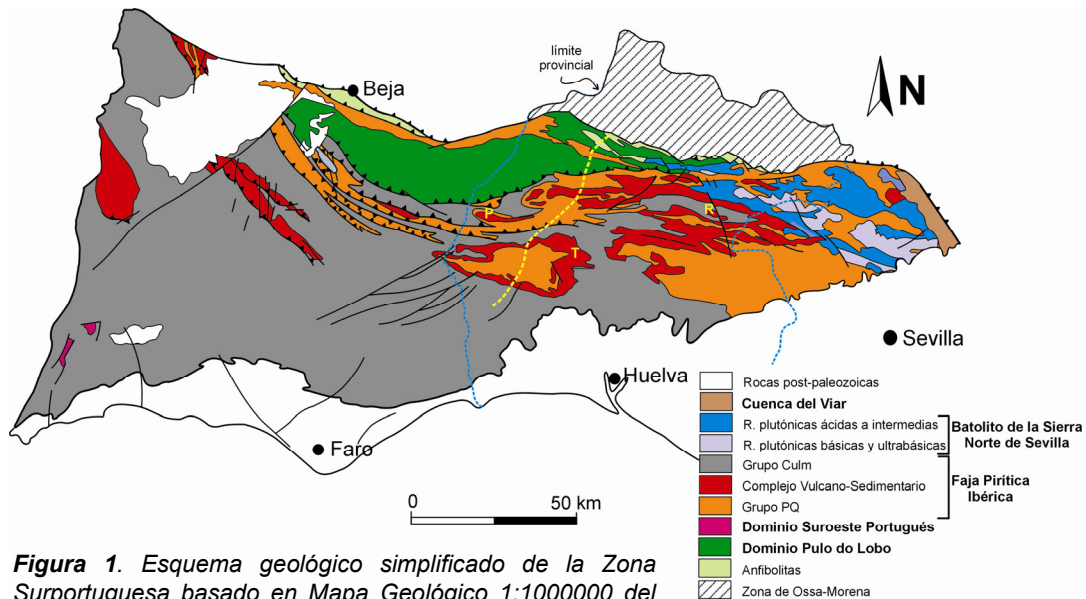
## Geología de la Zona Surportuguesa (Andévalo)

Teodosio Donaire, Francisco Manuel Alonso, Encarnación García, Felipe J. González, Manuel Jesús González Roldán, Elena Mantero, Carmen Moreno, Emilio Pascual, Gabriel Ruiz de Almodóvar, Reinaldo Sáez, Sonia Sierra, Manuel Toscano y Alfonso Valenzuela

### Introducción

La Zona Surportuguesa es la más meridional de las diversas zonas geológicas que se han diferenciado en el Macizo Ibérico. Se extiende desde el suroeste de Portugal hasta la Sierra Norte de Sevilla (Fig.1). De los sectores geológicos diferenciados en este libro es el que ocupa la mayor extensión en la provincia de Huelva, puesto que comprende las rocas aflorantes en el Andévalo y parte de la Sierra de Huelva.

Desde un punto de vista geológico, esta zona limita al norte con la Zona de Ossa-Morena mediante un contacto tectónico complejo y al sur con los materiales más modernos de la Cuenca del Guadalquivir. Está constituida por rocas del Paleozoico (desde el Devónico medio al Pérmico). Tradicionalmente se distinguen cinco dominios geológicos con características litológicas, estructurales y paleogeográficas diferentes que, de norte a sur, son: 1) Dominio de Pulo do Lobo, 2) Faja Pirítica Ibérica, 3) Dominio del Suroeste Portugués, 4) el batolito de la Sierra Norte de Sevilla y 5) la Cuenca Pérmica del Viar (Fig.1).



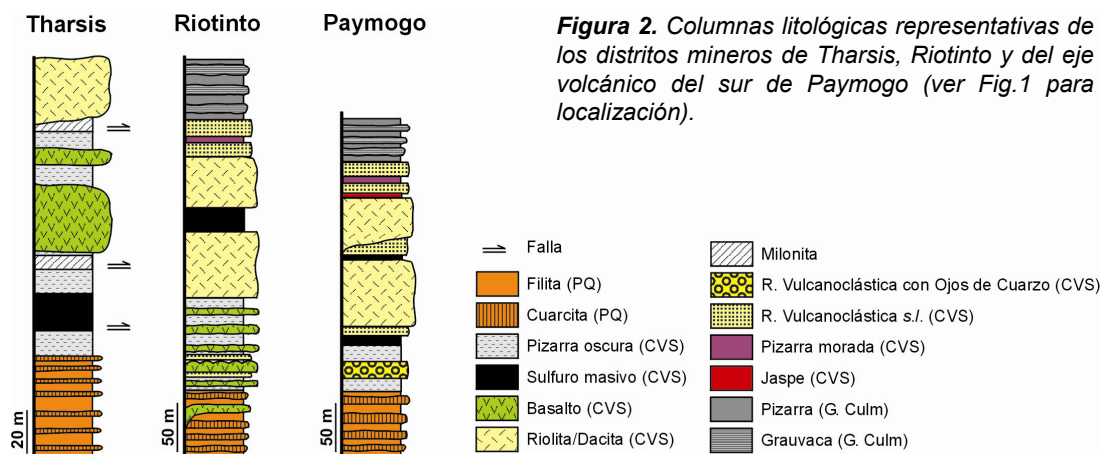
**Figura 1.** Esquema geológico simplificado de la Zona Surportuguesa basado en Mapa Geológico 1:1000000 del IGME. La línea discontinua de color amarillo representa el trayecto del perfil sísmico IBERSEIS que se muestra en Fig. 9. R: Riotinto, T: Tharsis y P: Paymogo (ver Fig.2).

### Dominio Pulo do Lobo

El Dominio Pulo do Lobo, que aflora al sur de Rosal de la Frontera (Fig.1), está formado esencialmente por filitas, cuarcitas y escasas rocas magmáticas máficas. Todas estas rocas se hallan intensamente deformadas y muestran abundantes venas de cuarzo. Este dominio se ha interpretado como una cuña de acreción originada por la colisión entre la placa a la que pertenecía la actual Zona Surportuguesa y la de Ossa-Morena durante el Devónico Inferior a Medio.

### Faja Pirítica Ibérica

La Faja Pirítica Ibérica es internacionalmente reconocida como la región con mayor concentración de yacimientos de sulfuros masivos del mundo, con unas reservas originales que podrían superar los 2000 millones de toneladas. A lo largo del tiempo se han explotado más de 80 mineralizaciones de este tipo entre las que se encuentran algunas tan conocidas como las de Riotinto, Tharsis, Neves Corvo, Aljustrel, Aznalcóllar o La Zarza. También se han explotado en el pasado yacimientos de manganeso, así como mineralizaciones hidrotermales de composición diversa.



**Figura 2.** Columnas litológicas representativas de los distritos mineros de Tharsis, Riotinto y del eje volcánico del sur de Paymogo (ver Fig.1 para localización).

Dentro de la Faja Pirítica Ibérica se han diferenciado tres unidades principales con rasgos geológicos diferentes. Estas unidades, que contienen rocas del Devónico Medio al Carbonífero Superior, son: a) el Grupo de Filitas y Cuarcitas (Grupo PQ), b) el Complejo Vulcano-Sedimentario (CVS) y c) el Grupo Culm (Figs. 1 y 2). A continuación se describen los caracteres petrográficos más significativos de estas unidades.

#### El Grupo PQ

El Grupo PQ está formado mayoritariamente por pizarras con intercalaciones de niveles de cuarcitas, de edad Devónico Medio a Devónico Superior (Fameniense tardío). La potencia mínima estimada de estos materiales es de unos 2000 m. Los datos de campo han puesto de manifiesto que los niveles de cuarcitas de esta unidad aumentan de potencia y de tamaño de grano hacia el techo, donde las pizarras llegan casi a desaparecer. Esta observación, unida a las características litológicas y las estructuras sedimentarias presentes en estas rocas (ver ficha 19) sugieren que la mayor parte de estos materiales se depositaron en una plataforma marina somera, esporádicamente afectada por la acción de tormentas y oleaje. Los niveles de cuarcitas del techo indican una disminución de la profundidad y el paso, desde la plataforma previa, a un medio litoral arenoso. Las litofacies de esta unidad son similares en toda la Faja Pirítica Ibérica y en el Dominio del Suroeste Portugués, donde recibe el nombre de Formación Tercenas.

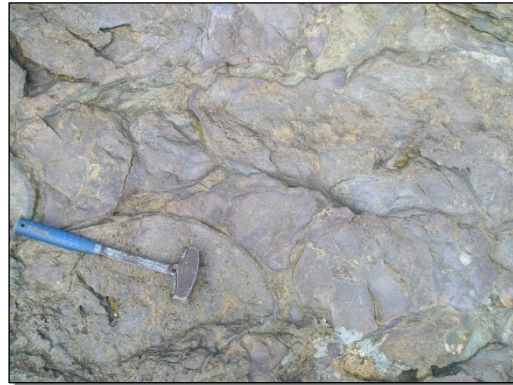
#### El Complejo Vulcano Sedimentario

El Complejo Vulcano-Sedimentario se dispone sobre el Grupo PQ y está constituido por un entramado complejo de rocas magmáticas y sedimentarias de edad Fameniense tardío a Viseense medio-superior (ver tabla de tiempo geológico). Las rocas magmáticas son fundamentalmente de origen volcánico y subvolcánico de composición ácida (riolitas y dacitas) (Figs. 2 y 3) y básica (basaltos) (Fig.4). Las evidencias de campo indican que el

vulcanismo fue esencialmente submarino, como lo pone de manifiesto la existencia de lavas almohadilladas (o *pillow-lavas*) (Fig.4) y determinados depósitos vulcanoclásticos (ver ficha 14), aunque también se han observado depósitos originados por actividad volcánica explosiva en un medio subaéreo (ver ficha 21). Las rocas sedimentarias coetáneas con las rocas magmáticas son esencialmente detríticas de grano fino (transformadas en pizarras debido al metamorfismo sufrido por estas rocas) y *cherts*. Los fósiles de estas rocas sedimentarias indican también un depósito en un medio submarino. Intercalados en esta secuencia de rocas magmáticas y sedimentarias se hallan los depósitos de sulfuros masivos que se explotan en las diversas minas de la provincia (fichas 13, 15 y 18) (Figs. 5 y 6).



**Figura 3.** Dacita porfídica observada en el río Malagón (Eje Volcánico de Paymogo).



**Figura 4.** Lavas almohadilladas observadas en el río Odiel al norte de El Villar.

Los depósitos de sulfuros masivos suelen estar ubicados a techo de secuencias magmáticas ácidas. Poseen generalmente una zona superior masiva, de geometría tabular o lenticular y congruente con la estratificación, y otra parte inferior con mineralización diseminada o de *stockwork* (ver ficha 13). Muchos presentan una asociación con pizarras negras próximas al límite Devónico-Carbonífero y suelen mostrar niveles silíceos a techo. La alteración hidrotermal relacionada con las mineralizaciones es clorítica en la zona central del sistema y sericitica en la periferia (ficha 15). Los yacimientos están constituidos por pirita y, en menor medida, esfalerita, galena, calcopirita y tetraedrita; componentes minoritarios son arsenopirita, pirrotita, casiterita, sulfosales de Cu-Pb y de Bi-Pb, estannita, barita, magnetita, electrum, cobaltita y un número muy elevado de especies minerales menos comunes.



**Figura 5.** Vista de la corta de Cerro Colorado.



**Figura 6.** Vista de la corta de La Zarza.

El Complejo Vulcano-Sedimentario presenta variaciones litológicas y de potencia (0-1300 m) muy significativas de unas zonas a otras (Fig.2) que han sido interpretadas como consecuencia de la compartimentación de la zona en numerosas cuencas a finales del Devónico. El techo de esta unidad está marcado por niveles discontinuos de jaspes, que a veces incluyen mineralizaciones de Mn (ver ficha 17), y por un nivel muy continuo de “pizarras moradas” que tiene valor como nivel guía en cartografía, ya que se extiende en toda la Faja Pirítica. Los depósitos del techo (niveles pizarrosos y rocas vulcanoclásticas) pasan de manera gradual a formar parte de la secuencia pizarrosa de la base del grupo Culm. El equivalente cronológico del Complejo Vulcano-Sedimentario en el Dominio del suroeste Portugués corresponde a las formaciones Bordalete, Murração y Quebradas.

### **El Grupo Culm**

El Grupo Culm comprende principalmente rocas sedimentarias del Carbonífero depositadas con posterioridad al magmatismo de la Faja Pirítica Ibérica. Está constituido fundamentalmente por una formación turbidítica de facies Culm s.s., de varios miles de metros de potencia, precedida en numerosos sectores por una unidad estratigráfica, de 45 a 50 metros de potencia media, denominada Serie Pizarrosa Basal. Esta última es una secuencia que incluye las últimas rocas vulcanoclásticas del techo del Complejo Vulcano-Sedimentario y pizarras con niveles de acumulación de *Posidonia becherii* del muro de la formación turbidítica. Eventualmente, contiene algunos fósiles de *Goniatites*, que han proporcionado una edad Viseense superior.

La formación turbidítica de facies Culm es la más característica de este Grupo y una de las de mayor superficie de afloramiento en la provincia de Huelva, desde San Silvestre de Guzmán hasta Riotinto (Fig.1). Se trata de una secuencia formada fundamentalmente por pizarras y areniscas (Fig.7), aunque también se han descrito algunos conglomerados. Se trata de depósitos originados por corrientes de turbidez (que son corrientes cargadas de sedimentos). Estas corrientes llegaron hasta el fondo marino, se depositaron y originaron los estratos que actualmente se observan. Entre las características de estos depósitos podemos observar la alternancia de areniscas y de pizarras y los rasgos sedimentarios y estructurales (ficha 20).

### **El batolito de la Sierra Norte de Sevilla**

El batolito de la Sierra Norte de Sevilla está constituido por una serie de plutones compuestos por rocas magmáticas de composición muy variada, desde granitoides a rocas máficas y ultramáficas (Fig.1). En la provincia de Huelva se pueden observar afloramientos de estas



**Figura 7.** Alternancia de pizarras y areniscas del Grupo Culm (embalse de Los Machos, Lepe).



**Figura 8.** Rocas plutónicas (granodioritas) en los alrededores de Gil Márquez.



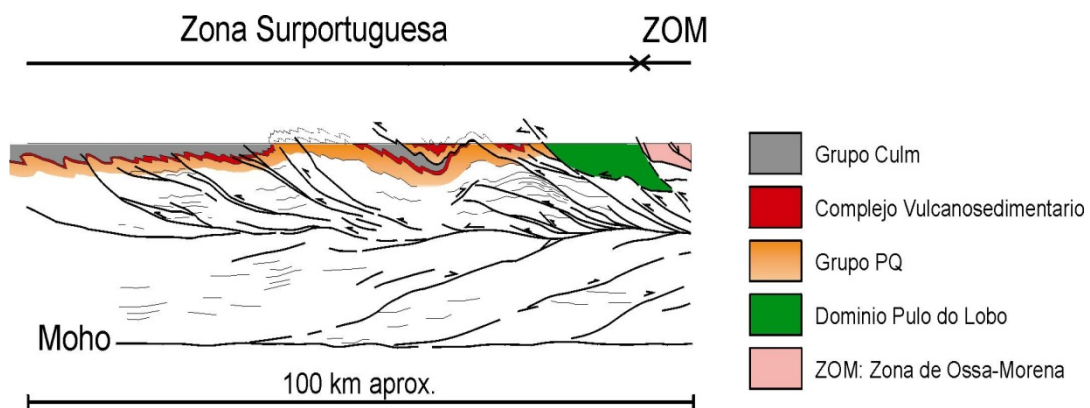
rocas en La Granada de Riotinto, La Escalada, Campofrío o Gil Márquez (Fig.8). Los diversos trabajos de investigación sugieren edades coetáneas y posteriores a las del vulcanismo de la Faja Pirítica Ibérica.

### La Cuenca Pérmica del Viar

Se halla exclusivamente en la provincia de Sevilla. Contiene el único registro de sedimentación postorogénica en la Zona Surportuguesa. La Cuenca Pérmica del Viar tiene una geometría de *semigraben* relleno por una cuña de sedimentos heterogéneos, de origen continental cuya potencia máxima alcanza 400 metros en las proximidades del contacto con la Zona de Ossa-Morena. Conglomerados, areniscas y lutitas con intercalaciones menores de calizas y niveles delgados de carbón aparecen junto con rocas volcánicas básicas (basaltos) y ácidas de naturaleza piroclástica y composición riodacítica. Localmente, contiene una abundante flora fósil de edad Autuniense.

### Estructura de la Zona Surportuguesa

La deformación que se observa en las rocas de la Zona Surportuguesa se produjo durante la Orogenia Varisca (también llamada Hercínica). El estilo tectónico de la Zona Surportuguesa es del tipo "*thin-skinned*", o tectónica de piel fina, lo que se traduce en una deformación que afecta solamente a la parte más alta de corteza terrestre, principalmente a rocas sedimentarias y metamórficas de grado muy bajo o bajo. En términos de estructuras geológicas, la Zona Surportuguesa es un cinturón de pliegues y cabalgamientos que se enraízan en un nivel de despegue situado a 12 km de profundidad, aproximadamente. Esta estructura se muestra en el perfil sísmico profundo de reflexión IBERSEIS (Fig.9). Importantes cabalgamientos regionales superponen rocas del Grupo PQ (Devónico Superior) sobre rocas del CVS (la mayor parte de él es Carbonífero), así como las rocas del denominado Pulo do Lobo también se superponen a las rocas de la Faja Pirítica Ibérica. Las directrices estructurales de los cabalgamientos son ONO – ESE y muestran una vergencia hacia el S y SO. Asociados a la propagación de los cabalgamientos se forman también las grandes estructuras de plegamiento (Anticlinal de Puebla de Guzmán, Anticlinal de Valverde del Camino, entre otros). Es general en toda la zona el desarrollo de una o dos foliaciones que suelen ser paralelas al plano axial de los pliegues. La mayor parte de la deformación tuvo lugar durante el Carbonífero, migrando de norte a sur, en relación con la convergencia entre dos fragmentos corticales, por una parte la Zona Surportuguesa y por otra la Zona de Ossa-Morena.



**Figura 9.** Corte general de la Zona Surportuguesa, a escala cortical. La arquitectura de la corteza está basada en el perfil sísmico IBERSEIS (Simancas et al., 2003).

En el dominio de Pulo do Lobo se superponen dos sistemas de pliegues, el primero y más antiguo se corresponde con pliegues isoclinales y ejes curvos, y el segundo sistema de pliegues está formado por pliegues con una superficie axial inclinada generalmente hacia el norte y con los ejes subhorizontales. Al sur, en la banda meridional de la Faja Pirítica Ibérica, los pliegues de primera fase son inclinados o tumbados, y los pliegues de segunda fase tienden a ser pliegues rectos. Fallas de desgarre, generalmente sinistrorsas, cortan a las estructuras anteriores.

### **El metamorfismo**

En la Zona Surportuguesa se distinguen tres tipos de metamorfismo: regional, hidrotermal y de contacto. El metamorfismo regional es, en parte, coetáneo con la deformación. En el dominio Pulo do Lobo, donde se encuentran las unidades tectónicas más altas, el grado metamórfico alcanza condiciones propias de los esquistos verdes; mientras que en la Faja Pirítica Ibérica el grado metamórfico es muy bajo. El metamorfismo hidrotermal afecta con intensidad desigual a las rocas del CVS y del Grupo PQ. Se trata de un metasomatismo, ampliamente extendido, causado por la interacción de fluidos recalentados en el ambiente geotérmico anómalo que dominó la región durante el Devónico superior y el Carbonífero inferior. Por último, el metamorfismo de contacto, más desarrollado en entorno al batolito de la Sierra Norte de Sevilla, está relacionado con la intrusión de gabros previos o simultáneos a la deformación.

### **Evolución Tectónica**

El contacto entre la Zona Surportuguesa y la Zona de Ossa-Morena es considerado por la mayoría de los geólogos como una importante sutura tectónica originada por la subducción, principalmente durante el Devónico, de la placa denominada Avalonia bajo la de Armorica, con el consiguiente cierre del océano intermedio. Una descripción detallada puede leerse en la introducción a la Geología de la Zona de Ossa-Morena.

Se considera que este dominio oceánico quedó cerrado a finales del Devónico. Sin embargo, a diferencia de lo que ocurre en otros contextos de subducción, durante el Devónico Superior y el Carbonífero Inferior se produjo una interrupción temporal de la convergencia y la instauración transitoria de un régimen tectónico extensional. Durante esta etapa extensiva se produjo la compartimentación de la cuenca de la FPI, se formaron los depósitos de sulfuros masivos y se generó un importante volumen de rocas volcánicas y subvolcánicas, así como parte de las rocas plutónicas del extremo nororiental de la Zona Surportuguesa. Esta abundante producción magmática podrían tener su explicación, según algunos autores, en una pluma mantélica que habría afectado al suroeste de Iberia durante este período de tiempo.

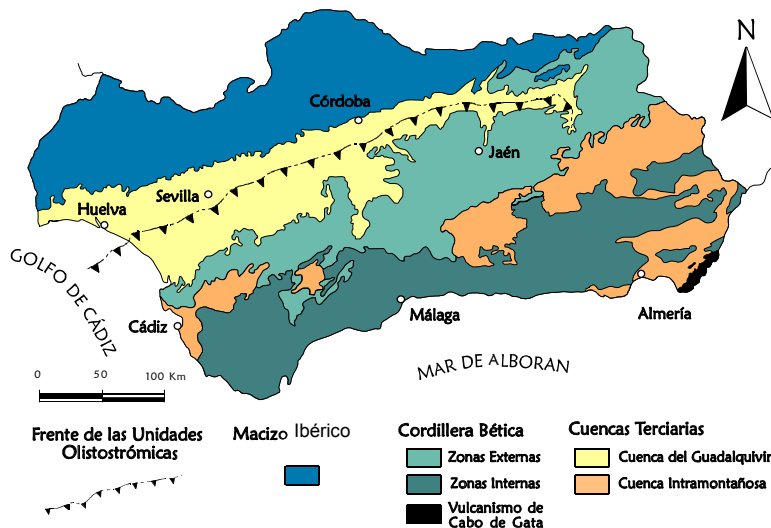
A partir del Viseense medio en el límite entre las zonas Surportuguesa y de Ossa-Morena una deformación transpresiva sinistral se mantuvo ya hasta el final del Carbonífero. La deformación se propagó hacia el suroeste por toda la Zona Surportuguesa, precedida por el *flysch* del Grupo Culm, y dio lugar a un sistema de pliegues y cabalgamientos despegados en la corteza media. En el Westfaliense superior-Estefaniense, se registran las últimas manifestaciones de la deformación varisca, en forma de un importante sistema de fallas de salto en dirección. Las características del registro de edad Autuniense (Cuenca Pérmica del Viar) apuntan ya hacia una situación postvarisca, extensional.

# Geología de la Cuenca del Guadalquivir

Eduardo Mayoral Alfaro y Manuel Abad de los Santos

## Introducción

El "Surco Bético" o Cuenca del Guadalquivir se formó a lo largo de una gran depresión alargada en dirección SO-NE, en forma de cuña, que se iba estrechando paulatinamente desde el sector de Huelva-Cádiz hasta el de Jaén. La topografía del fondo tampoco era uniforme, ya que datos sísmicos y de sondeos han permitido poner de manifiesto la existencia de una flexión importante, cuya situación era más o menos paralela al eje de la cuenca y que originó un "escalón" notable en el fondo, siendo la parte más hundida la situada en la mitad suroriental de la depresión (Fig.1).



El borde noroccidental de la cuenca estaba representado por el llamado Macizo Ibérico, con un contacto muy neto de dirección también SO-NE y constituido por materiales muy diversos ya emergidos, de edad muy antigua (abarcan casi todos los periodos de la era Paleozoica, desde 600 Ma hasta casi 250 Ma).

**Figura 1.** Encuadre geológico de la Cuenca del Guadalquivir.

El borde sur de la depresión, cuyos límites no están tan bien definidos, estaba representado por algunos materiales de la era Mesozoica (aproximadamente entre 250 y 90 Ma) pertenecientes a la Cordillera Bética. La configuración de este entorno paleogeográfico (Fig.2) es muy importante para comprender el cómo, el cuándo y el por qué se realizó la sedimentación en la cuenca. Así, el borde noroccidental permaneció siempre estable (sin movimientos tectónicos de envergadura) aportando continuamente sedimentos a la cuenca provenientes de la erosión de sus relieves, que llegaron a ser muy suaves (las formas "aplanadas" que podemos observar hoy día en la Meseta Ibérica son la continuación de este proceso). Por contra, el borde suroriental estuvo en constante elevación, con movimientos y deslizamientos frecuentes, lo cual originó un aporte mayor de sedimentos y de mayor complejidad que los primeros. Como consecuencia de esta dinámica se produjeron dos tipos claramente diferenciados de sedimentos.

Por un lado, los llamados materiales autóctonos, que son aquellos que se depositaron in situ, formados en la propia cuenca de sedimentación (los correspondientes en su mayoría al desmantelamiento de los relieves del borde noroccidental) y por otro, los llamados alóctonos o paraúctonos que se formaron en otras áreas fuera de la cuenca y que fueron emplazados dentro de ésta a consecuencia de movimientos tectónicos importantes (son los materiales que se conocen como Olistostroma y que provienen del borde suroriental, Figs.1 y 6-7).



**Figura 2.** Reconstrucción paleogeográfica idealizada para la Cuenca del Guadalquivir a partir del Neógeno superior. Tortoniano superior (arriba), Messiniense inferior y Plioceno (abajo). Modificado de Esteban et al. (1996).

neto y ligeramente erosivo, a unos 30 metros de calcarenitas y calizas, muy ricas en fauna, interpretadas como antiguos sistemas costeros y marinos de plataforma interna y media. La transición hacia la unidad superior, la denominada Formación Arcillas de Gibraleón viene dada por un nivel de limos con glauconita muy ricos en microfauna planctónica, así como en dientes de seláceos y en restos de cetáceos (vértebras y costillas). Se interpreta como un nivel de condensación marino. En el sector occidental de la provincia, al oeste del Río Odiel, la Formación Niebla se hace eminentemente siliciclástica, compuesta exclusivamente por arenas, conglomerados y limos de naturaleza deltaica y marina somera.

La *Formación Arcillas de Gibraleón*, de edad Tortoniano superior-Plioceno inferior, está formada por una serie de arcillas y margas ricas en microfauna planctónica y bentónica. Se extiende desde la frontera con Portugal hasta Escacena del Campo, Chucena, etc. Presenta una gran potencia, que se incrementa hacia el centro, sur y sureste de la cuenca. Se asocia a medios marinos profundos, localizándose su máximo batimétrico próximo al talud. Contiene, además, intercalaciones de arenas y limos que han sido interpretados como sistemas turbidíticos relacionados con descensos del nivel del mar durante el Messiniense (p.e. las "Arenas de Trigueros"). Hacia techo presenta un carácter bastante somero. La existencia de niveles muy ricos en icnofósiles ha permitido interpretar sus condiciones de sedimentación como propias de un medio confinado de baja energía. Su tránsito a la formación suprayacente

### La serie neógena autóctona

El relleno de la cuenca se inició hace algo más de 10 Ma, en el Mioceno, aflorando actualmente en superficie tan sólo los materiales correspondientes a la parte superior (de edad Tortoniano superior-Messiniense). El inicio de la sedimentación pliocena en la zona de Huelva se realizó más tarde, cuando la cuenca marina ya estaba configurada. Todos ellos se encuadrarían dentro de los llamados materiales autóctonos.

En la provincia de Huelva, y de muro hacia techo, se han definido dentro de la Cuenca del Guadalquivir, cuatro unidades litoestratigráficas. En conjunto, la potencia de estas unidades puede llegar a superar los 400 metros (Fig.3).

Una visión sencilla y a la vez completa, de estas unidades se puede obtener en los alrededores de la ciudad de Huelva, especialmente en el sector Bonares-Moguer-Huelva (ver mapa geológico de síntesis de la Fig.4). Estas unidades son:

La *Formación Niebla*, anteriormente denominada Fm. Calcarenita de Niebla, a la que se le asigna una edad Tortoniano superior. Está constituida en su base por 10-20 metros de arenas y conglomerados de origen fluvial y deltaico. Pasan hacia arriba y lateralmente, mediante un contacto

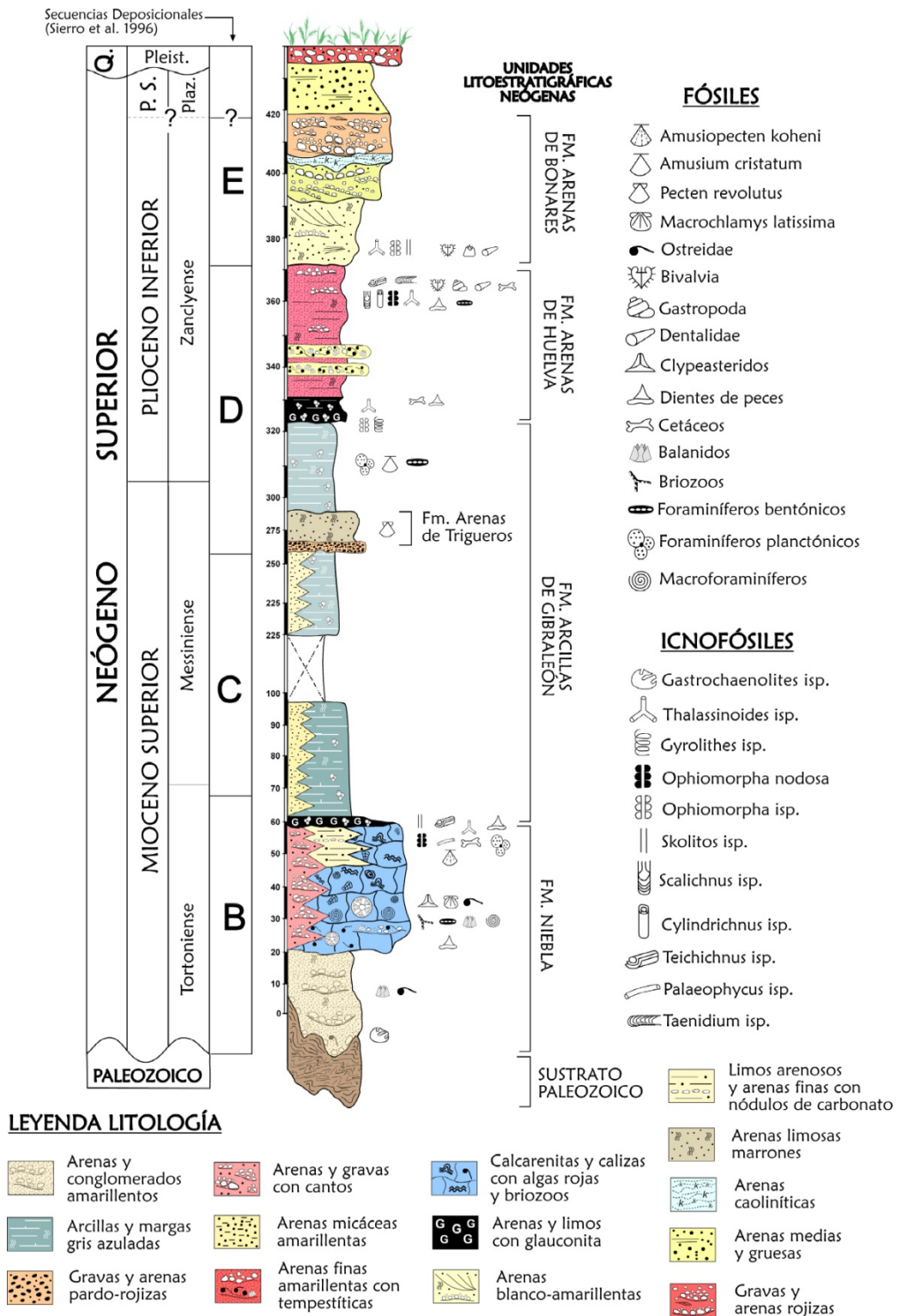
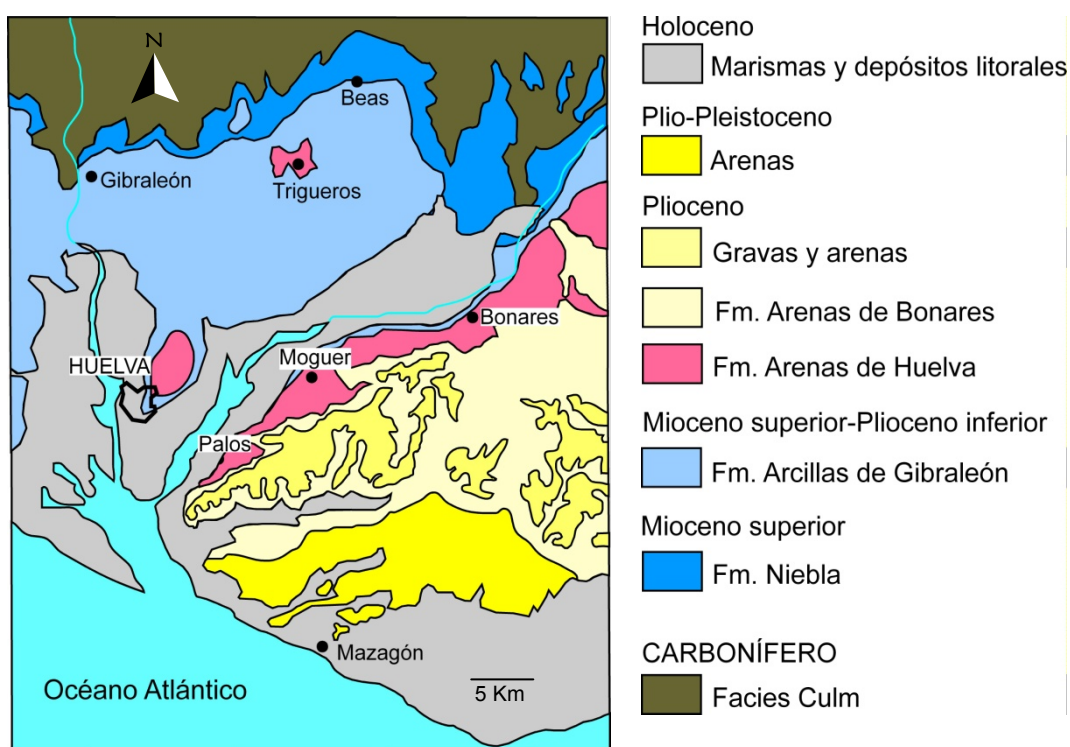


Figura 3. Columna estratigráfica regional simplificada de las principales unidades litoestratigráficas neógenas de la Cuenca del Guadalquivir en la provincia de Huelva. La potencia de las unidades es aproximada debido a su alta variabilidad según el sector considerado. La potencia del nivel condensado tortonense está exagerada para su representación. Sólo se han representado los fósiles e icnofósiles más representativos de cada unidad.

(Fm. Arenas de Huelva) se realiza, o bien de forma brusca con un contacto neto que representa una paraconformidad sedimentaria, o bien de un modo gradual, pasando de forma lateral y vertical a limos y arenas muy finos. La transición a la unidad suprayacente también está definida por un nivel condensado, de unos 3 metros de potencia, formado por limos y arenas muy ricos en glauconita, que definen la base de la Formación Arenas de Huelva.

La *Formación Arenas de Huelva*, de edad Plioceno inferior, está constituida por arenas finas y limos que alcanzan los 30 metros de potencia. Se caracteriza por presentar desde la base hasta el techo, varios niveles fosilíferos, que registran esencialmente importantes concentraciones de moluscos, que se originaron en su mayoría a partir de eventos tormentosos en un medio marino somero. Estos fósiles presentan una riqueza extraordinaria en el registro de estructuras bioerosivas (ver Ficha 25), que han permitido establecer con gran detalle las condiciones ecológicas en las que vivieron los organismos (paleoecología) y los avatares que sufrieron antes, durante y después de su muerte y posterior enterramiento en los fondos marinos (historia tafonómica).



**Figura 4.** Esquema geológico simplificado de las unidades litoestratigráficas en el entorno de Huelva.

La *Formación Arenas de Bonares* se atribuye, al menos, al Plioceno inferior alto (y superior con dudas). Presenta un contacto mediante una suave discordancia erosiva con la formación infrayacente. Está compuesta por arenas finas a muy finas en la base, progresivamente más gruesas hacia la parte alta, de colores variados, blanco-amarillentas a rojizas, con intercalaciones de pequeños niveles conglomeráticos e hiladas de cantos silíceos. Presentan estructuras sedimentarias formadas por laminaciones paralelas o suavemente inclinadas en sentidos opuestos, *ripples* de oscilación de muy pequeña escala, estructuras físicas de colapso y de escape de fluidos y/o gases; así como niveles de turba y material carbonoso dispersos en el sedimento. Todos estos materiales se depositaron en un medio marino muy somero (playas) que iba presentando cada vez una influencia más continental (fluvial).

Esta formación es rica en icnofósiles (ver Fichas 24 y 29), y localmente en macrofauna, aunque ésta suele encontrarse mal conservada. Presenta en muchos sectores (Moguer-Bonares-Lucena del Puerto) un perfil de alteración notable y de gran desarrollo, tanto lateral como verticalmente, lo que ha originado en muchos puntos, depósitos importantes de caolinita, cuyas implicaciones paleoclimáticas hablan de condiciones tropicales propias de formación de suelos lateríticos, que fueron dominantes al final del ciclo neógeno (Ficha 30).

La formación anterior está cubierta de forma discordante por arenas y gravas que se han atribuido al Plioceno superior-Pleistoceno, de potencia variable (entre 3 y 6 m), y que se denominaron como Alto Nivel Aluvial. Sin embargo, estos materiales más que constituir verdaderos depósitos de terrazas fluviales, están genéticamente relacionados con la formación infrayacente (Fm. Arenas de Bonares) y representan un cambio lateral de facies de la misma. Esta unidad tiene un origen claramente fluvial, correspondiendo a un sistema deltaico, de aguas poco profundas, con un delta cuyo frente sería poco inclinado y alimentado por un sistema fluvial tipo entrelazado (*braided*).

La unidad anterior no constituye el techo de la sedimentación neógena de la cuenca, ya que tanto datos de superficie como de sondeos indican que estos materiales se hundieron progresivamente hacia el SE, quedando recubiertos por arenas marrones y grises, de grano medio a muy grueso que son granodecrecientes hacia techo. Estas arenas fueron incluidas dentro de una “unidad eólica” y se asociaron a las dunas costeras actuales y subactuales.

Datos de subsuelo indican que llegan hasta los 150 m de potencia, aunque en superficie no afloran claramente más allá de 10-15 m. Por sus malas condiciones de afloramiento no se puede precisar claramente su medio de sedimentación, aunque se debió de tratar de un ambiente costero bastante somero. Por su posición estratigráfica, su edad se estima que puede ser Plioceno-Pleistoceno inferior, no pudiendo descartar en parte al Pleistoceno medio.

Esta última etapa corresponde con la definitiva retirada del mar de la Cuenca del Guadalquivir y la subsiguiente incisión y jerarquización de la red fluvial, que se instaló netamente durante el Pleistoceno.

La sucesión neógena define, a grandes rasgos, un ciclo transgresivo-regresivo (avance y retroceso del mar), que alcanza su máxima profundización durante el Messiniense inferior, en la parte inferior de la Fm. Arcillas de Gibrleón. En general, cada una de las formaciones y unidades descritas anteriormente presenta una buena correlación con las secuencias de depósito definidas para la Cuenca del Guadalquivir, así como con las curvas establecidas para controlar los cambios del nivel del mar (cambios eustáticos globales) durante el Neógeno.

### **Secuencias de depósito y evolución de la cuenca**

Las secuencias de depósito son parte de una sucesión estratigráfica relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados y cuya parte superior (techo) e inferior (muro) son discontinuidades (relación estratigráfica entre dos materiales superpuestos entre cuyo depósito ha mediado una interrupción sedimentaria reconocible) o continuidades correlativas (cuando no ha mediado dicha interrupción).

En la Cuenca del Guadalquivir se definieron cinco secuencias, que se solapan unas a otras y que son progresivamente más jóvenes hacia el oeste. Una reconstrucción idealizada de las mismas se puede observar en las figuras 5 a 9.

**SECUENCIA A** (Edad: Tortonense inferior-medio. Fig.5).

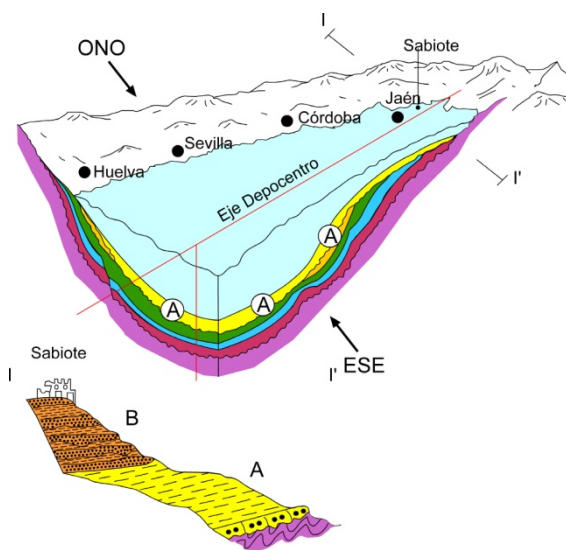
Sólo aflora en la parte oriental de la cuenca, desde Bailén hasta Iznatoraf. Comienza en el margen septentrional con depósitos marinos someros, transgresivos sobre el Paleozoico. Hacia techo pasan rápidamente a limos ricos en foraminíferos planctónicos depositados en un medio profundo y sobre ellos hay margas grises y arcillas, que ofrecen malas condiciones de afloramiento.

La calcarenita basal o sedimentos terrígenos y las margas representan lo que se llama el Cortejo de Alto Nivel del Mar (conjunto de sedimentos depositados cuando el nivel del mar está alto y caracterizado generalmente por dispositivos progradantes) y el Cortejo Transgresivo (conjunto de capas que crecen gradualmente hacia el exterior de la cuenca y que se desarrollan durante el ascenso relativo del nivel del mar). Las margas basales ricas en foraminíferos representan la sección condensada. Esta es una parte de una sección estratigráfica de materiales marinos que presenta una velocidad de sedimentación muy baja (menos de 1 cm cada 1.000 años), frecuentemente asociada a fondos endurecidos y superficies de omisión.

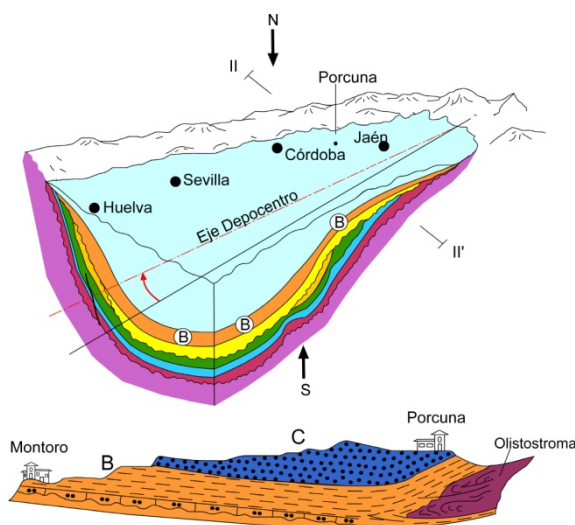
El depósito ocurrió probablemente durante la elevación global del nivel del mar conocida como Ciclo 3.1.

**SECUENCIA B** (Edad: Tortonense medio-superior. Fig.6).

Bien representada en toda la cuenca. Entre el depósito de las Secuencias A y B tuvo lugar un cambio paleogeográfico importante, ya que la Cuenca Antepaís Bética sufrió una rotación dextral. Esto causó un desplazamiento de los depocentros (áreas o lugares de una cuenca sedimentaria en los que una unidad estratigráfica concreta alcanza el máximo espesor) hacia el NO (Fig.6), lo que facilitó la progresión de nuevas secuencias de depósito directamente sobre las rocas del Paleozoico y Mesozoico en las regiones centrales y occidentales de la cuenca.



**Figura 5.** Reconstrucción idealizada de la Cuenca del Guadalquivir para la Secuencia de depósito A, y corte geológico I-I' en el transecto de Sabiote (basado en Sierro et al., 1996).



**Figura 6.** Reconstrucción idealizada de la Cuenca del Guadalquivir para la Secuencia de depósito B, y corte geológico II-II' en el transecto de Montoro-Porcuna (basado en Sierro et al., 1996).

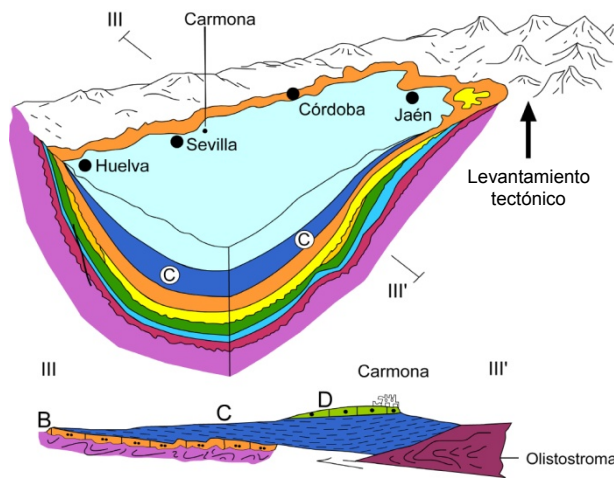


Esta rotación podría estar relacionada con un cambio en la dirección principal de la compresión tectónica desde el ONO-ESE (durante el Mioceno inferior-medio) a la N-S durante el Mioceno superior. Probablemente una rotación simétrica pudo ocurrir en el África septentrional (Cuenca de Antepaís Sur-Rifeña, Marruecos).

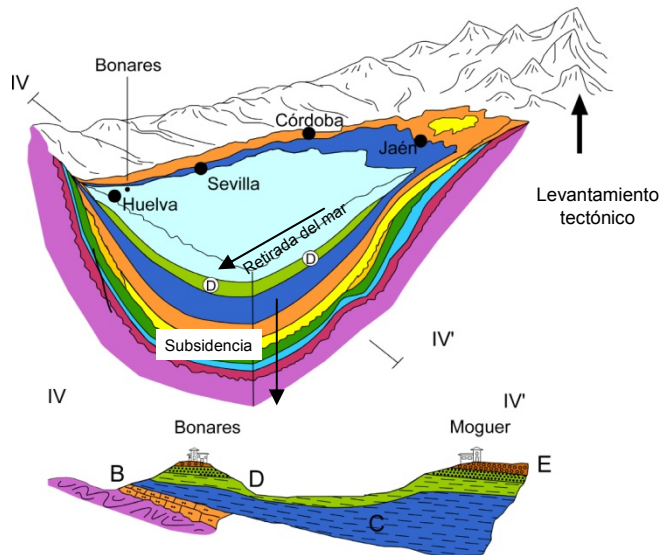
En la parte oriental de la cuenca la Secuencia B comienza con una sedimentación turbidítica (Cortejo de Bajo Nivel del Mar), probablemente relacionada con el llamado Ciclo 3.2, descansando sobre las margas profundas de Sabiote. No obstante en las partes centrales y occidentales, estos depósitos no aparecen en superficie y la base de la secuencia se define entonces por los depósitos transgresivos costeros que aparecen sobre las rocas pre-neógenas de los márgenes.

El Cortejo Transgresivo está representado por una unidad calcarenítica y el Cortejo de Alto Nivel del Mar por las margas gris azuladas, mientras que los limos glauconíticos y pelágicos corresponden a la sección condensada. La edad de este nivel glauconítico es muy próxima a los 7 Ma, lo que coincide notablemente con la sección condensada global del Ciclo 3.2.

**SECUENCIA C** (Edad: Tortoniense superior.-Messiniense inferior. Fig. 7)

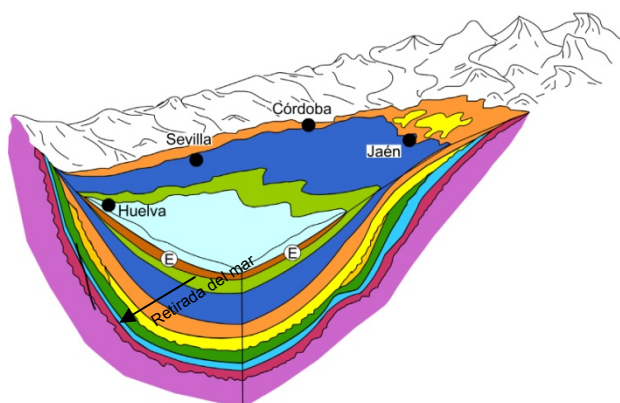


**Figura 7.** Reconstrucción idealizada de la Cuenca del Guadalquivir para la Secuencia de depósito C, y corte geológico III-III' en el transecto de Carmona (basado en Sierro et al., 1996).

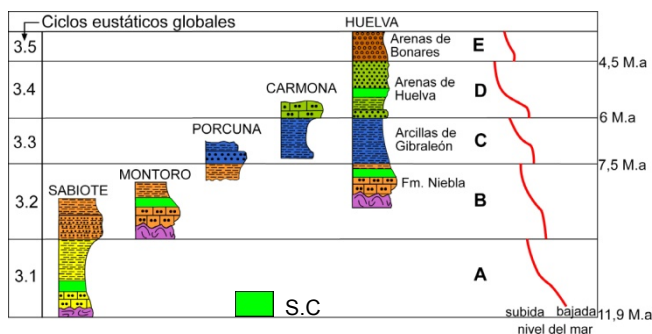


**Figura 8.** Reconstrucción idealizada de la Cuenca del Guadalquivir para la Secuencia deposicional D, y corte geológico IV-IV' en el transecto de Bonares-Moguer (basado en Sierro et al., 1996).

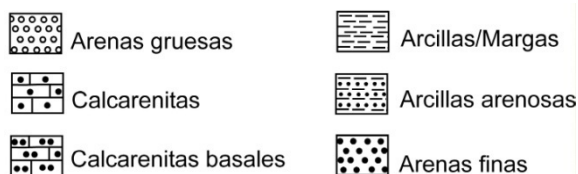
Comprende la Unidad de Areniscas de Porcuna que forma la base de la secuencia, constituyendo el Cortejo de Bajo Nivel del Mar. Por encima se encuentran las margas azules del Messiniense inferior de Carmona que representan el Cortejo de Alto Nivel del Mar y el Cortejo Transgresivo. Los materiales de esta secuencia afloran en el extremo septentrional (partes centrales y occidentales) y en el eje (parte central) de la cuenca. Se estima una edad de 6.6 Ma para los primeros sedimentos turbidíticos en la región de Bujalance-Porcuna, lo que lleva a correlacionarlo con el siguiente ciclo de cambios del nivel del mar (Ciclo 3.3, Fig.10). Unidades turbidíticas de la misma edad han sido descritas en diferentes lugares de la Cuenca del Guadalquivir y Golfo de Cádiz.



**Figura 9.** Reconstrucción idealizada de la Cuenca del Guadalquivir para la Secuencia de depósito E. (Basado en Sierro et al., 1996).



**Figura 10.** Correlación de las Secuencias de depósito y los ciclos eustáticos globales. S.C: sección condensada (Basado en Sierro et al., 1996). Abajo: leyenda empleada en los cortes geológicos.



**SECUENCIA E** (Edad: Plioceno inferior. Fig.9)

Aflora en la parte occidental de la cuenca. Está representado por las Arenas de Bonares. La base de la secuencia es una ligera discordancia detectada por estudios paleontológicos, probablemente relacionada con una caída del nivel del mar lo que causaría la erosión de la secuencia infrayacente (sobre todo en la parte oriental). Ésta es la última secuencia marina en la región, aunque algunos sedimentos marinos más jóvenes afloran en algunas localidades de la provincia de Cádiz.

Una correlación entre las Secuencias y los cambios del nivel del mar se muestra en la figura 10.

**SECUENCIA D** (Edad: Messiniense superior-Plioceno inferior. Fig.8)

Formada por las Calcarenitas de Carmona, parte superior de las Arcillas de Gibraleón y las Arenas de Huelva.

El límite inferior coincide con una caída relativa del nivel del mar responsable del depósito de las Calcarenitas de Carmona. La edad de este acontecimiento coincide estrechamente con la que se propuso para el límite de los Ciclos globales 3.3 y 3.4. En la región axial, la sedimentación de arcillas parece ser continua a lo largo de este límite. Estas arcillas pasan hacia techo y de forma progresiva hacia el O a las Arenas de Huelva.

El tránsito entre las arcillas y las arenas es cada vez más joven hacia el oeste.

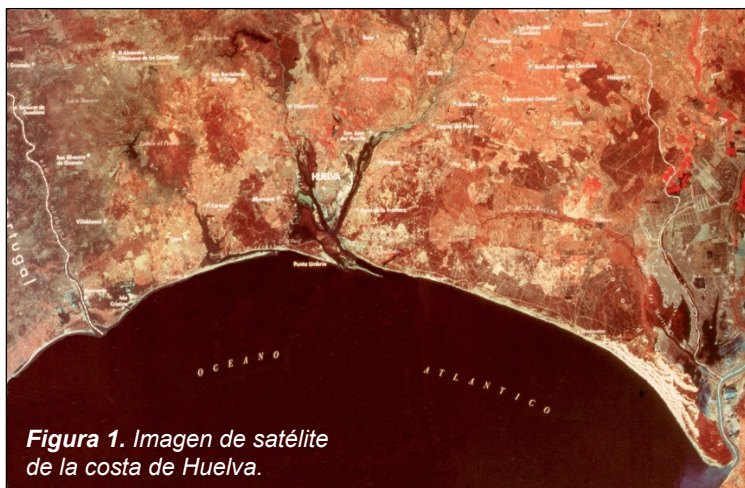
En la provincia de Huelva y aproximadamente en el contacto entre ambas unidades aparece un interesante nivel de glauconita. Podría interpretarse como la sección condensada formada durante el máximo de la transgresión del Messiniense superior o Plioceno inferior (Ciclo 3.4). No obstante, en este caso, el aumento relativo del nivel del mar sería más bajo que la tasa de sedimentación, lo que causa la generación de una secuencia regresiva dentro del contexto de una elevación global del nivel del mar.

## El litoral de Huelva: fisiografía y dinámica

Juan Antonio Morales y José Borrego Flores

### Introducción

El litoral de Huelva conforma el sector costero del SW de la Península Ibérica que se extiende desde la desembocadura del Guadiana, en la frontera con Portugal, hasta la desembocadura del Guadalquivir (Fig.1). Desde el punto de vista fisiográfico la costa de Huelva puede considerarse una costa baja y arenosa, aunque podría dividirse en diferentes sectores de acuerdo con su configuración topográfica y la distribución de medios sedimentarios. Con este criterio pueden distinguirse sectores en forma de largas playas desarrolladas al frente de antiguos sistemas de islas barrera y sectores de playas adosadas en la base de un sistema de paleo-acantilados cuaternarios.



Esta configuración lineal de la costa se rompe en las desembocaduras fluviales, donde se establecen importantes sistemas deltaicos (Guadiana y Guadalquivir) o estuarinos (Piedras, Tinto y Odiel) que se encuentran protegidos de la acción directa del oleaje y en cuyo interior domina la sedimentación mareal de tipo fangoso.

Como ocurre en todos los ambientes costeros, éstos se caracterizan por la rapidez en la evolución de los procesos y su eventual buen registro, que ha sido objeto de numerosos trabajos sedimentológicos y geomorfológicos desde la década de los 80.

La configuración costera actual es el resultado de la actuación del régimen hidrodinámico costero que modela esta costa desde la última transgresión postglacial y, que se ha visto modificada en tiempos más recientes por la acción humana. Actualmente la costa está afectada por un régimen mesomareal con un rango de la marea medio de 2.2 m, en las mareas vivas el rango máximo alcanza 3.7 m y en las mareas muertas el mínimo es 0.7 m. Sobre los sistemas abiertos de la costa actúa un oleaje con una altura significativa media de 0.7 m y una longitud de onda media de casi 40 m. Dominan las olas procedentes del SO, lo que da lugar a una deriva litoral que transporta sedimento de oeste a este, y que es responsable de la construcción de las playas y las formas arenosas situadas frente a las desembocaduras fluviales. Los ríos que desembocan en esta costa poseen un caudal muy irregular, existiendo una importante variación estacional sumada a una acusada irregularidad interanual.

Así pues, de acuerdo con los parámetros hidrodinámicos que actúan sobre el litoral, se trata de una costa de energía mixta dominada por la acción de las mareas (Fig.2), aunque desde el punto de vista morfológico existe un aparente dominio del oleaje. Esta contradicción se debe a las particularidades de la historia sedimentaria del sistema costero a lo largo del Holoceno.

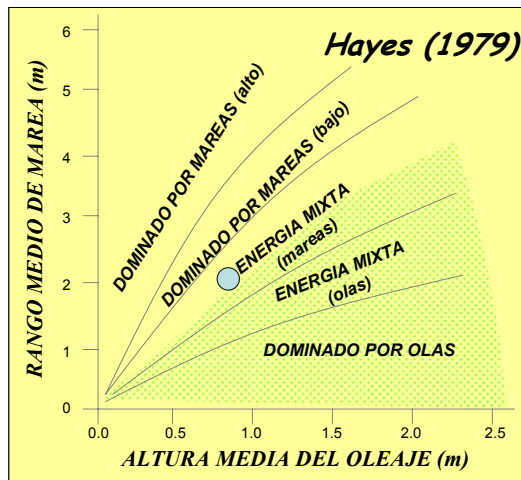


Figura 2. Clasificación hidrodinámica de la costa de Huelva.

**Evolución histórica de la costa**

El punto de partida de la evolución reciente de esta costa se inició hace unos 11.000 años cuando el nivel del mar comenzó a elevarse a causa de la Transgresión Flandriense. A lo largo de este ascenso progresivo de más de 100 metros, los cursos bajos de los sistemas fluviales fueron invadidos por el mar y en ellos tuvo lugar una sedimentación compuesta por la alternancia de cuerpos de acreción estuarina de arenas y fangos, con una clara influencia marina demostrada por sus asociaciones biológicas. Dicha fase transgresiva concluyó hace entre 6.000-5.500 años, cuando el índice de subida disminuyó drásticamente hasta alcanzar el nivel actual. En ese momento la costa quedaría configurada como una costa irregular con grandes bahías en forma de embudo en las desembocaduras fluviales y cabos en los interfluvios (Fig.3).

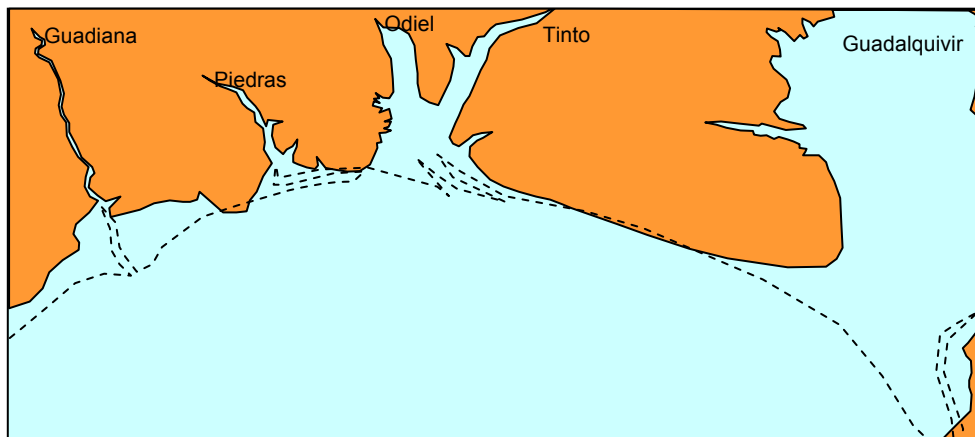
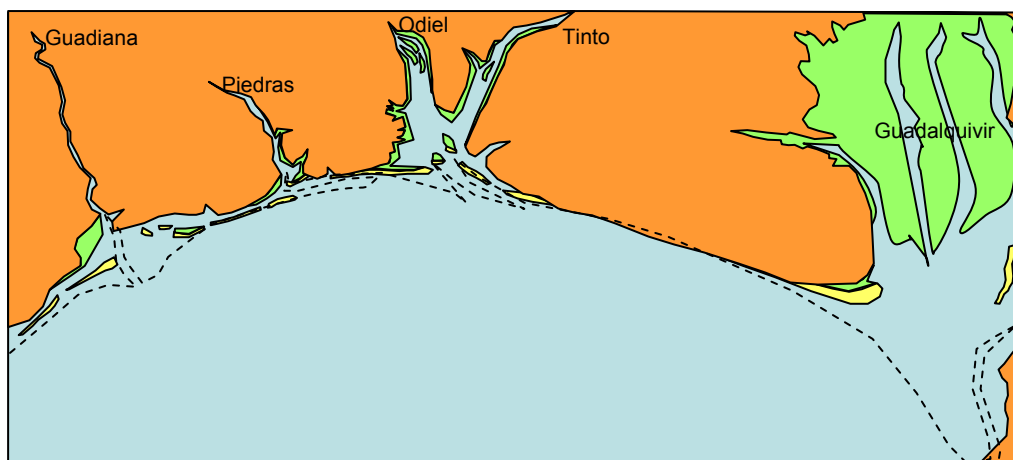


Figura 3. Paleogeografía de la costa hace 5.500 años.

Desde esta estabilización del nivel del mar, el litoral onubense ha tendido a la regularización. En primer lugar tuvo lugar la erosión de los salientes originando la formación de acantilados y amplias plataformas de abrasión suavemente inclinadas hacia el mar.

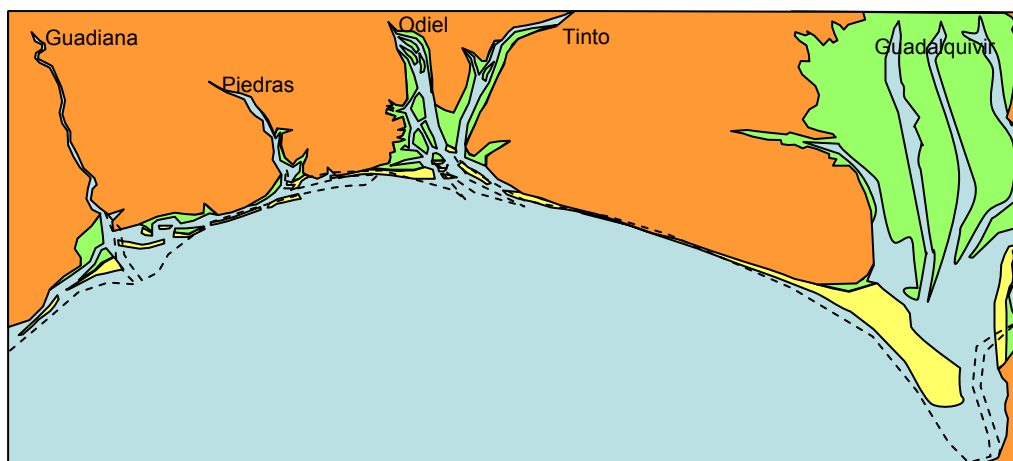
En una segunda fase, la llegada de arena procedente de la erosión de estos acantilados y del aporte fluvial dio lugar a la generación de sistemas de islas barrera y playas adosadas a los frentes acantilados y al comienzo de la colmatación sedimentaria de los estuarios, generando barreras arenosas en sus bocananas y cuerpos de acreción estuarina submareales en su parte interna (Fig.4).



**Figura 4.** Paleogeografía de la costa hace 3.000 años.

En un primer momento, el carácter abierto de los estuarios permitió que enormes volúmenes de agua entrando y saliendo de los mismos generaran fuertes corrientes mareales, por lo que en su interior se generaron barras mareales longitudinales en forma de huso, marcando una etapa de relleno con dominio mareal.

Posteriormente, con una mayor colmatación de los estuarios, las corrientes mareales fueron disminuyendo, permitiendo el desarrollo de las formas arenosas que cierran sus bocanetas. De esta forma se pasa a una fase posterior en la que los estuarios se van relleno con cuerpos intermareales separados por canales anastomosados (Fig.5).



**Figura 5.** Paleogeografía de la costa hace 500 años.

En los últimos 500 años los sistemas costeros han tendido al relleno total. En el interior de los estuarios, los cuerpos intermareales han sido colonizados por la vegetación constituyendo grandes extensiones de marisma. Al mismo tiempo los estuarios han alcanzado su mayor grado de canalización. En las zonas de costa lineal configurada por sistemas de islas barrera (zona situada entre la desembocadura del Piedras y la del Guadiana) la colmatación de las lagunas costeras situadas tras las barreras ha contribuido también a su transformación en marismas, la falta de drenaje mareal de estas áreas ha hecho que muchos de los canales que separaban las islas barrera se hayan cerrado, transformando las islas barrera en flechas arenosas. Es el caso de los caños de La Tuta, El Palo y Arenillas.

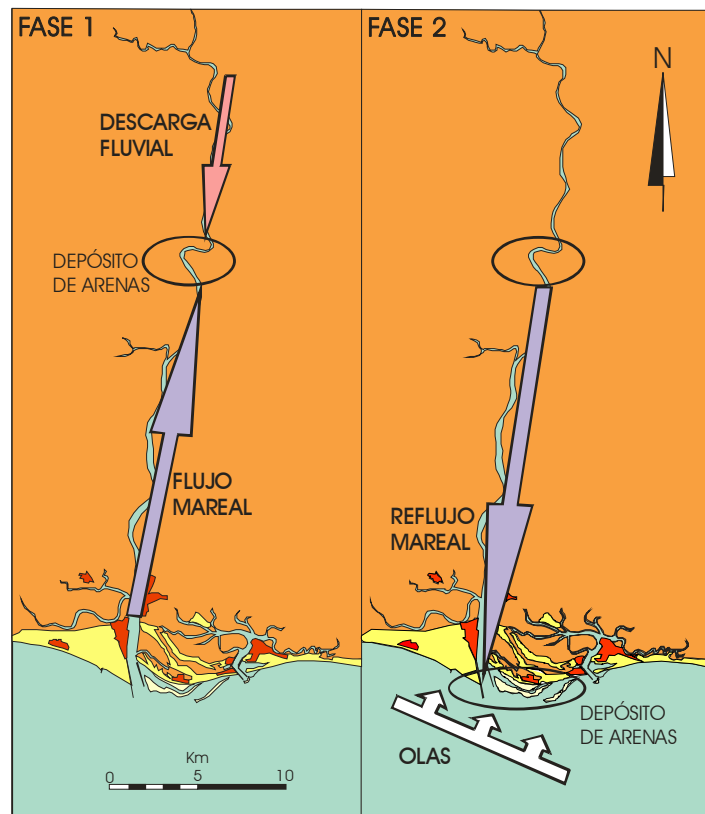
Con el relleno de los sistemas mareales, la sedimentación se ha trasladado hacia el exterior de los mismos, así la línea de costa se ha ido desplazando hacia el mar frente a las desembocaduras fluviales en un proceso conocido como progradación costera. En esta última fase del proceso el oleaje ha jugado un papel más importante que las mareas, siendo el responsable del transporte y la sedimentación de la arena a lo largo de la costa abierta, quedando la acción de las mareas restringida a las zonas interiores más canalizadas.

Todo el proceso de evolución descrito ha tenido un carácter continuo y progresivo, aunque ha sido interrumpido al menos en 14 ocasiones por eventos puntuales de alta energía como son los tsunamis. Cada uno de estos eventos ha supuesto el desmantelamiento total o parcial de las formas de cierre de los sistemas, generando una nueva morfología de la costa y suponiendo un punto de partida para una nueva fase de evolución costera.

### *Dinámica sedimentaria natural*

Actualmente la dinámica sedimentaria de la costa de Huelva se puede concebir como una “lucha” entre la fuerza de las corrientes mareales contra la acción de las olas procedentes de mar abierto.

- En el interior de los estuarios no actúan las olas y es la marea la encargada del movimiento neto del sedimento (Fig.6). En una primera fase, el sedimento arenoso aportado por los ríos es depositado en la zona alta de los estuarios al confluir la corriente fluvial con la marea. A partir de este punto, la corriente de refluo mareal (vaciante) retoma una parte del sedimento del fondo de los canales y la transporta hacia la boca del estuario, donde se mezcla con la arena marina introducida por la corriente de flujo (llenante). Todo este transporte tiene lugar a través de la zona más profunda de los canales, mientras que en los sectores más someros tiene lugar una sedimentación activa de los fangos transportados en suspensión y de los floculados.

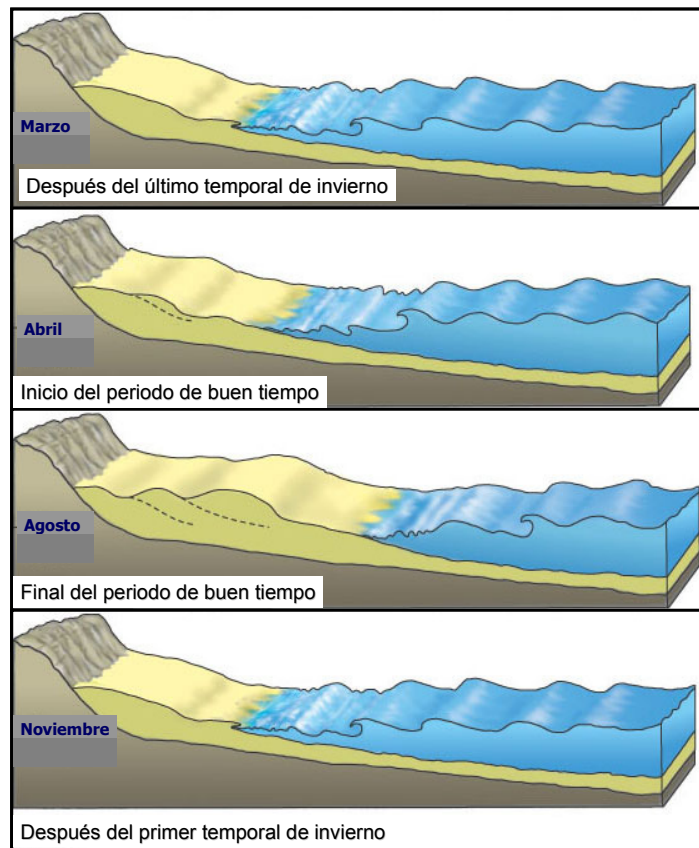


**Figura 6.** Fases en el transporte de sedimento en el interior de un estuario. Ejemplo del estuario del Río Guadiana.

-En las desembocaduras de los estuarios la corriente de marea tiende a construir cuerpos de arena perpendiculares a la costa, mientras que el oleaje retrabaja esta arena intentando construir barras paralelas a la costa que migran hacia tierra. El resultado es la formación de amplios deltas de marea que cierran parcialmente las bocas de los estuarios. Los deltas de marea consisten en: a) amplias plataformas arenosas intermareales donde actúan conjuntamente las mareas y el oleaje y b) extensos lóbulos frontales submareales con forma de media luna dominados por la corriente de refluo mareal. Actualmente el mejor ejemplo de estos deltas se sitúa frente a la Flecha de Nueva Umbría en la desembocadura del Piedras.

- En las zonas de costa abierta la acción del oleaje es exclusiva, ya que las corrientes mareales son allí muy débiles. En este caso la sedimentación consiste en el adosamiento de barras arenosas lineales durante los meses de buen tiempo, mientras que durante los meses de invierno, las tormentas erosionan estas barras (Fig.7).

El balance anual entre los periodos constructivo y erosivo puede ser positivo o negativo dependiendo de la orientación de la costa y de su pendiente original, de esta forma, las zonas de menor pendiente suelen ser netamente acumulativas, mientras que las de más pendientes son erosivas. Otro efecto importante de la actuación del oleaje sobre las playas lineales es el transporte de arenas longitudinalmente a la costa, esta componente de transporte es conocida como deriva litoral y su origen se encuentra en la llegada de los trenes de olas principales desde el SO en forma oblicua a la costa. Esta componente de deriva es la responsable del crecimiento desde el oeste hacia el este de las principales flechas litorales.

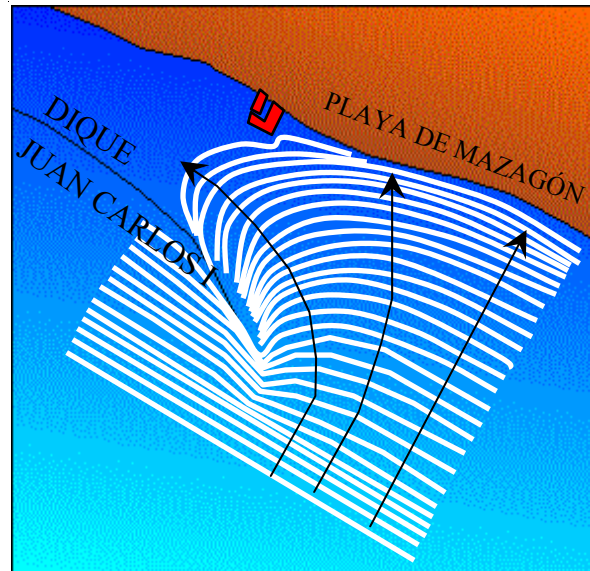


**Figura 7.** Evolución cíclica de una playa debido a las variaciones estacionales del oleaje.

### Actuación del hombre sobre la costa

A lo largo del siglo XX, la actividad portuaria en la costa de Huelva, situada en el interior de los estuarios, se ha ido transformando desde basarse únicamente en la pesca artesanal a tener una fuerte influencia industrial. La activa dinámica y la alta movilidad de la arena en las bocananas de estos estuarios ha motivado que en las últimas décadas se haya ejecutado un gran número de obras de estabilización de los canales del estuario que son utilizados como acceso portuario. De esta forma, desde 1970 se han construido los espigones de Vila Real de Santo Antonio (Portugal), Punta de las Cañas (Ayamonte), Punta del Moral (Ayamonte), Punta del Caimán (Isla Cristina), Punta Umbría y Juan Carlos I (Huelva).

La construcción de estos espigones ha tenido como consecuencia la modificación de la orientación de los trenes de olas que se aproximan a la costa al refractar sobre su extremo rocoso. De esta forma, a levante de los espigones la llegada de las olas ha comenzado a producirse desde el SE invirtiendo el sentido de transporte de arena a lo largo de la costa por deriva litoral (Fig.8).



**Figura 8.** Refracción del oleaje sobre el Espigón Juan Carlos I. En blanco se dibuja la cresta de una de cada 10 olas. Las flechas negras indican la dirección de aproximación. Se observa cómo el oleaje inicialmente procedente del SO se curva y llega a la costa desde el SE.

En estas condiciones, se genera a levante de cada espigón una zona de divergencia del sentido de la deriva litoral, que convierte a la playa en la que se produce en una playa de alta pendiente y, por tanto, erosiva. Es el caso de las playas de Isla Canela, Islantilla y zona E de Mazagón. Al mismo tiempo, la zona que queda a poniente del espigón y la zona que queda al abrigo del mismo, se convertirán en zonas altamente acumulativas, como ocurre en la Punta de las Cañas, Punta del Moral, Punta del Caimán, Punta Umbría (Fig.9), Playa del Espigón Juan Carlos I y Playa del Puerto deportivo de Mazagón.



**Figura 9.** Panorámica de la Playa de Punta Umbría, que acumula arena en la cara oeste del espigón.



Sin embargo, no toda la erosión costera es atribuible a la construcción de los espigones. Una parte está generada por el déficit de arena aportada por los ríos, que está teniendo lugar debido al intenso represamiento de los mismos desde la década de los 60. Uno de los principales aportes de arena a nuestra costa ha sido el Guadiana, en el cual se han construido 45 embalses. El último, la Presa de Alqueva en Portugal, por su situación en el tramo bajo del cauce principal, ha cortado totalmente la entrada de sedimentos fluviales a la costa. La magnitud de este fuerte impacto aún no se conoce.

Finalmente, otra de las actividades humanas que ha modificado la dinámica natural ha sido la construcción de salinas y piscifactorías en los estuarios. Además del impacto biológico causado al reducir las áreas mareales de cría de algunas especies marinas, el cierre de estas superficies ha reducido drásticamente el volumen de agua que circula por los estuarios, disminuyendo así la velocidad de las corrientes y contribuyendo a la pérdida de calado en sus bocanas. Un claro ejemplo de ello es la desembocadura del Piedras, donde el escaso calado está obligando a las embarcaciones a salir del estuario en los momentos de pleamar.

# GEOLOGÍA APLICADA



## Recursos minerales

Gabriel Ruiz de Almodóvar Sel y Rafael Pérez López

### Introducción

Los recursos minerales forman parte de los recursos naturales no renovables, y por ellos entendemos a todos aquellos materiales geológicos que tienen interés económico como materias primas. Los recursos minerales, en sentido lato, se pueden clasificar en varios grupos en función de sus usos y de sus características. Así, se pueden subdividir en los siguientes grandes grupos: minerales metálicos o menas, minerales y rocas industriales y combustibles fósiles. Los recursos de minerales metálicos o menas, agrupan a las mineralizaciones que se explotan para la obtención de elementos metálicos, normalmente, mediante un proceso metalúrgico complejo. Los minerales y rocas industriales engloban a los materiales terrestres, de interés económico y que se utilizan tal cual por la industria, o bien requieren un tratamiento relativamente simple. Los combustibles fósiles constituyen la mayor parte de los recursos geológicos energéticos e incluyen al petróleo, gas natural y carbón. La clasificación de los recursos minerales dentro de los dos primeros grandes grupos, a veces, no es simple, ya que existen sustancias minerales que se utilizan como menas y minerales industriales. Por ejemplo los sulfuros polimetálicos se explotan para la obtención de concentrados de cobre, zinc y plomo, además de para la obtención de ácido sulfúrico. Otro ejemplo más claro aún es el de la magnetita, que es una mena de hierro, pero también se utiliza como mineral industrial para la obtención de medios densos. También el petróleo y el carbón tienen usos industriales, además de energéticos.

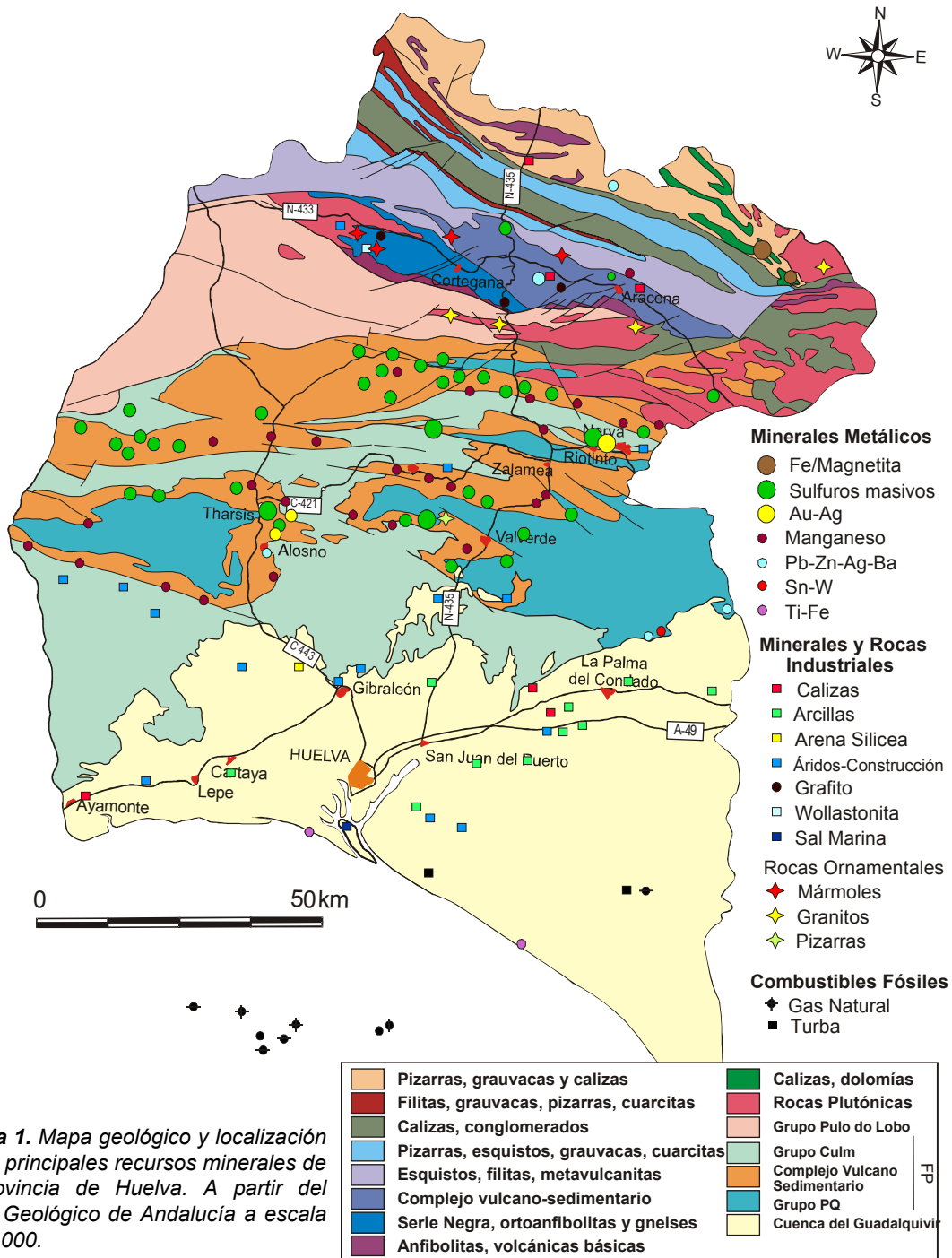
Por tanto en la descripción de los recursos minerales de la provincia de Huelva, dentro del grupo de recursos minerales metálicos se incluyen tanto a las menas como a los minerales industriales metálicos, en el grupo de minerales y rocas industriales se tratan los minerales industriales no metálicos y las rocas industriales, incluyendo las rocas ornamentales.

La provincia de Huelva encierra una gran diversidad de recursos minerales y una gran tradición en su explotación, habiendo sido la industria minera uno de sus principales pilares económicos a lo largo de su historia. Aunque la mayor importancia de la actividad minera, ha estado y está centrada en la minería metálica, también dispone de recursos de minerales y rocas industriales, e incluso de combustibles fósiles (Fig.1).

### Recursos de minerales metálicos

Los recursos de minerales metálicos son los que le han dado la tradición minera a la provincia de Huelva, sobre todo debido a las importantes reservas de pirita y sulfuros polimetálicos que encierra la denominada Faja Pirítica Ibérica (ver capítulo de la zona Surportuguesa). En la provincia de Huelva existen recursos que han tenido o tienen interés para los siguientes tipos de yacimientos minerales y sustancias: a) sulfuros masivos y polimetálicos para Cu, Zn, Pb, Ag, Au y pirita; b) *skarn* de magnetita para Fe, Cu y magnetita (ver ficha nº 10, Minas de Cala); c) monteras de oxidación o *gossan* para Au y Ag; d) mineralizaciones estratiformes de manganeso para Mn; e) sulfuros de plomo y zinc asociados a barita, para Zn, Pb, Ag y barita; f) otras mineralizaciones para Cu, Sb, Sn, W y Ti.

Las evidencias más antiguas de actividad metalúrgica en suroeste de Europa se encuentran en Huelva, en concreto aparecieron en excavaciones arqueológicas en las proximidades de Tharsis, caso del poblado minero metalúrgico de La Joya que data de unos 3.000 años antes de nuestra era.



**Figura 1.** Mapa geológico y localización de los principales recursos minerales de la provincia de Huelva. A partir del Mapa Geológico de Andalucía a escala 1:400.000.

Desde esa temprana época se conoce la explotación de recursos minerales en la región, que ha continuado hasta nuestros días con periodos más menos largos de escasa o nula actividad, y otros de intensa actividad.

La mayor parte de esta actividad minera se ha centrado en la denominada Faja Pirítica Ibérica, que encierra una concentración excepcional de pirita y de sulfuros polimetálicos, que originalmente se ha estimado en más de 2000 Mt, lo cual representa, una de las mayores, si no la mayor concentración conocida de sulfuros metálicos en la corteza terrestre.

Este enorme volumen de sulfuros se distribuye entre un gran número de depósitos de diverso tamaño, entre los que destacan en la provincia de Huelva varios yacimientos de tamaño supergigante, con más de 100 Mt, como los de Riotinto, Tharsis, Sotiel-Migollas y La Zarza, además del depósito oculto no explotado de Masa Valverde, en las proximidad de Valverde del Camino. Siendo el yacimiento de Minas de Riotinto, con reservas originales de más de 500 Mt, el mayor del mundo entre los de su tipo.

La actividad minera en la provincia de Huelva ha tenido tres periodos de gran florecimiento que coinciden con el nacimiento de la civilización Tartésica y el auge del comercio Fenicio en el Bronce final (siglos XII a IX a.C.), la ocupación romana desde el siglo III a.C. al II d.C., y la revolución industrial de final del siglo XIX y primera mitad del XX. En las primeras etapas de actividad minera el interés se centraba en el cobre y, especialmente, en la plata a partir de las zonas de alteración superficial, donde se concentraban estos elementos, y su tratamiento metalúrgico era más simple.

La época romana comportó un gran desarrollo de la minería, que hizo posible una explotación a escala industrial de los yacimientos. Con la caída del Imperio la actividad minera cayó en una progresiva decadencia, hasta casi su abandono, desde el siglo V al XVI. En este amplio intervalo de tiempo la principal actividad se reducía a la recolección de caparrosa (sulfato de hierro) y alumbre de los arroyos y ríos, como el Tinto, cuyas aguas drenaban zonas mineralizadas y escombreras mineras.



**Figura 2.** Vista aérea de parte de las explotaciones de Riotinto en 1964. En primer término Corta Atalaya, una de las grandes cortas que comenzaron a desarrollarse a final del siglo XIX, al igual que la corta de Filón Sur, en la parte superior de la foto. El denominado Cerro Colorado, que puede verse en la esquina superior izquierda y que se identifica por el color rojizo de los óxidos de hierro, constituía el mayor afloramiento de gossan de la Faja Pirítica. En la fecha de la foto todavía no había comenzado su explotación, que se dio por finalizada en 2002 (comparar con figura 3). Foto cedida por el Archivo de la Fundación Minas de Riotinto.

El redescubrimiento de las minas en la segunda mitad del siglo XVI fue motivado por la gran reactivación que tuvo la minería española en esa época. Así, se reanudó, no con ciertas dificultades y vicisitudes, la actividad minera en Huelva, dirigida al cobre.

A mediados del siglo XIX se produjo un nuevo impulso con el fuerte crecimiento de la industria química y sus necesidades de ácido sulfúrico. Lo cual supuso el desarrollo de las grandes cortas a cielo abierto (Fig.2), para la extracción de pirita y sulfuros polimetálicos masivos, destinados a la fabricación de ácido sulfúrico y al beneficio de los metales Cu, Zn y Pb. A principios del siglo XX el distrito de la Faja Pirítica española era el principal productor mundial de piritas y su producción anual suponía del orden del 55 % de la producción mundial.

En los años treinta, del siglo XX, se vuelven a beneficiar los metales preciosos, que no se obtenían desde el tiempo de los romanos, con el inicio del tratamiento de las monteras de oxidación. Pero es a partir 1970, cuando se generaliza esta producción, que perduró durante unos treinta años, hasta su agotamiento. Siendo sus principales depósitos los de Cerro Colorado en Riotinto (Figs.2 y 3), y Filón Sur en Tharsis.

Paralelamente, la investigación se dirigió hacia la búsqueda de yacimientos ocultos en zonas habitualmente no exploradas y a la mejora de los métodos metalúrgicos en el tratamiento de los sulfuros polimetálicos y de los sulfuros con metales preciosos.

A pesar de su larga e intensa explotación, la Faja Pirítica Ibérica sigue siendo una de las principales reservas de metales base y preciosos en España y Europa. También, cabe resaltar la existencia de interesantes proyectos como son la preparación para explotación del



**Figura 3.** Vista aérea actual de la corta de Cerro Colorado y de parte de las instalaciones de las minas de Riotinto. En la imagen se observa como el Cerro Colorado (ver figura 2), está totalmente explotado, y unidas las antiguas cortas de Filón Sur y Filón Norte, constituyendo una de las mayores, si no la mayor explotación a cielo abierto de la provincia de Huelva. En ella, además del gossan para obtención de Au y Ag, se explotó extensamente la mineralización de "stockwork" para Cu, de la que todavía existen importantes reservas. Foto cedida por E. Romero.

yacimiento de sulfuros polimetálicos de Aguas Teñidas (Huelva), y otros prometedores proyectos en relación con la extracción de oro de mineralizaciones primarias.

Dentro de la Faja Pirítica también se encuentran mineralizaciones de manganeso que tuvieron gran importancia en el pasado. Comenzaron a explotarse a mediados del siglo XIX y la última mina en explotación fue la de Soloviejo que suspendió sus actividades a finales del siglo XX (ver ficha nº 17). Se conocen más de 100 mineralizaciones constituidas por rodonita y rodocrosita, junto con pirolusita y otros oxi-hidróxidos de Mn, que aparecen asociadas a niveles de jaspes. Tuvieron gran importancia económica hacia final del siglo XIX, en el que, aunque de forma efímera, fueron el principal productor mundial de manganeso.

Mineralizaciones similares a las de la Faja Pirítica, aunque intensamente deformadas y metamorfozadas, son las de la Mina M<sup>ª</sup> Luisa en La Nava, al N de la provincia de Huelva y en terrenos atribuidos al Cámbrico de la Zona de Ossa Morena. Se trata de sulfuros exhalativos que se explotaron para Cu y Zn en diversas épocas, hasta que a principios de los 80 cerró la mina definitivamente. En un contexto geológico similar, se encuentran las mineralizaciones de Zn-Pb(Ag)-barita de la zona de Fuenteheridos y Castaño de Robledo, asociadas a mármoles y vulcanitas. Aunque se habían explotado en la antigüedad, hacia final de los ochenta se planteó la explotación de las zonas de alteración meteórica, con altos contenidos en plata, llegando a aprobarse su plan de viabilidad. Finalmente no se llevó a cabo por cuestiones ambientales.

También dentro de la Zona de Ossa-Morena se encuentran mineralizaciones de magnetita formadas por metasomatismo de rocas carbonatadas en la proximidad de intrusiones magmáticas. El depósito más importante es el de la Mina de Cala (ver ficha nº 10), que forma parte de la denominada provincia de hierro del suroeste ibérico, que ocupa una banda desde el N de la provincia de Sevilla hasta Portugal.

Otras mineralizaciones metálicas de tipo filoniano están distribuidas en diversos materiales del Paleozoico de la provincia, destacándose las de Sn-Cu de la Palma del Condado, de Sb de la mina Nerón en el Cerro de Andévalo, Pb(Ag) de la mina Aurora en Alonso y Cu-Ni de la mina San Casiano, entre otras, que fueron objeto de explotación en el pasado, aunque todavía tienen un interés potencial.

Por último también es destacable entre los recursos de minerales metálicos las concentraciones de ilmenita que se dan en las arenas de playa de toda la costa onubense. La ilmenita, óxido de hierro y titanio, se utiliza como mineral industrial, especialmente como pigmento en la fabricación de pinturas especiales, y también como mena, para la extracción del titanio. Las principales mineralizaciones de ilmenita, se encuentran en la zona costera entre Mazagón y Matalascañas y han sido explotadas de forma muy puntual hasta 1966.

### **Recursos de minerales no metálicos y rocas industriales**

Los minerales no metálicos de interés industrial en la provincia de Huelva son muy variados, aunque, en general y salvo excepciones, muy dispersos, en mineralizaciones que no han llegado a ser explotadas, o en explotaciones, más o menos intermitentes.

Entre estos minerales de potencial interés económico en la provincia de Huelva, aunque ninguno se explota ahora, se encuentran los siguientes: barita, caolín, jarosita, alunita o alumbre, fosfato, asbestos, glauconita, granates, grafito, vermiculita, wollastonita, talco, zeolitas. Algunos de ellos tuvieron una cierta importancia en el pasado, como es el caso de las mineralizaciones de grafito de la Sierra de Aracena (ver ficha nº 3), y otros presentan reservas suficientes como para pensar en una importancia futura, como es el caso de las mineralizaciones de wollastonita en las proximidades de Aroche (ver ficha nº 2). De las sustancias que podemos considerar como minerales no metálicos que tienen una explotación





**Figura 4.** Cantera de áridos en las grauvacas del Culm de la zona Surportuguesa, en los alrededores de Gibraleón. Fotografía de C. Feixas.



**Figura 5.** Arenas y gravas pliocuaternarias objeto de explotación para áridos en Fuente de la Corcha. Fotografía de R. Sáez.



**Figura 6.** Cantera de granito para la extracción de bloques en Santa Olalla de Cala. Fotografía de J.C. Fernández Caliani.



**Figura 7.** Explotación de mármoles como rocas ornamentales en los alrededores de Aroche. Fotografía de J.C. Fernández Caliani.

industrial en la actualidad, solo se puede señalar a la sal marina, obtenida en las salinas de las Marismas del Odiel, con una producción de 110.000 toneladas, un ejemplo especial de recurso mineral renovable.

Las rocas industriales cuentan con numerosas explotaciones que se emplean principalmente para áridos y material de construcción, incluyendo dentro de estos últimos los utilizados como aglomerantes y para cerámica (ladrillería). Este tipo de explotaciones se destina principalmente para atender la demanda provincial o regional, y en muchos casos son de corta duración o tienen una producción intermitente.

Las principales rocas que se utilizan como áridos y materiales de construcción son calizas y dolomías marmóreas del Cámbrico de Ossa-Morena; rocas volcánicas del CVS y grauvacas del Culm de la zona Surportuguesa (Fig.4); y arenas y gravas de las formaciones pliocuaternarias de la cuenca del Guadalquivir (Fig.5).

Las principales canteras de materiales para aglomerantes se encuentran en la proximidad de Niebla, ya que abastecen a la fábrica de cemento de dicha localidad. Las materias primas que más se utilizan son calizas de la formación de Calcarenitias de Niebla y arcillas y margas azules de la formación de Arcillas de Gibraleón, ambas dentro de la Cuenca del Guadalquivir.

Como materiales cerámicos, se explotan las mismas arcillas y margas azules de la formación de Arcillas de Gibraleón, así como las arcillas limosas y limos de la formación de Arenas de Huelva, encontrándose la mayoría de las explotaciones a lo largo de la autovía de Sevilla a Ayamonte. Las reservas de estos materiales cerámicos son prácticamente ilimitadas, dado el

gran espesor y continuidad de las formaciones. La totalidad de la producción se utiliza para ladrillería y otros materiales cerámicos para la construcción.

Dentro del gran grupo de las rocas industriales, merecen capítulo aparte las ornamentales, que son aquellas que pueden extraerse en grandes bloques y se utilizan en obras escultóricas y monumentales, así como en pavimentación y recubrimiento de fachadas. Dentro de la provincia de Huelva, se pueden destacar tres grupos de rocas ornamentales: pizarras, mármoles y granitos.

Las pizarras que se explotan son principalmente las de la serie basal del grupo Culm en las proximidades de Sotiel-Coronada, que se comercializan con el nombre de “pizarras del Andévalo”, para su uso como pizarras de techar y como losetas para pavimentos.

Los mármoles se extraen en la provincia, para su uso ornamental, desde épocas antiguas. La primera referencia documentada es de los mármoles de Fuenteheridos que se utilizaron en el Monasterio del Escorial y en el monolito conmemorativo del IV centenario del descubrimiento de América en la Rábida. Desde el punto de vista geológico los recursos de mármoles o calizas marmóreas se corresponden con las formaciones carbonatas de la zona de Ossa-Morena, siendo las zonas de Aroche y Fuenteheridos-Castaño de Robledo las que presentan mayor interés, y la cantera del Alto del Carmen (Aroche), la que ha tenido mayor producción.

Aparte de los mármoles, también se han explotado otras rocas carbonatas para obras escultóricas y arquitectónicas, como es el caso de las calcarenitas de Niebla, utilizadas en el monumento a Colón en la Punta del Sebo (Huelva).

Los granitos se han explotado en la provincia de Huelva de forma tradicional como piedra de sillería y adoquines, en canteras artesanales en Aroche, Almonaster la Real y Gil Márquez. Su explotación en grandes bloques desde los años 90 se ha llevado a cabo de forma intermitente en el granito de Santa Olalla de Cala, que junto con el de Campofrío, son los de mayor interés potencial.

También han tenido explotación las rocas volcánicas básicas del Complejo Vulcano Sedimentario de la Faja Pirífica, conocidas como “rocas verdes”, de gran interés por su belleza, pero de reservas canterables muy limitadas. Se extrajeron de forma efímera en la Joya (Cerro del Andévalo).

### **Recursos de combustibles fósiles**

En la provincia de Huelva existen recursos de carbón y de gas natural. El carbón es de tipo turba de bajo poder calorífico, y no se utiliza como combustible sino como material industrial en fertilizantes y para uso agrícola o en jardinería. Los depósitos de turba se encuentran en relación con lagunas endorréicas que se extienden desde la ría del Tinto hasta Doñana, se constituyeron hace unos 5.500 años con el avance de un cordón de dunas que cerró la salida de agua de los cauces fluviales. Las explotaciones más importantes se encuentran en la laguna de las Madres (Moguer).

Los recursos de gas natural se localizan en varias zonas de la Cuenca del Guadalquivir. En la provincia de Huelva existen dos campos de explotación uno en tierra en Hinojos, y otro bajo el mar a unos 30 a 40 km al suroeste de la capital y a 1.500 m bajo el nivel del mar, con profundidades de agua de 50 a 150 metros, en los denominados yacimientos Poseidón norte y sur. En todos los casos el gas se encuentra en niveles arenosos del Mioceno, desde los que se extraen y se transportan mediante gaseoductos hasta una planta de tratamiento, para su posterior distribución y uso energético.

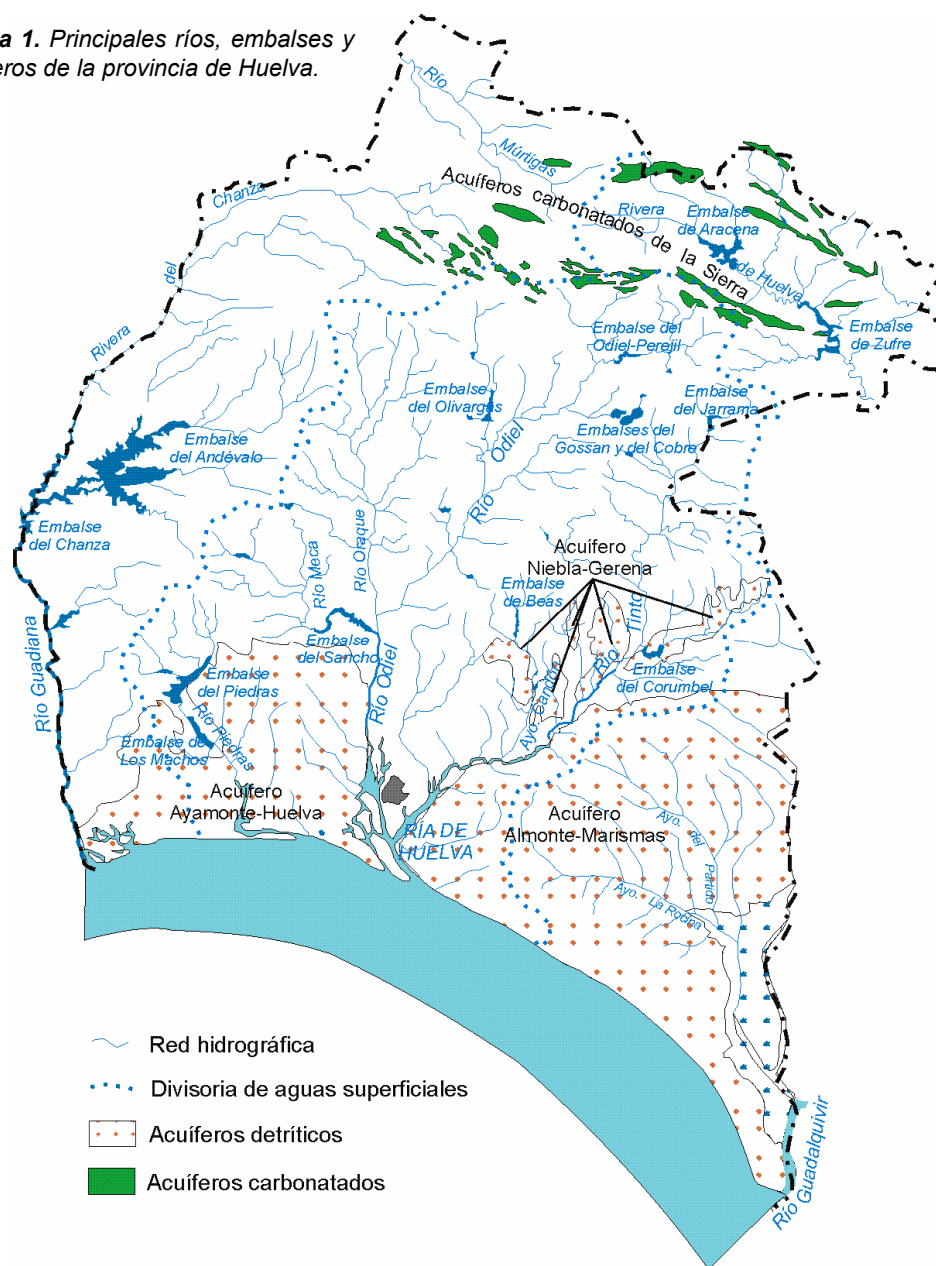
## Recursos hídricos

Manuel Olías

### Introducción

El agua es básica para el hombre y el medio ambiente. En cualquier estudio del medio natural la hidrología es un aspecto fundamental. La provincia de Huelva es rica en recursos hídricos, tanto superficiales como subterráneos, aunque en el caso de los ríos presentan una elevada irregularidad estacional debido a la variabilidad climática típica de nuestra región y la escasa capacidad de regulación natural de sus cuencas.

**Figura 1.** Principales ríos, embalses y acuíferos de la provincia de Huelva.



### Hidrología superficial

Los principales ríos de la provincia nacen en las proximidades de la Sierra de Aracena, donde las precipitaciones alcanzan sus valores más elevados. Según la vertiente de la Sierra los ríos se dirigen hacia el norte, el sur o el oeste, distinguiéndose tres grandes zonas (Fig.1):

1) La parte oriental pertenece a la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir, con ríos como la Rivera de Huelva o, en el sur, los arroyos que vierten a Doñana.

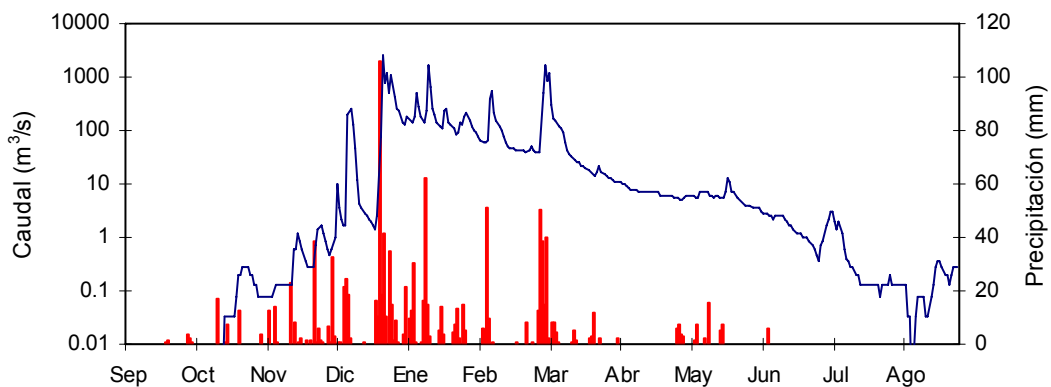
2) La parte central de la provincia corresponde a las cuencas de los ríos Piedras, Odiel y Tinto. Esta zona pertenece actualmente a la Cuenca Atlántica Andaluza y supone aproximadamente el 50% de la superficie provincial.

3) En el oeste, el río Múrtigas y el rivera del Chanza pertenecen a la Confederación del Guadiana.

Gracias a las intensas lluvias que se producen en las sierras del norte, la provincia de Huelva presente abundantes recursos hídricos (se estiman en unos 1300 hm<sup>3</sup>/año excluyendo la parte de la Confederación del Guadalquivir). Sin embargo debido a que apenas existen aportes de aguas subterráneas a la red fluvial, los ríos presentan una baja capacidad de regulación y sufren fuertes variaciones de caudal, secándose prácticamente durante el verano (Fig.3).



**Figura 2.** Río Múrtigas, cerca de Encinasola.



**Figura 3.** Evolución del caudal (línea azul) y las precipitaciones (barras rojas) del río Odiel en Gibraleón en el año 1996/97.

Los embalses más importantes de la provincia se muestran en la tabla adjunta. Algunos se utilizan exclusivamente para el abastecimiento urbano, como los de Aracena y Zufre que suministran agua a Sevilla. Otros, como el del Chanza, se destinan para riego agrícola y abastecimiento urbano. Por último, también hay una importante demanda por parte de la industria del Polo Químico.

**Tabla 1.** Principales embalses de la provincia de Huelva.

Demarcación Hidrográfica	Subcuenca	Embalse	Capacidad (hm <sup>3</sup> )
Guadalquivir	Riviera de Huelva	Aracena	127
		Zufre	179
Cuenca Atlántica Andaluza	Tinto	Jarrama	43
		Corumbel	18
		Beas	3
	Odiel	Cobre	70
		Sancho	58
		Sotiel-Olivargas	29
		Odiel-Perejil	7
	Piedras	Piedras	59
		Los Machos	12
Gadiana	Chanza	Chanza	384
		Andévalo	600

Existen otros grandes embalses previstos, como el de Alcolea (300 hm<sup>3</sup>) y La Coronada (800 hm<sup>3</sup>) en el río Odiel y el del Blanco (500 hm<sup>3</sup>) en el Tinto. Sin embargo existen serias dudas de la utilidad de estos embalses por el elevado impacto ambiental y la calidad del agua que almacenarían, ya que sus redes de drenaje están fuertemente contaminadas por lixiviados ácido de minas (ver ficha sobre la contaminación minera de los ríos Tinto y Odiel).

### Hidrogeología

Las aguas subterráneas constituyen un importante recurso como fuente de abastecimiento a ciudades, industrias o para riego agrícola. También contribuyen al caudal de los ríos y manantiales cuando no existen precipitaciones, sustentan la rica vegetación de ribera de los ecosistemas fluviales y juegan un importante papel en muchas lagunas y humedales con un alto valor ecológico, paisajístico y/o cultural. Baste citar, como ejemplo, que en el acuífero Almonte-Marismas se calcula que existen unas reservas de agua de unos 2000 hm<sup>3</sup>, mucho mayores que las del conjunto de los embalses de la provincia (ver Tabla 1).

En la parte norte de la provincia, donde afloran materiales paleozoicos, no existen acuíferos de gran entidad. El único acuífero importante es el constituido por los afloramientos de carbonatos que se distribuyen en estrechas bandas alargadas en la dirección Este-Oeste, conocidos como *acuíferos carbonatados de la Sierra de Huelva* (Fig.1). Se trata de acuíferos kársticos, constituido por calizas, dolomías y mármoles del Cámbrico. La geometría de estos afloramientos es muy compleja, dadas las varias fases de deformación que han sufrido. En conjunto, su superficie es de 124 km<sup>2</sup> y se comportan principalmente como acuíferos libres. Sus recursos, estimados en 20 hm<sup>3</sup>/año, proceden de la infiltración de las precipitaciones.

**Tabla 2.** Principales acuíferos de la provincia de Huelva.

Acuíferos	Superficie (km <sup>2</sup> )	Recursos (hm <sup>3</sup> /año)	Principales salidas
Carbonatados de la Sierra	124	20	Manantiales y en menor medida, bombeos y salidas difusas
Acuífero Ayamonte-Huelva	610	105	Bombeos, salidas a ríos y arroyos, salidas al mar
Acuífero Almonte-Marismas	2400	200	Bombeos, salidas a ríos y arroyos, salidas al mar, evapotranspiración

Las salidas se producen por abundantes manantiales como el de la Peña de Arias Montano, Fuenteheridos, Galaroza, etc. (Fig.4) que afloran en los puntos donde las calizas o mármoles se ponen en contacto con materiales impermeables. También se producen algunas salidas por bombeos y por descargas difusas a ríos y arroyos. Dado que estos acuíferos están constituidos por carbonato cálcico ( $\text{CaCO}_3$ ), las aguas de los manantiales son bicarbonatadas cálcicas, con una buena calidad. No obstante, localmente pueden existir problemas de contaminación del agua subterránea por actividades ganaderas o urbanas.



**Figura 4.** Manantial en Fuenteheridos, a la izquierda (obsérvense los borbotones en la parte inferior). Arriba, detalle de la fuente de los doce caños en Galaroza.

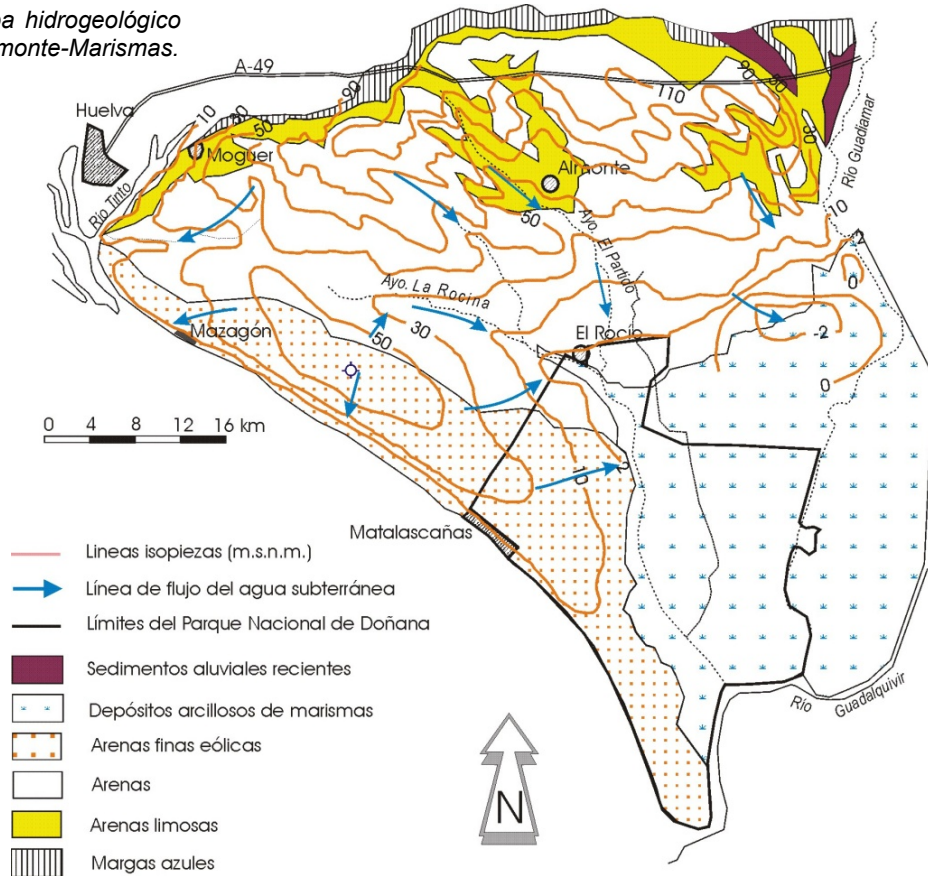
En el sur, el *acuífero Ayamonte-Huelva* se extiende entre el río Odiel y el río Guadiana (Fig.1). En este sistema se distinguen dos niveles permeables diferenciados: 1) nivel inferior constituido por conglomerados, calcarenitas y arenas del Mioceno superior, con una potencia media de una decena de metros, se trata de un acuífero confinado excepto al oeste del río Piedras donde aflora y es libre y 2) nivel superior, se dispone sobre la formación anterior, está constituido por sedimentos muy heterogéneos del Cuaternario (glacis, aluviales, terrazas, etc.) con una potencia media de 20 m.

Las entradas al sistema proceden fundamentalmente la infiltración de las precipitaciones y de la escorrentía superficial generada en su borde norte y, en menor medida, el retorno de riegos (el agua de regadío que es utilizada por las plantas y vuelve al acuífero). Según el Atlas Hidrogeológico de Andalucía las salidas se producen por bombeos ( $31,5 \text{ hm}^3/\text{año}$ ) y, de forma natural, a ríos y marismas ( $54 \text{ hm}^3/\text{año}$ ) y al océano Atlántico ( $19,5 \text{ hm}^3/\text{año}$ )

Este acuífero presenta problemas de salinización por intrusión marina en el sector Lepe-Ayamonte debido a la explotación intensiva para regadío y está declarado sobreexplotado. Es de esperar que la explotación haya disminuido en los últimos años debido a que se están sustituyendo las aguas subterráneas para el riego por aguas superficiales del sistema Chanza-Piedras. En este sector también se tienen graves problemas por contaminación agrícola producidos por el uso excesivo de fertilizantes, presentado el agua elevadas concentraciones de nitratos.

El acuífero Almonte-Marismas, situado junto a la desembocadura del Guadalquivir, es el más grande de la provincia de Huelva, con una extensión próxima a 2400 km<sup>2</sup>. Su importancia se debe, además de ser un importante 'almacén' de recursos hídricos, a que de este acuífero dependen muchos de los ecosistemas del Parque Nacional de Doñana.

**Figura 5.** Mapa hidrogeológico del acuífero Almonte-Marismas.



La base impermeable del acuífero está constituida por margas azules del Tortoniense superior-Plioceno inferior que afloran al norte (Fig.5) y buzcan hacia el SE, por lo que la potencia del acuífero aumenta en esta dirección. Sobre las margas se disponen cuatro unidades pliocuaternarias: 1) unidad deltaica compuesta por arenas, limos arenosos y gravas, 2) unidad eólica, desarrollada principalmente sobre la franja litoral y constituida por arenas finas muy homogéneas, 3) unidad aluvial formada por un potente paquete de gravas, arenas, limos y arcillas que se encuentran, en su mayor parte, bajo las actuales marismas y 4) unidad de marismas, forma una potente capa en la que predominan arcillas y limos que se disponen sobre la unidad aluvial, de forma que en esta zona el acuífero esté confinado.

La recarga del acuífero se estima en unos 200 hm<sup>3</sup>/año y se produce fundamentalmente por la infiltración de las precipitaciones. El flujo natural del agua subterránea se dirige hacia el mar en la zona costera y hacia los principales arroyos de la zona y hacia el SE, es decir hacia la marisma (flechas azules en la Fig.5). También se produce un flujo ascendente de agua a través de los depósitos arcillosos de marismas y en el límite entre las arenas y la marisma.

La zona de contacto entre las arenas y la marisma, llamada ecotono, constituye un área de descarga para el agua subterránea, por lo que mantiene una humedad permanente y convierte a esta zona en la más fértil y productiva de Doñana y una reserva de agua para la fauna durante el verano cuando las marismas se secan (Fig.6).



**Figura 6.** Zona de descarga, con humedad permanente, en el contacto dunas-marismas.



**Figura 7.** Laguna de Santa Olalla.



**Figura 8.** Ojo de marismas de Vetallengua.

En la zona de arenas (los llamados cotos) existe una vegetación típica en función de la profundidad del agua, en las zonas con el nivel freático más superficial (aproximadamente a menos de 1 m de la superficie del suelo) se desarrolla comunidades vegetales higrofitas que constituyen el denominado 'monte negro'. En zonas con el nivel freático más profundo la vegetación es menos densa, con otras especies predominantes, estas zonas se llaman en Doñana 'monte blanco'. Las aguas subterráneas también aportan agua a los principales arroyos de la zona, como el arroyo de La Rocina, y sustentan multitud de lagunas que se producen en las zonas más deprimidas del terreno, como la de Santa Olalla (Fig.7). También se producen salidas de agua subterránea en el interior de la marisma, formando los llamados 'ojos', que sólo se pueden ver durante el verano (Fig.8).

A principios de la década de los 70 se elaboró el Plan de Transformación Agraria del Acuífero Almonte-Marismas que preveía poner en regadío 24.000 ha mediante el bombeo de 150 hm<sup>3</sup>/año de agua del acuífero. Además existe una importante extracción de aguas subterráneas para suministrar agua a Matalascañas.

Aunque, afortunadamente, no se ha puesto en regadío más que una parte de la superficie prevista y las extracciones actuales se estiman en unos 60 hm<sup>3</sup>/año (bastante inferiores a los recursos), los bombeos se concentran en los límites del Parque Nacional, que es la zona más productiva del acuífero. Los impactos que pueden producirse (algunos de ellos ya se están detectando) son: la desecación y destrucción del ecotono en las proximidades de El Rocío, la reducción de los caudales de los arroyos (lo que puede provocar la desaparición del bosque en galería del arroyo de La Rocina), la contaminación de las aguas subterráneas y superficiales por los nitratos y pesticidas utilizados en la agricultura, cambios en los ecosistemas de arenas debidos a los descensos del nivel freático y la desaparición o disminución de la superficie de las lagunas.



## Los Suelos

Manuel Olías y Laura Galván

### Importancia del suelo

Podemos definir el suelo como una delgada capa (que puede ir desde algunos decímetros a un par de metros) fértil que cubre la mayor parte de la superficie terrestre. El suelo constituye un ecosistema vivo, en el que habitan, además de la macrofauna (lombrices, hormigas, roedores, ácaros, etc.) millones de microorganismos que contribuyen a reciclar los restos orgánicos que recibe. Los suelos producen la mayor parte de los alimentos de la humanidad y muchos otros bienes de consumo. Además sustentan la vegetación natural, que es la base de los diferentes ecosistemas. El suelo es un recurso no renovable a escala de la vida del hombre, tarda en formarse al menos miles de años (y en algunos casos millones). Si el suelo se pierde o se degrada por una utilización inadecuada, no puede sustentar más vida y se vuelve improductivo, lo que puede provocar el inicio de un proceso de abandono y desertificación del territorio.

### Los suelos de la provincia de Huelva

En la figura 1 se han representado, a partir del Mapa Geomorfoedáfico de Andalucía, los principales tipos de suelos de Huelva según la clasificación *Soil Taxonomy*. Esta clasificación distingue 12 órdenes de suelos a nivel mundial, 6 de los cuales los tenemos representados en nuestra provincia:

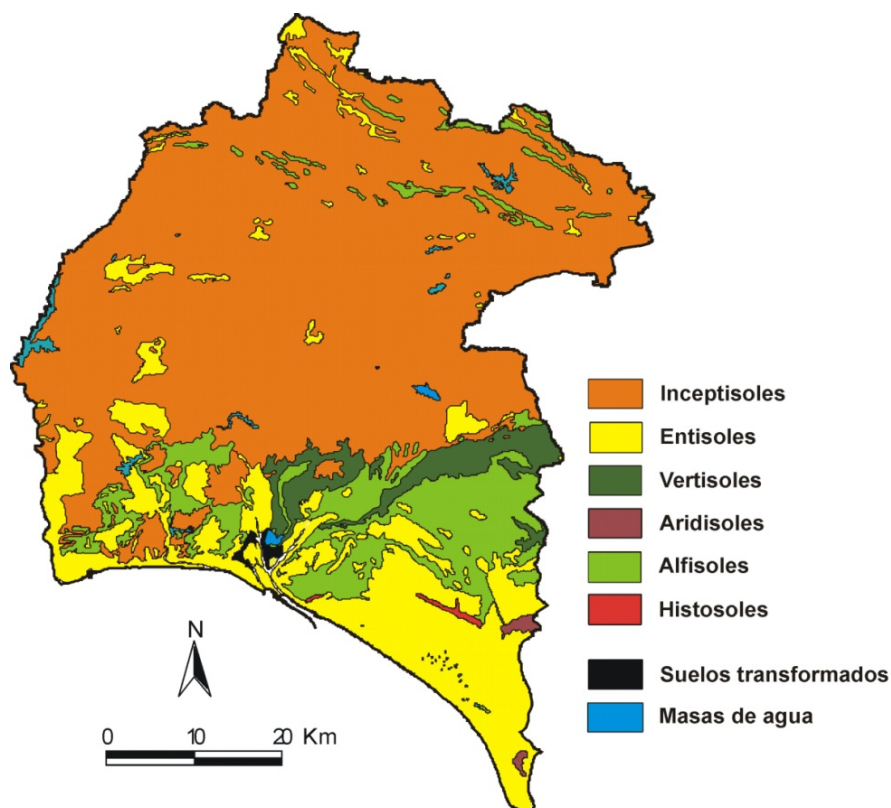


Figura 1. Mapa edafológico de la provincia de Huelva.

Inceptisoles: son los más abundantes, se trata de suelos delgados (Fig.2) desarrollados fundamentalmente sobre los materiales paleozoicos de la parte septentrional de la provincia. Son suelos pobres, con limitaciones de uso.

Entisoles: este grupo engloba a suelos jóvenes, que han tenido poco tiempo de formación, de forma que sus horizontes y características aún no están muy bien definidos.

Vertisoles: son muy abundantes en el Condado, entre Niebla y La Palma (Fig.3), donde se forman a partir de los materiales arcillosos y margosos. Son suelos con arcillas expansivas (aumentan de volumen cuando se humedecen y se contraen cuando se secan), apareciendo en el verano grietas de desecación. Son suelos fértiles pero complicados de trabajar debido a su elevada plasticidad, también se denominan en muchas zonas como '*suelos de bujeos*'.

Alfisoles: son suelos en los que existe un horizonte subsuperficial enriquecido en arcillas debido a un proceso de iluviación (transporte de arcillas desde los horizontes superiores y acumulación en el horizonte B). Se trata de suelos muy fértiles con buenas condiciones para todos los usos.

Aridisoles (suelos arenosos con condiciones climáticas semiáridas) e Histosoles (suelos desarrollados en zonas pantanosas, con acumulación de materia orgánica) tienen una escasa representación en la provincia. En cuanto a estos últimos destaca la zona del Arroyo de La Rocina en el Parque Nacional de Doñana (Fig.1), donde se tienen suelos orgánicos sobre los que se desarrolla un espeso bosque en galería.



**Figura 3.** Grietas de desecación desarrolladas sobre vertisoles.



**Figura 2.** Perfil de suelo típico de un inceptisol.

### Problemática

Los principales problemas que afectan a los suelos de la provincia de Huelva son la contaminación debido a la actividad industrial y la erosión. En cuanto a la contaminación, el mayor problema se debe a la minería, que ha dejado los suelos de extensas zonas de la provincia totalmente degradados, sin posibilidad de que la vegetación los recolonice (ver ficha de contaminación del suelo).

Respecto a la erosión, es un problema de menor entidad en la provincia de Huelva al contrario que en el sureste de Andalucía, donde la erosión es la causa principal de la degradación del suelo. En general, los suelos cuentan con una buena cubierta vegetal que los protege de la erosión. No obstante, la deforestación y el uso inadecuado pueden provocar que los procesos erosivos se incrementen peligrosamente.

# Ingeniería Geológica

Manuel A. Camacho, Encarnación García Navarro y Francisco M. Alonso Chaves

## Introducción

La Ingeniería Geológica es una de las disciplinas más jóvenes dentro de la Geología, sus orígenes datan de mediados del siglo XX debido a la necesidad de dar respuesta a catástrofes y problemas de construcción debidos a causas geológicas.

En un contexto de un gran desarrollo de la obra pública civil (carreteras, presas, vías de ferrocarril, etc.) y la gran expansión urbana que han sufrido muchas ciudades, a veces de forma incontrolada y en condiciones geológicamente adversas, la Ingeniería Geológica intenta predecir las características y respuesta del terreno frente a cualquier tipo de obra, para evitar daños en las edificaciones o grandes desastres ocasionados por deslizamientos, colapso de infraestructuras, etc.

En los últimos años esta parte de la Geología ha experimentado un enorme impulso, debido a que se ha introducido en la legislación la necesidad de realizar un estudio geotécnico previo a la actuación sobre el terreno, de forma que actualmente es una de las principales salidas profesionales para los geólogos.

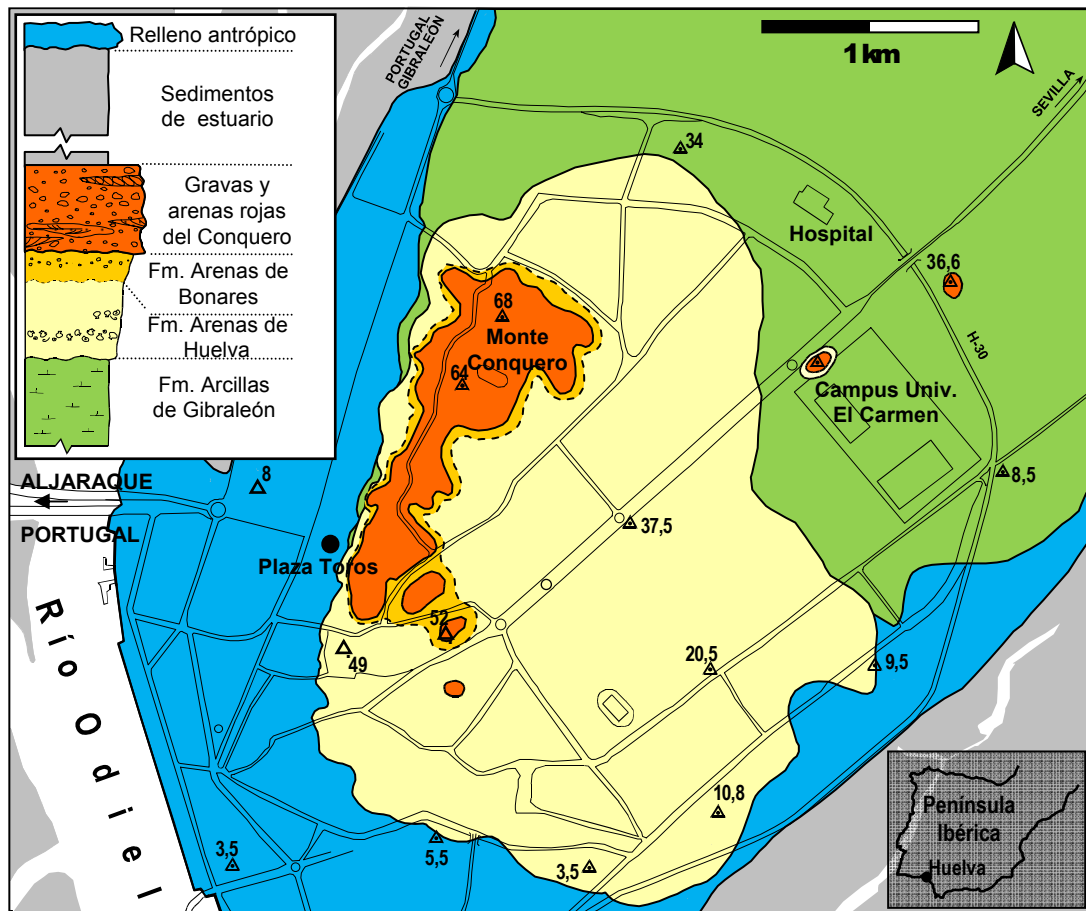


Figura 1. Mapa geológico de la ciudad de Huelva y su entorno

### Características geotécnicas de los suelos de la ciudad de Huelva y su entorno

En la ciudad de Huelva por su situación geológica, flanqueada por el estuario de los ríos Tinto y Odiel (Fig. 1), por su desarrollo urbano y por los grandes problemas que se han presentado en las edificaciones durante y después de su construcción, se hace especialmente necesaria la realización de estudios geológicos-geotécnicos. Para describir las características geotécnicas de los suelos se suelen realizar varios tipos de ensayos, entre los que se pueden destacar en el laboratorio: granulometría, plasticidad-consistencia, densidad, humedad, hinchamiento, consolidación, resistencia, etc.; y en el campo: sondeos, ensayos con penetrómetros, etc.

En la Figura 1 se observan las distintas unidades geológicas que pueden reconocerse en el subsuelo de Huelva. A continuación se describirán siguiendo un criterio de edad, desde los materiales geológicamente más antiguos a más modernos (ver secuencia estratigráfica en la Fig. 1).

La Formación Arcillas de Gibraleón está compuesta fundamentalmente por partículas de tamaño limo y arcilla, con un porcentaje medio de finos (partículas de tamaño inferior a 0,075 mm) del 97% (Fig. 2). Esto hace que estos materiales se comporten de forma plástica cuando alcanzan una cierta humedad, pudiendo clasificarse como suelos arcillosos de plasticidad media-alta (Fig. 3). En algunos casos presenta arcillas hinchables, lo que debe de ser tenido en cuenta con las condiciones climáticas de la ciudad de Huelva y la alternancia de periodos secos y húmedos. Aunque estos suelos son los más consolidados por ser los que han estado a más profundidad, desde un punto de vista geotécnico pueden presentar problemas derivados de su hinchamiento, plasticidad y baja permeabilidad, controlados todos por la humedad del suelo. En la Figura 4 puede observarse un ensayo de penetrómetro con sondeo realizado en esta formación, en el Campus de “El Carmen”.

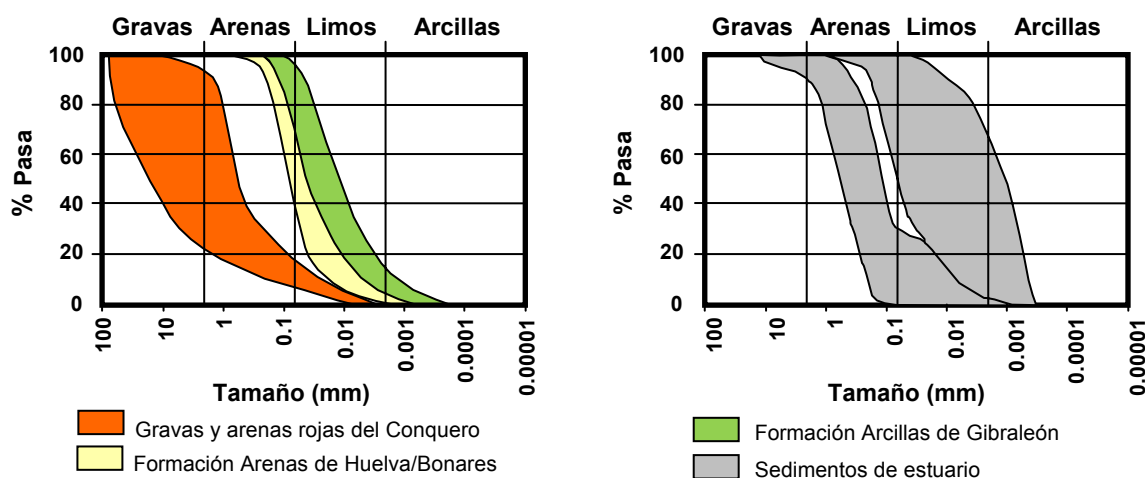


Figura 2. Granulometría y distribución del tamaño de partículas de los suelos de la ciudad de Huelva.

Las formaciones Arenas de Huelva y Bonares están compuestas principalmente por limos y arenas finas, con un porcentaje en finos de entre el 70 y el 85%. Es decir presentan, en general, un tamaño de partículas del suelo más grueso que la anterior (Fig. 2). El menor porcentaje en arcillas en este tipo de materiales hace que se clasifiquen como suelos de baja plasticidad (Fig. 3). En general, son suelos de consistencia alta y resistentes. Cabe destacar que en la ciudad de Huelva, esta unidad define la parte mas alta de la ciudad (“El Monte Conquero”), formando en la parte oeste de la ciudad taludes fuertemente inclinados y/o subverticales que suelen dar problemas de deslizamiento (Figs. 5 y 6).

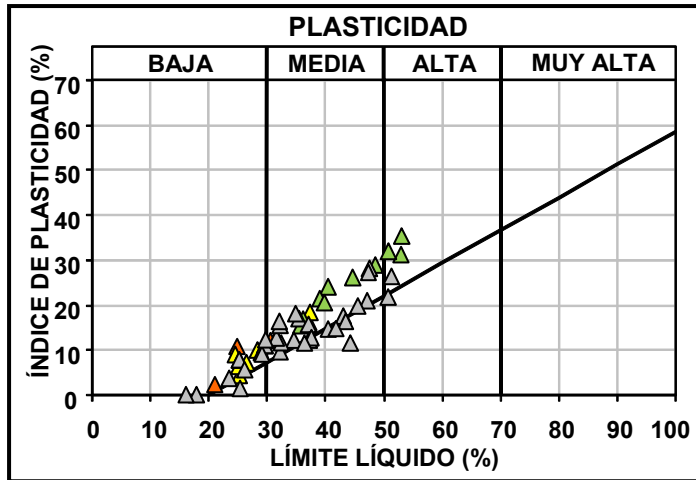


Figura 3. Plasticidad de los suelos de la ciudad de Huelva. Leyenda de colores correspondiente a la Figura 2.

Figura 4. Ensayo de penetrómetro con sondeo realizado para la construcción de la Guardería Infantil de la Universidad de Huelva en el Campus de "El Carmen", donde aflora la Fm. Arcillas de Gibraleón. Abajo se muestra el testigo de los materiales obtenidos.

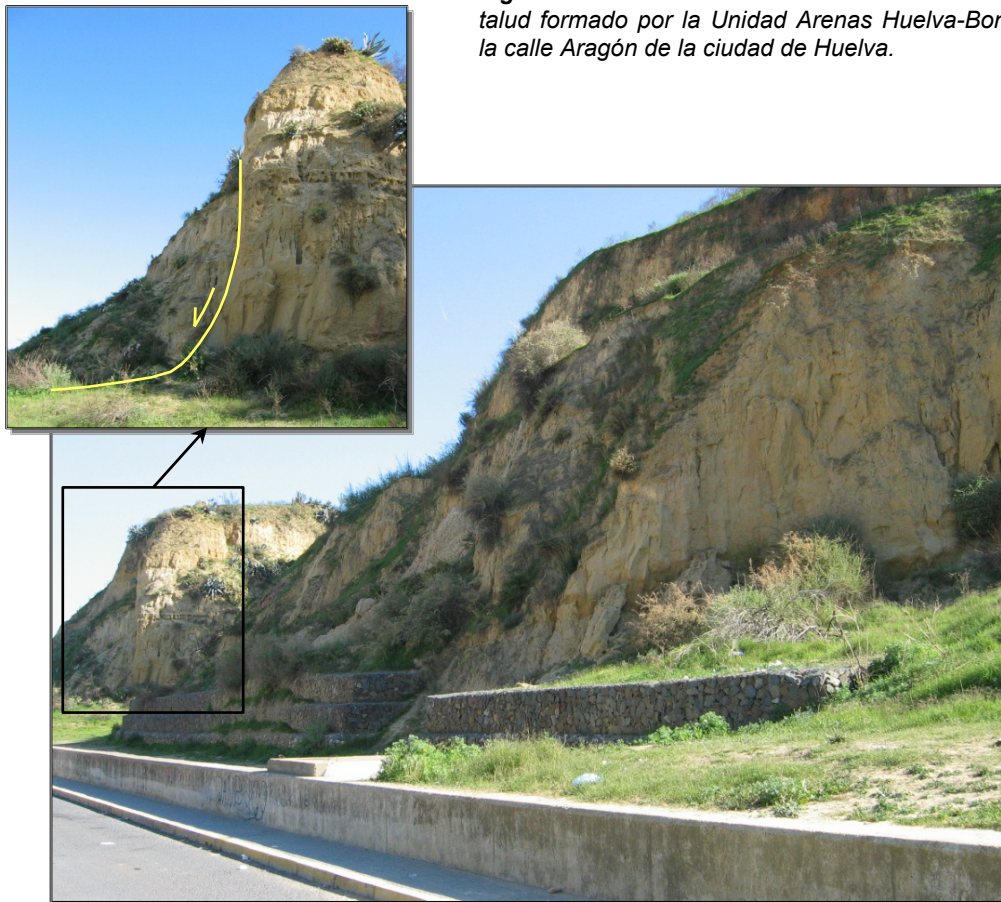


La clasificación de las gravas y arenas rojas del Conquero varía desde gravas arcillosas a arenas con finos (Fig. 2). Su contenido medio en finos es del 16%, por lo que la plasticidad no es una característica importante a tener en cuenta en estos materiales. Son los que presentan mayor capacidad portante por su estructura y permeabilidad, lo que implica una menor retención de agua.

Por último, los materiales de relleno del estuario están formados por fangos (suelos finos arcillosos y limosos saturados y muy blandos, con algún contenido en materia orgánica y porcentaje de finos mayor del 90 %) y fangos arenosos con intercalaciones de gravas y arenas (Fig. 2). Son suelos en general de plasticidad media-alta (Fig. 3). Son los más problemáticos desde el punto de vista de la construcción por su elevado contenido en agua, débil estructura, contenido en materia orgánica, etc., lo que provoca que sean suelos muy deformables.



**Figura 5.** Panorámica de las obras de estabilización del talud formado por la Unidad Arenas Huelva-Bonares en la calle Aragón de la ciudad de Huelva.



**Figura 6.** Talud formado por la Unidad Arenas de Huelva-Bonares detrás de la Plaza de Toros de Huelva. En la parte ampliada de la fotografía se observa un deslizamiento del talud (línea amarilla)

# Riesgos Geológicos: Terremotos

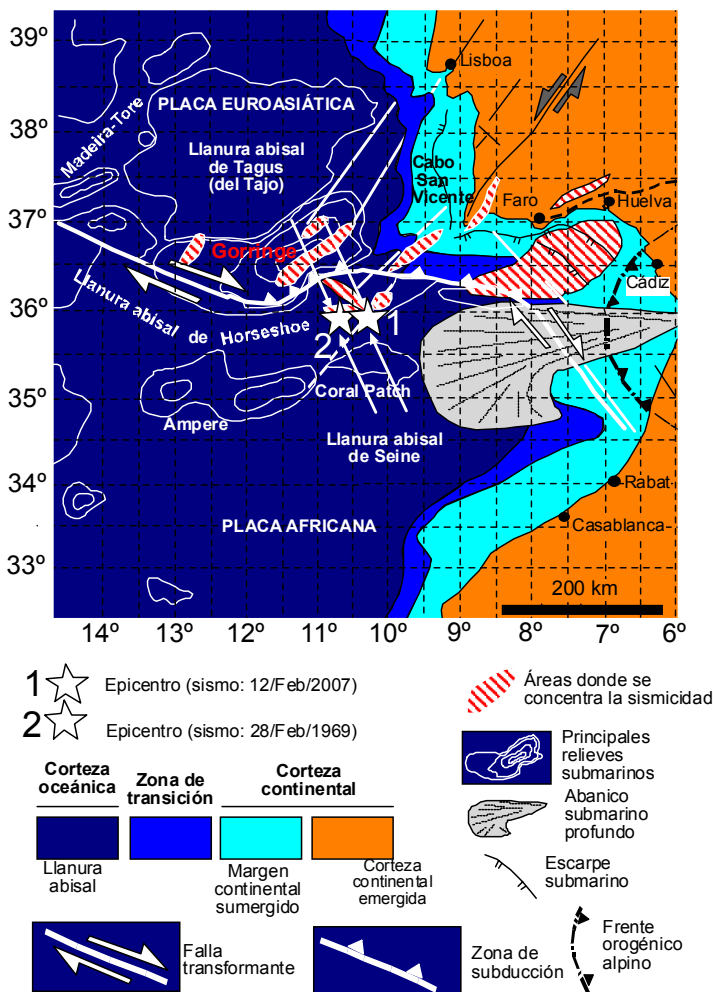
Francisco Manuel Alonso Chaves, Encarnación García Navarro y Elena M<sup>a</sup> Mantero

## Introducción

El sur de la Península Ibérica es atravesado por un cinturón sísmico que se extiende desde las Islas Azores (en el Océano Atlántico) hasta el Himalaya. En dicho cinturón se incluye el Golfo de Cádiz, el sur de la Península Ibérica, el norte de África, Italia, Grecia, Turquía, Irán, y el norte de India y China. La actividad sísmica en esta zona se debe a la Tectónica de Placas, principalmente a los movimientos laterales y/o de aproximación entre la placa Euroasiática en el Norte y la placa Africana o Indoaustraliana en el Sur.

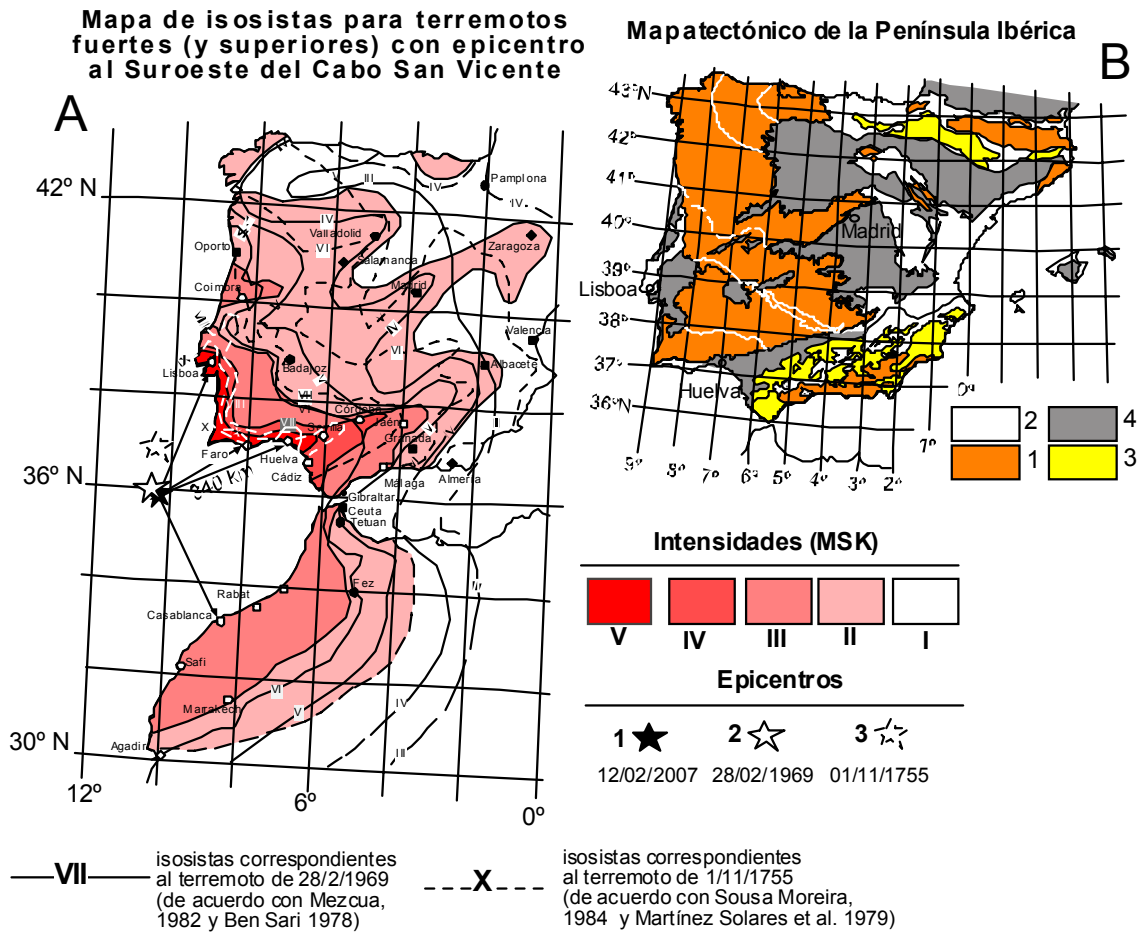
## Sismicidad

La utilización de una importante red de sismógrafos ha permitido establecer con bastante rigor la posición exacta de los terremotos en superficie (epicentro sísmico), e incluso determinar la profundidad a la que se encuentra el foco sísmico (hipocentro). En la provincia de Huelva, dadas las especiales características de esta región desde el punto de vista sísmico, hay instalados sismógrafos integrados en una red sísmica nacional, que sirven para mejorar la caracterización de la sismicidad en esta región



En la figura 1 se muestran las principales zonas donde se localizan los epicentros sísmicos en el SO de la Península Ibérica y en zonas próximas a ésta. Se observa que los terremotos siempre se producen en áreas cercanas a la zona de fractura conocida con el nombre de Falla de Azores – Gibraltar. En general, los terremotos se producen a una profundidad baja (entre 0 y 35 km) o intermedia (35- 70 km). La magnitud de los terremotos con epicentro en el Golfo de Cádiz no suele ser alta, si bien hay constancia de sismos con magnitudes medias y altas en los últimos 250 años. El mayor se produjo el 1 de noviembre de 1755, alcanzando una magnitud de 8.5.

**Figura 1.** Sismicidad en relación con la Zona de Fractura Azores – Gibraltar.



**Figura 2:** Mapas de isosistas para terremotos recientes (A) y mapa tectónico de la Península Ibérica, en el que se diferencian: 1: Rocas pre-mesozoicas; 2: rocas mesozoicas, 3: sedimentos sinorogénicos en relación con las cadenas alpinas y 4: sedimentos terciarios y más recientes.

En la figura 1 se indica con flechas blancas la dirección de convergencia entre Iberia y Africa, deduciéndose que a lo largo de la zona de fractura Azores – Gibraltar (línea blanca gruesa), es posible plantear un desplazamiento lateral entre las placas o de convergencia (especialmente en la zona donde se arquea dicho límite).

Los terremotos ocasionados al SO del Cabo San Vicente, en la zona del Banco de Goringe son en ocasiones sentidos por la población de la Península Ibérica, generando bastante alarma social, especialmente en la zona del Algarve portugués y en el litoral de la provincia de Huelva. La proximidad de estas zonas a los epicentros sísmicos y la naturaleza geológica del subsuelo favorecen que la intensidad sísmica sea más alta en estas zonas, como así se ilustra en los mapas de isosistas correspondientes a terremotos ocurridos en 1969 y 2007 (Fig.2), en los que la magnitud fue de 7.5 y 6, respectivamente.

Recientemente se produjo un importante evento sísmico que se dejó sentir con fuerza en toda la provincia, en concreto a las 10 horas, 35 minutos y 21 segundos del día 12 de febrero de 2007, con epicentro a 340 km de Huelva y con una magnitud de 6. Investigaciones recientes relacionan este terremoto con una falla orientada NNE-SSO, que tuvo un desplazamiento lateral. La intensidad del terremoto fue de V en el litoral onubense. Puesto que la mayoría de los terremotos tienen su epicentro en el mar es normal que en muchos casos, asociados a los terremotos se produzcan tsunamis, que llegan a la costa algo después del temblor sísmico.



## Riesgos Geológicos: tsunamis

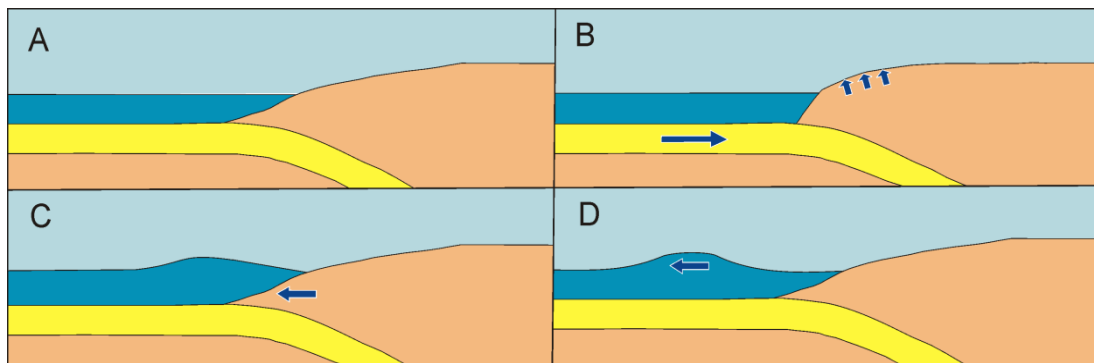
Juan A. Morales y José Borrego Flores

### Introducción

Los tsunamis son olas marinas inducidas por causas tectónicas y caracterizadas por longitudes de onda largas y altas velocidades. Éste fenómeno ha recibido en el pasado otros nombres como maremotos o marejadas, pero estos nombres han sido desechados por no describir adecuadamente el fenómeno. Desde un punto de vista dinámico un tsunami representa un evento de una gran energía con una poderosa capacidad de erosión y transporte de sedimentos costeros hacia el continente. Se trata de un fenómeno poco frecuente pero de gran espectacularidad y que causa eventualmente gran cantidad de víctimas. Está en el recuerdo de todos el tsunami generado en Indonesia, que afectó a las costas de todo el Océano Índico, el cual se estima que causó 280000 muertes (una cantidad enorme, que representaría el doble de la población de la ciudad de Huelva).

### Mecanismos genéticos

La génesis de tsunamis está relacionada con un desplazamiento súbito de un gran volumen de agua inducido a su vez por el movimiento rápido de una masa sólida. Este movimiento de masas puede tener varias causas posibles, así tsunamis de pequeñas dimensiones se generan durante el deshielo de frentes glaciales al desprenderse *icebergs*. También pueden originarse tsunamis por impactos de meteoritos. Sin embargo, su origen más frecuente viene asociado a los terremotos que se concentran (más del 90% del total) en los límites de placa, siendo los de mayor magnitud los asociados a zonas de subducción.



**Figura 1.** Génesis de un tsunami asociado a un terremoto en una zona de subducción.

En las zonas de subducción, el movimiento de la placa oceánica que subduce genera una acumulación de energía que se traduce en deformación elástica de la placa subducida (Fig.1 A y B). La liberación de esa energía durante un sismo provoca un rebote elástico de la placa superior, que se desplaza sobre la placa oceánica (Fig.1C). Este desplazamiento de terreno provoca un movimiento súbito de la masa de agua generando una gran ola que se propagará por la superficie del océano hasta llegar a las costas cercanas (Fig.1D).

Aunque éste es el mecanismo más frecuente, es el que tuvo lugar en el caso de Indonesia, no es el único y se conocen otros casos en los que grandes deslizamientos gravitacionales de terreno en fondos oceánicos de gran pendiente (Storegga, Noruega, 5000 a.C.) o grandes explosiones en erupciones volcánicas (Krakatoa, 1883) han generado grandes tsunamis.

### Desplazamiento de las olas de tsunami

Desde el punto de vista de su desplazamiento en océano abierto una ola de tsunami responde a las propiedades de un movimiento ondulatorio progresivo. Sus longitudes de onda son superiores a los 50 km, esto implica que tocan el fondo oceánico a profundidades menores a los 25 km (la profundidad máxima del océano es de 11 km), por lo tanto provocan un desplazamiento de toda la masa de agua generando un rozamiento con el fondo.

De esta forma su velocidad es predecible y depende exclusivamente de la profundidad, de tal forma que para las profundidades medias del océano (4 km) se desplaza a más de 700 km/h.

### El rompiente sobre la costa

Cuando la ola llega a la costa las longitudes de onda se acortan y la ola se levanta produciéndose una succión del agua desde el frente de la primera ola, por ello el primer efecto en la costa es una bajada del nivel del agua. Posteriormente se produce el primer rompiente, sin embargo, debido a sus grandes dimensiones la batida no se produce a la altura de la cresta como en las olas comunes, sino en su frente. De este modo, cuando la ola rompe, la resaca no se produce inmediatamente, sino que el agua continúa entrando hacia la costa y subiendo de forma similar a como lo haría la marea (Fig. 2).

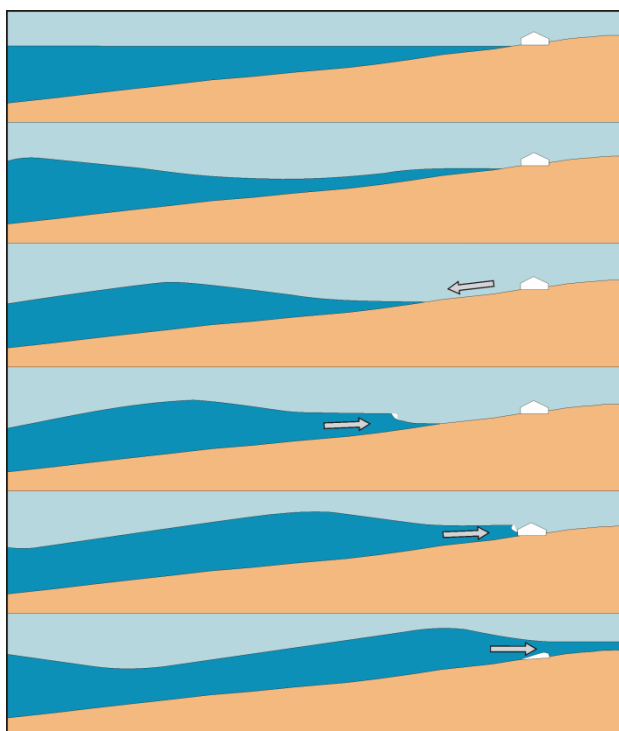


Figura 2. Rompiente de un tsunami en la costa.

### El registro de un tsunami en el sedimento

En bahías protegidas, como albuferas, estuarios o lagunas costeras, un tsunami genera normalmente una capa de sedimentos compleja pero bien reconocible, que es denominada tsunamita por los sedimentólogos. Autores japoneses han diferenciado tres tipos de capas generadas por tsunamis:

- 1.- Acumulaciones de conchas y fragmentos de conchas con matriz arenosa o fangosa, normalmente con base erosiva. Presentan como característica común un número alto de moluscos, incluyendo especies de mar abierto mezcladas con otras típicas de ambientes protegidos del oleaje.
- 2.- Capas de arenas que también presentan una base erosiva y normalmente contienen fragmentos de plantas y bolas de fango. En estas arenas, la abundancia de organismos también está presente en las asociaciones microfaunísticas, sobre todo de diatomeas y ostrácodos.
- 3.- Depósitos de mayor energía consistentes en acumulaciones o dispersiones de grandes bloques de roca sobre el fondo marino.

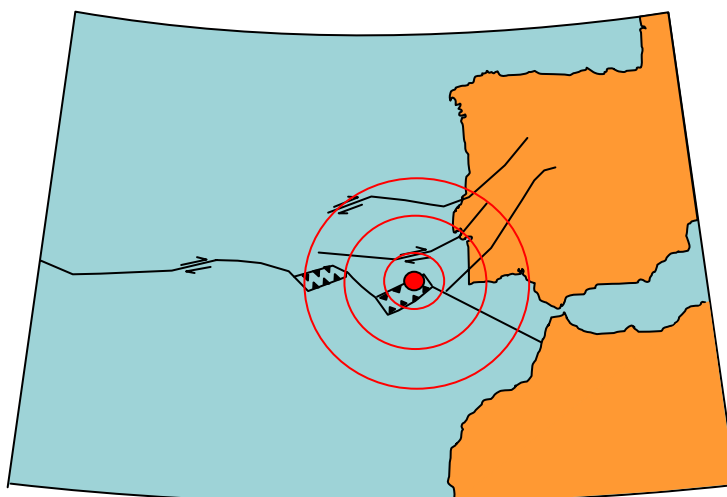
En todos los casos, los depósitos tsunamigénicos presentan un característico enriquecimiento en metales pesados (Pb, Cu, Ni, Fe y Cr). Los científicos justifican este hecho como una acumulación de minerales densos procedentes de la erosión de formaciones adyacentes a las áreas costeras.

### **Tsunamis en el entorno de Huelva**

Las costas del Golfo de Cádiz han sido afectadas históricamente por sucesivos tsunamis. Existe documentación histórica de, al menos 7 tsunamis catastróficos además de otros menores detectados instrumentalmente en los últimos 40 años.

El ejemplo mejor conocido ocurrió el 1 de noviembre de 1755, correspondiendo con el famoso Terremoto de Lisboa que fue uno de los sismos más fuertes ocurridos en Europa. La magnitud estimada para este terremoto fue de 8,3 en la escala de Richter y su intensidad en el epicentro fue de XI-XII en la escala MSK. Asociado con el sismo, un gran tsunami destruyó amplias áreas costeras de la Península ibérica y Marruecos.

Varios autores localizaron el posible epicentro de este sismo por la comparación con terremotos más recientes en el Océano Atlántico Norte, cerca del Banco de Gorringe, 200 Km. al sudoeste del Cabo San Vicente. Recientemente los sismos se han relacionado a movimientos a lo largo de la falla Azores-Gibraltar (Fig.3) o a lo largo de fallas menores asociadas con ésta, como la falla Marques de Pombal.



**Figura 3.** Localización del epicentro del terremoto de Lisboa de 1755.

### **El registro de tsunamis en la costa de Huelva**

Hasta 2003 no se habían descubierto en la Costa de Huelva niveles de conchas semejantes a los descritos en el apartado anterior. Los primeros niveles aparecieron en el Estuario del Odiel durante una bajamar extrema (Fig.4). Estos niveles han sido caracterizados como niveles del primer tipo, con base erosiva y acumulaciones de conchas y fragmentos (Fig.5) que incluyen ejemplares de berberechos (*Cerastoderma glaucum* y *Cerastoderma edule*), ostiones (*Crassostrea angulata*) chirlas (*Chamelea gallina*), longuerones (*Solen marginatus*), almejas finas (*Ruditapes decussatus*) y conchenas (*Glycimeris variabilis*). Sobre estos niveles de conchas se desarrolla una capa de arenas negras correspondiente al periodo de decantación posterior al tsunami. Es curioso que algunos de los bivalvos descritos lograron sobrevivir al evento y escaparon de la acumulación de conchas horadando la capa de arenas que la recubre. Éstos fueron en su mayoría almejas, debido a su menor peso y a tener su hábitat dentro del estuario, así el transporte por el tsunami fue más corto y el desgaste menor.



Figura 4. Fotografías de la tsunamita en el estuario del río Odiel.

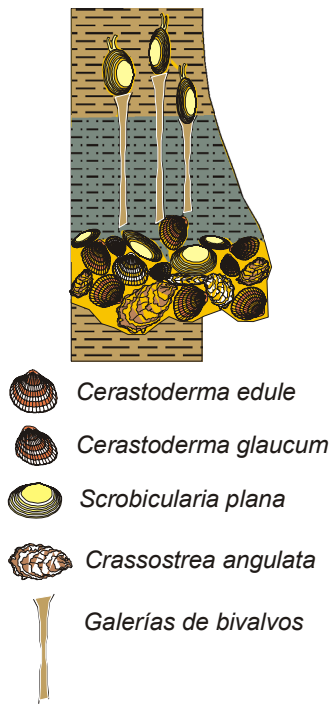


Figura 5. Columna litológica de la tsunamita hallada en el estuario del río Odiel.

Otras fechas registradas en las capas más antiguas son igualmente significativas, así existe una capa de conchas datada en torno al 550 antes de Cristo que podría corresponder con la fecha de finalización de la civilización tartésica, y otra anterior datada alrededor de 2500 antes de Cristo que coincide con el final de la civilización megalítica onubense (Fig. 7).

Una vez identificada en el estuario una tsunamita tipo, se buscaron en sondeos otras capas semejantes, habiéndose encontrado hasta un total de 14 en los últimos 8000 años. Dataciones con Carbono 14 (Fig.6) han demostrado que las más recientes de estas capas corresponden a los tsunamis de 1755, 1531, 949, 881 y 395 de nuestra era, todos ellos originados por sismos históricamente documentados.

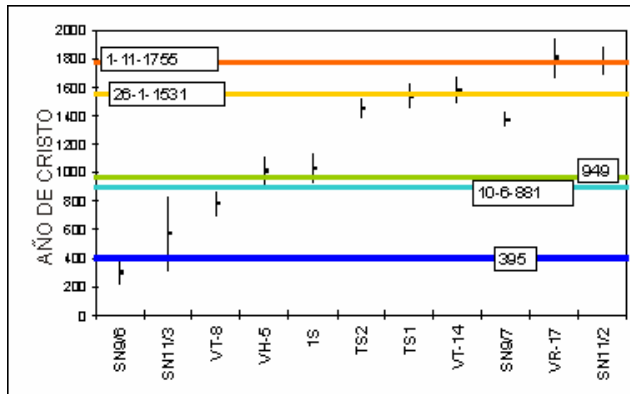


Figura 6. Dataciones con carbono-14 en las tsunamitas más recientes.

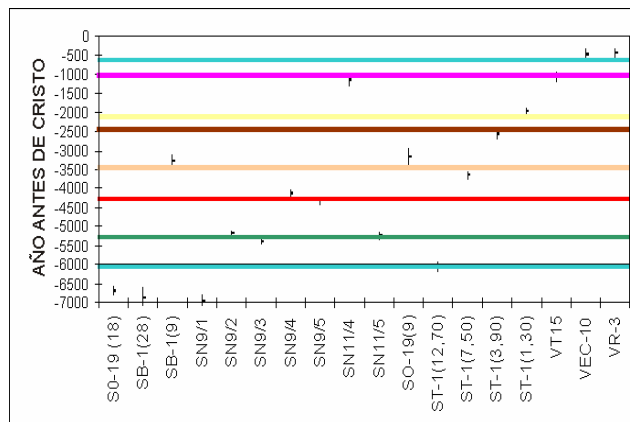


Figura 7. Dataciones con carbono-14 en las tsunamitas más antiguas.

## La contaminación minera de los ríos Tinto y Odiel

Manuel Olías, José Miguel Nieto, Aguasanta M. Sarmiento y Carlos R. Cánovas

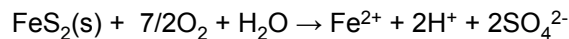
### Introducción

Los ríos Tinto y Odiel son los mayores de Huelva, con unas cuencas de 1.676 y 2.377 km<sup>2</sup> de superficie respectivamente, lo que supone aproximadamente el 40% de la provincia. El río Tinto nace en Peña de Hierro, cerca de Nerva, mientras que el Odiel lo hace más al norte, en la Sierra de Aracena. Ambos desembocan en un estuario común: la Ría de Huelva.

Estos ríos discurren en gran parte de su recorrido sobre los materiales de la Faja Pirítica Ibérica que, como se trata en otros apartados de este libro, es rica en yacimientos de sulfuros masivos. El sulfuro más abundante es la pirita (FeS<sub>2</sub>), pero junto a ésta existen otros minerales (que a menudo son los que tienen interés económico) como calcopirita (CuFeS<sub>2</sub>), esfalerita o blenda (ZnS), galena (PbS), arsenopirita (FeAsS), etc.

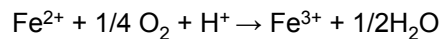
### La contaminación por drenaje ácido de minas

Los sulfuros son minerales muy insolubles en condiciones reductoras. En la naturaleza permanecen en el subsuelo en condiciones anóxicas (ausencia de oxígeno) y sólo una pequeña parte de estos depósitos aflora en la superficie. Sin embargo cuando se ponen en contacto con la atmósfera, en presencia de oxígeno y agua se produce la oxidación de la pirita según la siguiente reacción:



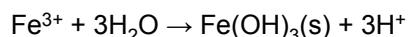
Esta reacción genera acidez (iones H<sup>+</sup>) y produce la liberación de grandes cantidades de sulfatos (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) y hierro ferroso (Fe<sup>2+</sup>). Como consecuencia se obtiene un lixiviado muy tóxico, con una alta capacidad contaminante. Estos lixiviados ácidos ricos en Fe<sup>2+</sup> tienen típicamente un color verdoso (Fig.1).

Sin embargo, cuando discurren por la superficie en contacto con el oxígeno, el hierro ferroso (Fe<sup>2+</sup>) se oxida a férrico (Fe<sup>3+</sup>) mediante la reacción:



**Figura 1.** Lixiviados ácidos con una coloración verdosa debido a una alta concentración de hierro ferroso (Arroyo Alcojola, pequeño afluente del Tinto).

El hierro férrico puede permanecer en disolución a valores de pH menores de 3 o precipitar como hidróxido férrico, reacción que produce más acidez:



El  $\text{Fe}^{3+}$  y los hidróxidos que precipitan dan una coloración rojiza o amarillenta típica a los cauces afectados por este proceso (Fig.2). Estas son las tonalidades más frecuentes en los ríos afectados por drenaje ácido de mina, de donde proviene el nombre del río 'Tinto'.

Además también se produce la oxidación de los sulfuros accesorios, por lo que se liberan una gran cantidad de metales y metaloides como As, Cd, Co, Cu, Ni, Pb, Zn, etc., algunos de ellos extremadamente tóxicos.



**Figura 3.** Pequeñas terrazas de estromatolitos en el Arroyo Agrio, formados por la acción de las bacterias acidófilas.

**Figura 2.** Lixiviados típicos de mina con coloración rojiza debido a una alta concentración de hierro férrico (vertido de la mina de Cueva de la Mora al Arroyo Monteromero).

La concentración de As, Cu, Pb y otros elementos disminuye conforme nos alejamos del punto de vertido debido a que coprecipitan junto a los oxihidróxidos de Fe, que actúan de esta forma como "sumideros" de elementos tóxicos.

Debido a su acidez este lixiviado reacciona con las rocas del entorno produciendo la disolución por hidrólisis de otros minerales que aportan al agua elementos como Al, Ca, Mg, Mn, Si que, aunque no forman parte de los sulfuros, son también muy abundantes en las aguas ácidas de mina.

Abióticamente, las reacciones anteriores son muy lentas, pero se aceleran enormemente cuando son catalizadas por bacterias acidófilas quimiolitotrofas (que se alimentan de rocas). Es decir, sin la existencia de estas bacterias la oxidación de los sulfuros no sería un problema, pues la acidez producida podría ser neutralizada por el medio. Sin embargo, si las condiciones que se alcanzan son ácidas, se produce un espectacular incremento de la población de bacterias que catalizan estos procesos, lo que ocasiona que cada vez se produzca mayor acidez, de forma que el proceso se retroalimenta, produciendo un lixiviado con valores de pH muy bajos y enormes concentraciones de metales y metaloides. La acción de las bacterias queda reflejada en estructuras de estromatolitos frecuentes en muchos ríos y arroyos ácidos (Fig.3).

Las actividades mineras hacen que la oxidación natural de la pirita se incremente fuertemente debido a:

- La perforación de kilómetros de túneles por los que penetra el oxígeno atmosférico, a partir de los cuales se distribuye por grietas, fisuras, etc., exponiendo grandes cantidades de sulfuros, que antes se encontraban en condiciones anóxicas, a la oxidación.
- La creación de enormes escombreras con materiales desechados por su baja ley pero que contienen todavía sulfuros (Fig.4). Además el problema se ve agravado porque la roca se fragmenta en pequeños trozos aumentando la superficie expuesta a la meteorización.
- Los métodos de explotación y tratamientos empleados históricamente, como las teleras que ardían durante meses y cuyas cenizas eran lavadas para extraer el cobre. En otras ocasiones el método de explotación consistía en exponer el mineral a la acción atmosférica y regarlo con agua para que se oxidara. Posteriormente el lixiviado era utilizado para recuperar el cobre y la plata y el resto se vertía al río. También existen numerosos hornos de fundición, plantas de tostado de la pirita, balsas de lixiviados, etc., que generan lixiviados ácidos (Fig.5).



**Figura 5.** Antiguo sistema de canaleo en la mina de Tinto Santa Rosa.

**Figura 4.** Río Odiel a su paso por la mina Poderosa.

### **Un poco de historia**

A partir de estudios arqueológicos y análisis de los metales contenidos en los sedimentos de la Ría de Huelva, se estima que el inicio de la minería en la provincia de Huelva se remonta a mediados del tercer milenio antes de Cristo, hace unos 4.500 años. De esta época data el poblado de Cabezo Juré en Alosno, cuyos habitantes se dedicaron a la extracción de cobre.

Posteriormente los tartesos y fenicios continuaron la explotación de minerales. Pero no fue hasta la época romana cuando se produjo un gran desarrollo de la actividad minera y, como consecuencia, los niveles de contaminación se incrementaron. Esta polución llegó incluso hasta el Ártico; se ha detectado un aumento del contenido de plomo en niveles de hielo antiguo de Groenlandia coincidiendo con la época romana y, en base a su composición isotópica, se concluye que el 70% provenía de la explotación de las minas de Riotinto. Esto da una idea de la gran importancia de la minería en la provincia de Huelva en la época romana.

Después de la época romana la actividad minera disminuyó, aunque continuó intermitentemente durante la dominación visigótica, árabe y la Edad Media. Es muy conocido un informe realizado en 1.556 por D. Diego Delgado, comisionado de Felipe II para realizar una investigación minera:

*“En este río no se cría ningún género de pescado, ni cosa viva, ni las gentes las beben, ni sirve para ninguna cosa... Tiene otra propiedad que si se echa un hierro en el agua se consume en pocos días... Tomé una rana viva y la eché al río y murió sin poder salir del agua... En todo este río no existe ni arena ni materiales sueltos porque todas las piedras están fijadas y pegadas juntas”*

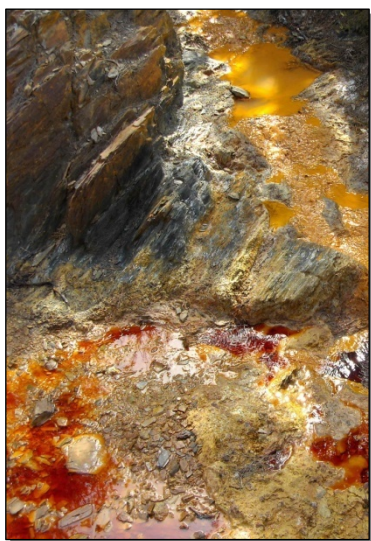
Sin embargo es a partir del siglo XIX cuando, con la llegada de la revolución industrial, la actividad minera resurgió. Debido a la utilización de maquinaria y a las explotaciones a cielo abierto, la minería se hace mucho más agresiva con el medio. Cerca de un centenar de minas han estado operando durante los siglos XIX y XX para la producción de ácido sulfúrico, cobre y otros metales base como Zn y Pb. En los numerosos residuos mineros se siguen produciendo lixiviados ácidos que llegan hasta la red de drenaje de los ríos Tinto y Odiel.

### **Estado de los ríos Tinto y Odiel**

Como resultado de la intensa actividad minera en sus cuencas, los ríos Tinto y Odiel están profundamente afectados por drenaje ácido de mina. El río Tinto ya nace con carácter ácido (Fig.6) debido a la existencia de escombreras próximas. Sin embargo, el Odiel tiene una buena calidad hasta que recibe el primer lixiviado procedente de la mina Concepción (Fig.7).

En la figura 8 se muestra la red fluvial de ambos ríos, indicando los tramos contaminados por lixiviados ácidos de mina. Se comprueba que en el río Tinto la contaminación se restringe prácticamente al cauce principal y el único foco contaminante es el Distrito Minero de Riotinto. En el río Odiel, por el contrario, está afectada una gran parte de la red fluvial (más de 400 km de ríos y arroyos) por un gran número de minas, entre ellas las más contaminantes son: las de Riotinto (que llegan al Odiel a través del Arroyo Agrio), la de San Telmo, que afecta al río Oraque, y las de Tharsis, cuyos lixiviados llegan al río Oraque y al Meca.

En los tramos afectados la única vida de los ríos son comunidades de bacterias, que catalizan las reacciones de oxidación, y algunas algas especialmente adaptadas a estos medios.



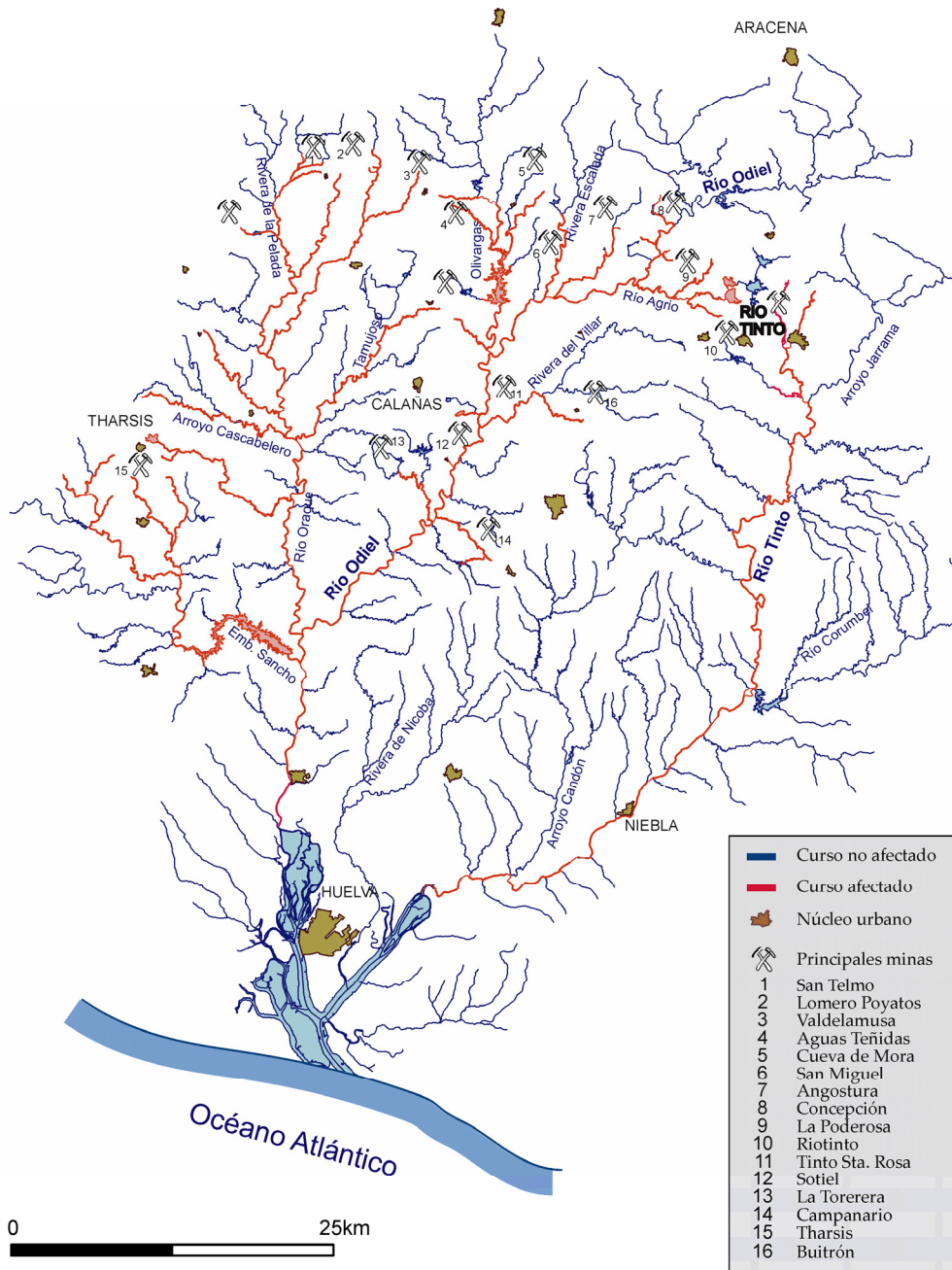
**Figura 6.** Detalle del nacimiento del río Tinto.



**Figura 7.** Fotografía del río Odiel cuando recibe el primer vertido ácido procedente de la mina Concepción (obsérvese como desaparece la vegetación del cauce).



En la tabla 1 se exponen las concentraciones medias y parámetros del agua del río Tinto a la altura de Niebla y del Odiel en Gibraleón. A efectos de comparación también se muestran los valores normales en los arroyos no afectados de la zona y los establecidos en la reglamentación española para aguas de consumo humano (RD 140/03). Las condiciones en el río Tinto son más extremas que en el Odiel. Sin embargo, se comprueba que los valores de metales tóxicos en los dos ríos son elevadísimos, por ejemplo la cantidad de hierro del Tinto es casi mil veces mayor que la de arroyos no afectados y la permitida para consumo humano. Igualmente se tienen concentraciones muy elevadas de Al, Cu, Mn, Zn, As, Co, Ni, Pb, etc.



**Figura 8.** Red fluvial de los ríos Tinto y Odiel, mostrando los cursos afectados por drenaje ácido de mina y la situación de las minas principales.

**Tabla 1.** Composición media de los ríos Tinto y Odiel antes de su entrada en la Ría de Huelva.

	Tinto	Odiel	Arroyos naturales	RD 140/03
pH	2.8	3.6	7.2	6 – 9
CE (μS/cm)	2490	1210	262	2500
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/L)	1450	769	30	250
Al (mg/L)	79	41	<0.05	0.2
Cu (mg/L)	19	6	0.04	2
Fe (mg/L)	151	8	0.2	0.2
Mn (mg/L)	8	9	0.07	0.05
Zn (mg/L)	26	13	0.14	-
As (μg/L)	160	8	<3	10
Cd (μg/L)	118	57	<3	5
Co (μg/L)	564	308	<3	
Cr (μg/L)	16	6	<3	50
Ni (μg/L)	170	163	<3	20
Pb (μg/L)	130	50	<3	25

Debido a estas elevadas concentraciones, las cantidades de elementos tóxicos transportadas por los ríos Tinto y Odiel hasta la Ría enormes (Tabla 2).

**Tabla 2.** Carga contaminante de los ríos Tinto y Odiel (en toneladas/año).

	Tinto	Odiel	Total
Al	1200	4600	5800
Cu	470	1250	1720
Fe	5100	2800	7900
Mn	160	1450	1610
Zn	860	2610	3470

Sin embargo estas condiciones no son constantes durante todo el año. En el invierno la calidad del agua es algo mejor debido a la dilución por el mayor caudal circulante. A lo largo de la primavera y verano la concentración de contaminantes en el agua aumenta como consecuencia de una menor dilución y mayor evaporación. En esta época es frecuente observar en los márgenes del río y en las zonas donde el agua queda estancada sales eflorescentes solubles, que almacenan temporalmente acidez y gran cantidad de elementos tóxicos (Fig.9). Con la llegada de nuevas precipitaciones en el otoño, estas sales se redissuelven, liberando la acidez y los elementos tóxicos que contienen, de forma que es en esta época cuando los niveles de contaminación del río son mayores.



**Figura 9.** Detalle de las sales eflorescentes precipitadas durante el estiaje que almacenan acidez y metales tóxicos.

Se comprueba que es el Odiel el que aporta más contaminantes a la Ría debido a su mayor caudal (con la excepción de Fe). Estas cifras suponen que cada hora llegan a la Ría 900 kg de Fe, 660 de Al, 400 de Zn, etc. La mayoría de estos metales precipitan en el estuario debido al ascenso de pH que se produce al mezclarse el agua ácida con el agua de mar, contaminando los sedimentos, a partir de donde pueden entrar en la cadena trófica. Sin embargo los metales más móviles llegan al Océano Atlántico contaminando las aguas litorales e, incluso, alcanzan el Mediterráneo a través del estrecho de Gibraltar.

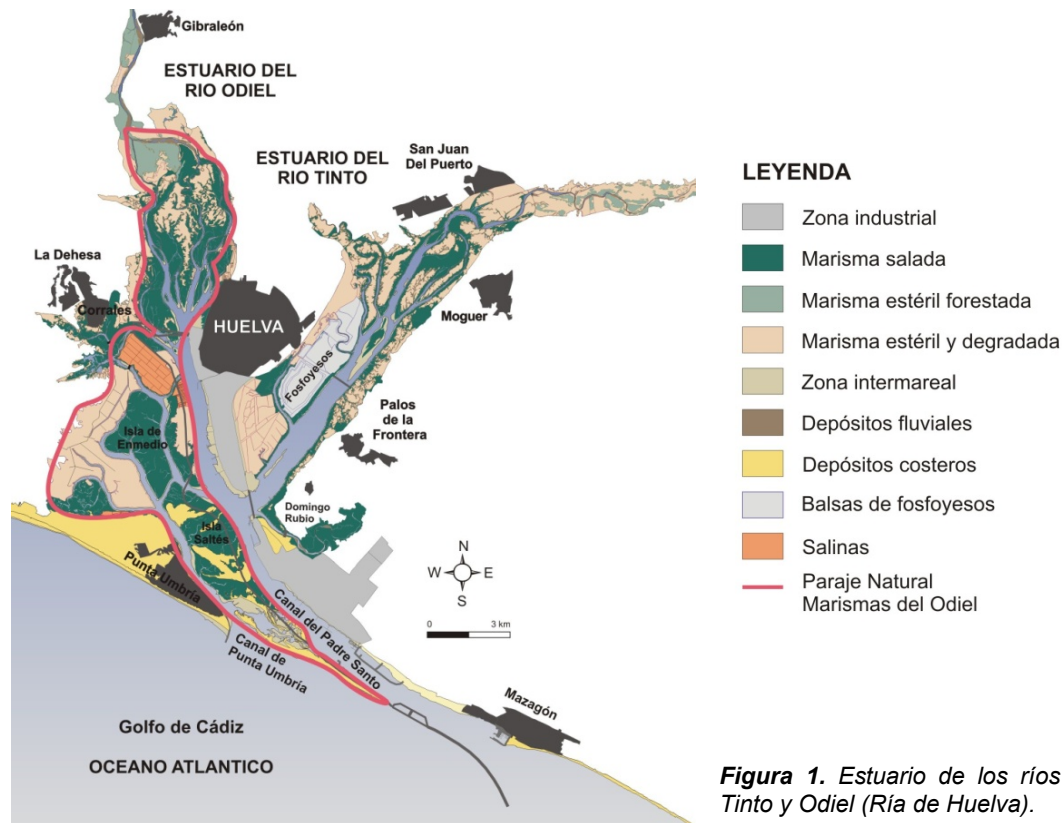
Mucha gente cree que la acidificación de estos ríos se produce de forma natural y que, por tanto, no hay que tomar medidas para corregirla. Sin embargo, todos los arroyos y tramos de los ríos Tinto y Odiel afectados por lixiviados ácidos están asociados a vertidos de lixiviados procedentes de minas, modernas o antiguas, de tal forma que no se trata de “contaminación” natural. Recientemente se han iniciado varios proyectos encaminados a una recuperación de algunos tramos del río Odiel utilizando tecnologías de tratamiento pasivo (basados en procesos naturales que no requieren un gran coste de mantenimiento), para devolver a este sistema fluvial su importante función ecológica, cultural y recreativa.

# La contaminación de la Ría de Huelva

Nieves López González, José Borrego Flores y Berta Carro Flores

## Introducción

La desembocadura de los ríos Tinto y Odiel constituye un sistema estuarino conocido como la “Ría de Huelva”. Desde el punto de vista fisiográfico, puede definirse como un “estuario barrera” donde las características dinámicas dependen de la fuerte influencia mareal, que controla los procesos de mezcla de agua en el interior del sistema. La onda de marea presenta un rango medio de 2.3 m, variando entre 1.6 m durante los ciclos de marea muerta media y 2.9 m en los de marea viva media. El estuario tiene una extensión de 15 km y, en función de su dinámica sedimentaria, puede dividirse en cuatro sectores (Fig.1):



**Figura 1.** Estuario de los ríos Tinto y Odiel (Ría de Huelva).

1. *Canal del Padre Santo*, por el que penetra la mayor parte del agua mareal y se produce el drenaje de las descargas fluviales durante las crecidas de los ríos Odiel y Tinto. Este canal constituye la principal vía de navegación por la que tiene lugar el tránsito desde el mar hacia el Puerto de Huelva. En su margen derecha se encuentran situadas buena parte de las instalaciones portuarias y un importante polígono de industrias químicas y básicas.

2. *Subsistema Punta Umbría*, formado por una amplia extensión de llanuras mareales vegetadas conectadas con el mar a través del Canal de Punta Umbría. En este sector se encuentra la Reserva Integral de Isla de Enmedio, que forma parte del Paraje Natural Marismas del Odiel. A esta zona no llegan las descargas directas de los ríos pero al estar conectado con el resto del estuario (por el denominado Canal del Burro) recibe la influencia de la zona de mezcla del resto del sistema. .

3. *Estuario del Río Odiel*, sector que recibe las descargas directas del Río Odiel y en el que se sitúa la zona de mezcla fluvio-marina de dicho río. En su parte más interna se desarrollan amplias marismas situadas sobre un complejo sistema de islas separadas por canales mareales distribuidores que forman parte del Paraje Natural Marismas del Odiel. Cerca de la confluencia de este sector con el Canal del Padre Santo están situadas el resto de las instalaciones portuarias y un segundo polígono industrial.

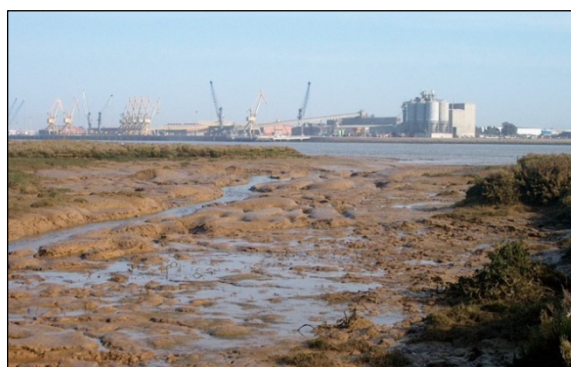
4. *Estuario del Río Tinto*, constituye la zona de influencia directa del Río Tinto y representa la parte más degradada del sistema. En su margen izquierda se sitúan grandes balsas donde se acumulan residuos industriales, cenizas de pirita y fosfoyesos (Fig.2), que ocupan una extensión aproximada de 1.200 ha y que son una fuente importante de aportes contaminantes al sistema.

#### **Origen de la contaminación del estuario**

Parte de la contaminación del estuario de los ríos Odiel y Tinto se debe a los aportes de aguas ácidas (con pH inferiores a 3) y metales pesados, procedentes de la intensa actividad minera desarrollada en las cuencas de drenaje de ambos ríos (ver apartado anterior). Este hecho, unido a la instalación de un importante complejo industrial en el estuario durante los años 60, produjo un aumento considerable de la degradación del medio (Fig.3). Como consecuencia de esta contaminación se produjo la desaparición casi completa de la epifauna, infauna y microfauna bentónica en el estuario. Durante los años 80 la Junta de Andalucía, a través de la Consejería de Medio Ambiente, puso en marcha un plan general de corrección de vertidos a la Ría que finalizó en el año 1997. A partir de este momento, mejora ostensiblemente la calidad ambiental del agua y se produce una recuperación parcial de la infauna y epifauna en el estuario.



**Figura 2.** Depósitos de fosfoyesos en el estuario del Río Tinto.



**Figura 3.** Complejo industrial del Puerto de Huelva desde Isla Saltés.

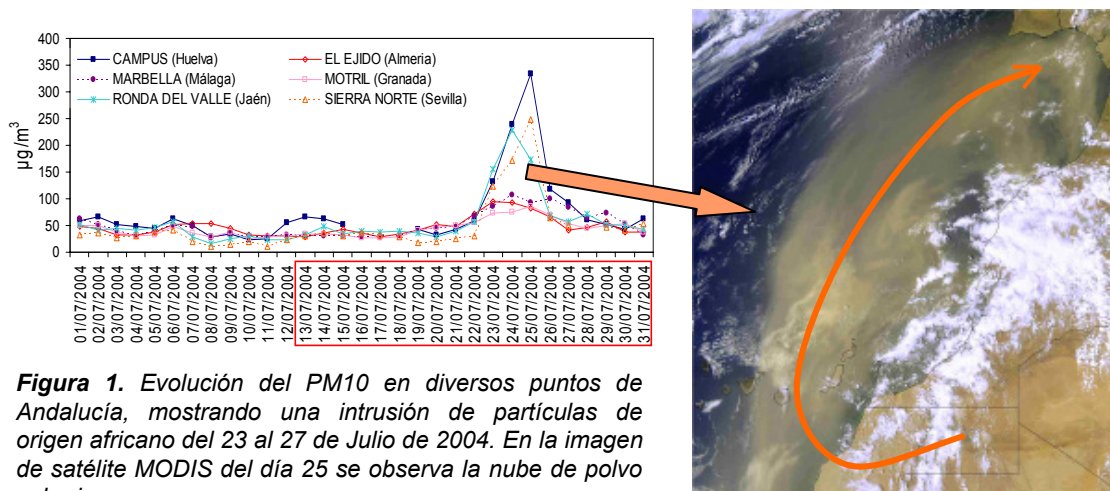
Como consecuencia de todo lo anterior, los sedimentos de la Ría de Huelva muestran una concentración muy alta de metales pesados, alcanzándose concentraciones medias de 928 ppm de Cu, 1.146 ppm de Zn y 730 ppm Pb. Aún siendo altas las concentraciones de metales en todos los sectores del estuario, se han podido definir zonas de acumulación preferente para algunos de ellos. Así, mientras que el Cr o el Fe se acumulan preferentemente en las zonas afectadas directamente por las descargas fluviales (zonas de mezcla de los estuarios de los ríos Tinto y Odiel), el Zn y el Ba lo hacen en zonas sin influencia fluvial directa (subsistema Punta Umbría). Estas concentraciones de metales afectan no sólo a los materiales más superficiales, sino a una capa de sedimentos que en algunos puntos se extienden hasta una profundidad de 70 cm, pudiendo afectar a todo el horizonte de colonización de la infauna. Además, las altas concentraciones de nutrientes presentes en el agua originan una alta productividad que se refleja en unos niveles anormalmente altos de clorofila.

## Caracterización del material particulado atmosférico de la provincia de Huelva

Ana M<sup>a</sup> Sánchez de la Campa y Jesús de la Rosa

El material particulado atmosférico (MPA) está formado por partículas de tamaño muy pequeño que están en suspensión en el aire. El MPA constituye un contaminante atmosférico que causa problemas de salud y otros inconvenientes. En nuestro país la legislación establece unos límites máximos en el aire de las partículas con un diámetro menor de 10 µm (PM10). El MPA puede tener un origen natural o bien deberse a la contaminación atmosférica causada por las actividades humanas. La fuente de origen determinará sus propiedades físicas (tamaño, superficie específica y densidad) y químicas.

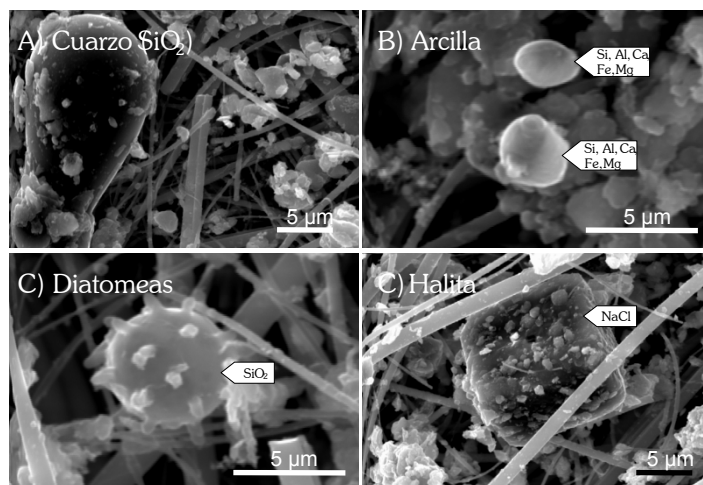
En la provincia de Huelva unas de las principales fuentes de MPA son las masas de aire procedentes del norte de África, las cuales llegan frecuentemente con una importante carga de partículas procedentes de los desiertos del Sahara-Sahel (Fig.1).



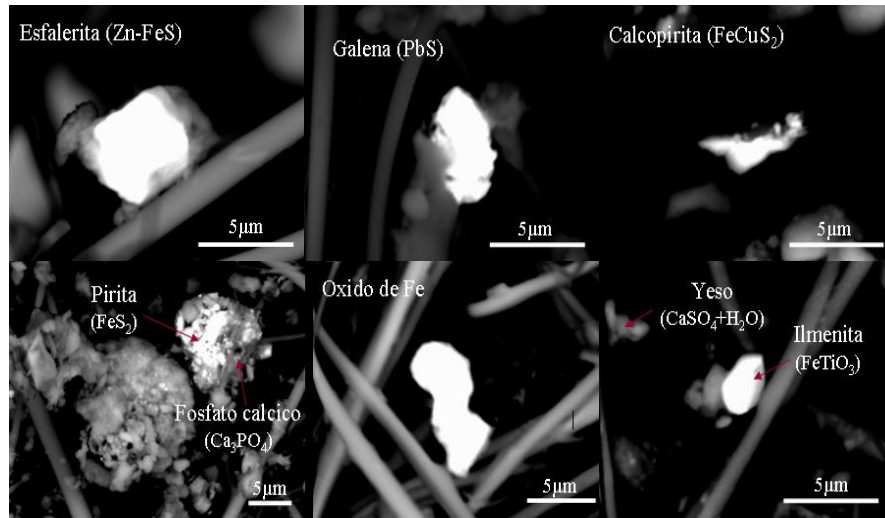
**Figura 1.** Evolución del PM10 en diversos puntos de Andalucía, mostrando una intrusión de partículas de origen africano del 23 al 27 de Julio de 2004. En la imagen de satélite MODIS del día 25 se observa la nube de polvo sahariano.

Las partículas atmosféricas de origen natural más abundantes en Huelva están constituidas por cuarzo, feldespatos, micas y arcillas. Se originan por episodios de intrusión masas de aire norteafricanas y por la resuspensión local de partículas del suelo (Fig.2).

**Figura 2.** Imágenes de microscopio electrónico de barrido de partículas representativas obtenidas durante una intrusión de masas de aire norteafricano en Huelva. A) cuarzo; B) arcilla; C) diatomeas y D) cubo de halita.

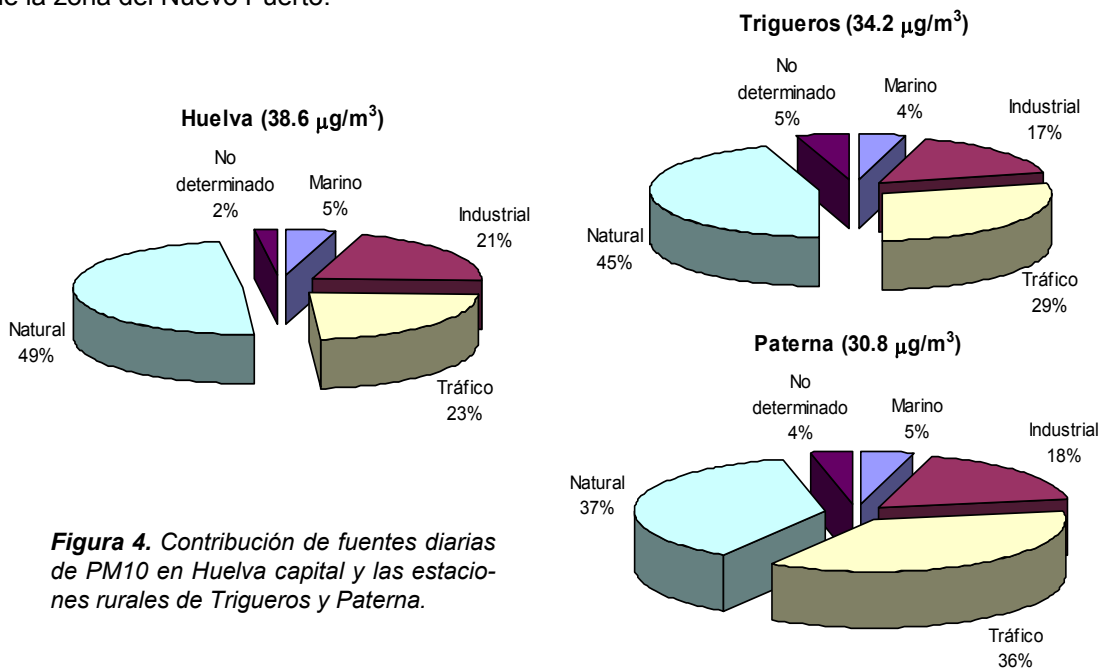


Episódicamente, también ocurre el impacto de las emisiones procedentes de los polígonos industriales del entorno de la Ría de Huelva, las cuales pueden incidir sobre la ciudad y áreas rurales, ocasionando concentraciones máximas de PM10, SO<sub>2</sub>, PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, Cu, Ti, Pb y As. Desde un punto de vista mineralógico se trata de óxidos de titanio, pirita y calcopirita principalmente (Fig.3).



**Figura 3.** Imágenes de electrones retrodispersados de partículas representativas de la actividad industrial de Huelva.

De este modo es posible distinguir si el material particulado es de origen natural o se debe a la acción del hombre. La comparación de filtros de PM10 muestreados en Huelva capital y en zonas rurales (Trigueros y Paterna del Campo) pone de manifiesto una mayor cantidad de partículas en suspensión en la ciudad de Huelva (38.6 µg/m<sup>3</sup> frente a 34.2 y 30.8 µg/m<sup>3</sup>), así como una contribución industrial en Huelva superior en comparación con las zonas rurales (Fig.4). En la ciudad de Huelva, mediante este tipo de análisis, es posible incluso conocer si los contaminantes de tipo industrial provienen del polígono industrial de la Punta del Sebo o de la zona del Nuevo Puerto.



**Figura 4.** Contribución de fuentes diarias de PM10 en Huelva capital y las estaciones rurales de Trigueros y Paterna.

## Suelos contaminados por actividades mineras

*Juan Carlos Fernández Caliani y Cinta Barba Brioso*

La explotación intensiva de los yacimientos de pirita de la provincia de Huelva ha generado, a lo largo del siglo pasado, un gran volumen de residuos minerales (estériles, escorias, cenizas de tostación, etc.) que actualmente se encuentran abandonados, aportando aguas ácidas y elementos contaminantes a los suelos y cauces fluviales de su entorno.

Los suelos dominantes en la Faja Pirítica son leptosoles, es decir suelos muy delgados y pobres en materia orgánica, sobre los que se asienta la vegetación típica de monte bajo mediterráneo, con jaras y brezos, y extensas repoblaciones de pinos y eucaliptos.

En las inmediaciones de algunos centros mineros, donde aún existe una población estable como por ejemplo Minas de Tharsis (Fig.1), es fácil encontrar pequeñas huertas sobre suelos aluviales, donde se desarrolla una agricultura tradicional de autoconsumo familiar. A veces, los huertos se encuentran tan próximos a las explotaciones mineras y a las escombreras que deben protegerse de las aguas ácidas mediante rudimentarios muros de piedra. Y en algunos puntos se pueden hallar suelos que comienzan a desarrollarse sobre los productos de alteración de los propios residuos mineros.

En general, los suelos de mina son ácidos o extremadamente ácidos (valores de pH inferiores a 4), contienen bajas proporciones de arcillas y prácticamente están desprovistos de materia orgánica. Desde el punto de vista mineralógico se caracterizan por la abundancia de oxihidróxidos de hierro amorfos y sulfatos (jarosita y yeso), y ocasionalmente por la presencia de cristales diseminados de sulfuros metálicos, como pirita, galena y calcopirita.

Los suelos directamente afectados por los drenajes ácidos de mina y los residuos minero-metalúrgicos presentan concentraciones anómalas de As y metales pesados (sobre todo Cu, Pb, Zn y Cd) que exceden ampliamente los valores del fondo geoquímico regional y los umbrales críticos a partir de los cuales pueden existir problemas de ecotoxicidad.



*Figura 1. Suelos acidificados en el entorno de las minas de Tharsis.*



## LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO







## LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

Esta guía se organiza en cuatro grandes apartados en relación a las zonas que se han descrito en el capítulo anterior: la zona de Ossa-Morena (fichas 1 a 11, de color verde), la zona Surportuguesa (fichas 12 a 21, de color naranja), la Cuenca del Guadalquivir (fichas 24 a 32, de color amarillo) y el litoral costero (fichas 33 a 38, de color azul).



Además se incluyen dos fichas (las número 22 y 23, de color morado) que corresponden a dos pequeños afloramientos del Mesozoico. A este periodo corresponden, por ejemplo, las Cordilleras Béticas, pero apenas está representado en nuestra provincia.

Cada ficha tiene un pequeño mapa de localización, no obstante su numeración sirve para localizarla en el mapa Geológico de la Provincia (Anexo II), de forma que si estamos visitando un punto determinado podamos saber que otros lugares de interés descritos en la guía existen en el entorno.

Muchos de los itinerarios se realizan por el borde de carreteras, en cuyas taludes podemos realizar observaciones que de otra forma quedarían ocultas. En estos casos se recomienda máxima precaución para evitar cualquier accidente, sobretodo si vamos con un grupo numeroso.

# 1. Vulcanismo submarino del Paleozoico inferior en el norte de la provincia de Huelva: las lavas almohadilladas de Cumbres Mayores

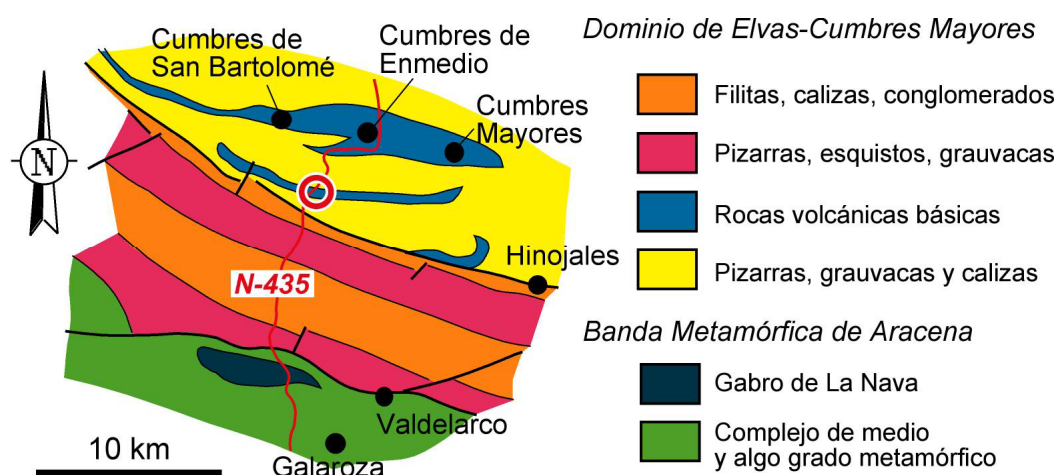
Carlos Fernández Rodríguez, Manuel Díaz Azpiroz y Antonio Castro Dorado

## Localización y accesos

La unidad geológica que contiene a las lavas almohadilladas de Cumbres Mayores se localiza cerca del límite entre las provincias de Huelva y Badajoz, en la parte sur de la Zona de Ossa-Morena, dentro del conjunto de rocas de bajo grado metamórfico que se disponen al norte del Cinturón Metamórfico de Aracena (Fig.1).

El acceso a los afloramientos es sencillo, ya que las mejores observaciones se pueden hacer en las trincheras de las carreteras de este sector de la sierra. Es especialmente interesante y llamativo el corte de la carretera nacional N-435 (Huelva-Badajoz), unos 4 km al sur del cruce con las Cumbres, del que procede la descripción y las fotografías que se presentan a continuación.

**Advertencia:** téngase en cuenta que se trata de una vía rápida y de tráfico relativamente denso, por lo que deben tomarse las máximas precauciones al visitar el afloramiento.



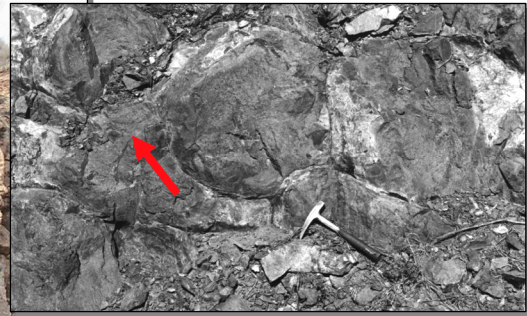
**Figura 1.** Mapa geológico esquemático de la zona centro-septentrional de la provincia de Huelva, con la localización de los afloramientos de lavas almohadilladas (círculo rojo).

## Descripción

Los afloramientos de lavas almohadilladas de Cumbres pertenecen a la sucesión detrítico-volcánica del Cámbrico inferior de la parte meridional de la Zona de Ossa-Morena, y se localizan en el flanco sur (en amarillo en la Fig.1) del antiforme de Olivenza-Monesterio. Las distintas fases de deformación que han afectado a esta gran estructura han producido un intenso replegamiento de los materiales. De esta manera, en el afloramiento estudiado, la estratificación se dispone en dirección E-O y en posición subvertical o con fuertes buzamientos al sur. Tanto en la trinchera de la carretera, como en la cercana del ferrocarril Huelva-Zafra, que discurre unas decenas de metros al oeste de la carretera, se observa una secuencia volcánica alternante de tobas, brechas y coladas masivas o de lavas almohadilladas.



**Figura 2.** Paquete de lavas almohadilladas de posición subvertical en la trinchera de la CN-435. Algunas almohadillas se señalan con flechas.



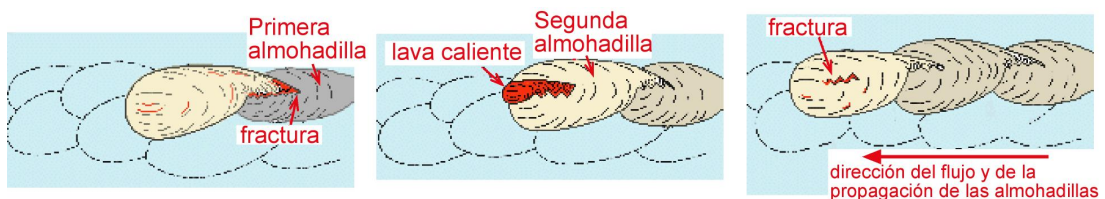
**Figura 3.** Detalle de las almohadillas en sección. El techo de la secuencia está marcado por la flecha roja, y se deduce de la geometría que muestran las almohadillas en corte transversal (descripción en el texto).

Tanto a muro como a techo de esta unidad volcánica, se disponen gruesos paquetes de pizarras alternando con grauvacas, que localmente presentan niveles de metavulcanitas intercalados.

El metamorfismo sufrido por estas unidades es de grado muy bajo, lo que posibilita la observación de las estructuras volcánicas primarias. A pesar del fuerte buzamiento de la serie, se pueden identificar sin dificultad los apilamientos de almohadillas en los niveles de coladas (Fig.2). Analizados con detalle, es posible observar algunas de las estructuras más características de las almohadillas individuales, como la fracturación radial, su estructura bandeada concéntrica, o su típica geometría en cortes transversales (parte inferior cuspada al adaptarse a las almohadillas previas y parte superior redondeada). Estos rasgos permiten utilizarlas como criterio de polaridad primaria (posición relativa de muro y techo de la secuencia) en series basculadas (Fig.3).

### Interpretación

La actividad volcánica que originó estas secuencias tiene más de 500 millones de años de antigüedad. En esa época, un océano estaba abriéndose en la parte meridional de lo que hoy es la Zona de Ossa-Morena. Este proceso de *rifting*, acompañado de abundantes emisiones volcánicas y de invasión por parte del mar de las zonas de corteza continental adelgazada, constituyó el ambiente ideal para la formación de lavas almohadilladas debidas a emisiones basálticas por debajo de una lámina de agua. En la figura 4 se ilustra el proceso de formación de estas estructuras almohadilladas. Cuando un volumen de lava fluye dentro del agua, se produce una rápida solidificación de su superficie de contacto (primera almohadilla). El flujo de lava continúa en el interior de la almohadilla y acaba produciendo la fracturación de su superficie, permitiendo la salida de un nuevo cuerpo de lava (segunda almohadilla). La repetición del proceso dio lugar al apilamiento de almohadillas observado.



**Figura 4.** Proceso de formación de lavas almohadilladas.

## 2. Los *skarns* con wollastonita de Aroche

Juan Carlos Fernández Caliani, Iñaki Moreno-Ventas y Ana Requena

### Localización y accesos

Los *skarns* con wollastonita de Aroche se localizan en un paraje conocido como Alto del Carmen, a unos 2 km al sur del núcleo urbano. Para acceder a la zona mineralizada se recomienda tomar la pista forestal que une Aroche con El Mustio, y desviarse a unos 500 m por un carril que va en dirección sureste hasta una cantera abandonada de mármoles.

Desde el punto de vista geológico, las mineralizaciones de wollastonita se localizan en el borde meridional del Cinturón Metamórfico de Aracena (CMA), en el contacto entre un complejo de diques leucograníticos y unos mármoles calcíticos del Cámbrico inferior (Fig.1).

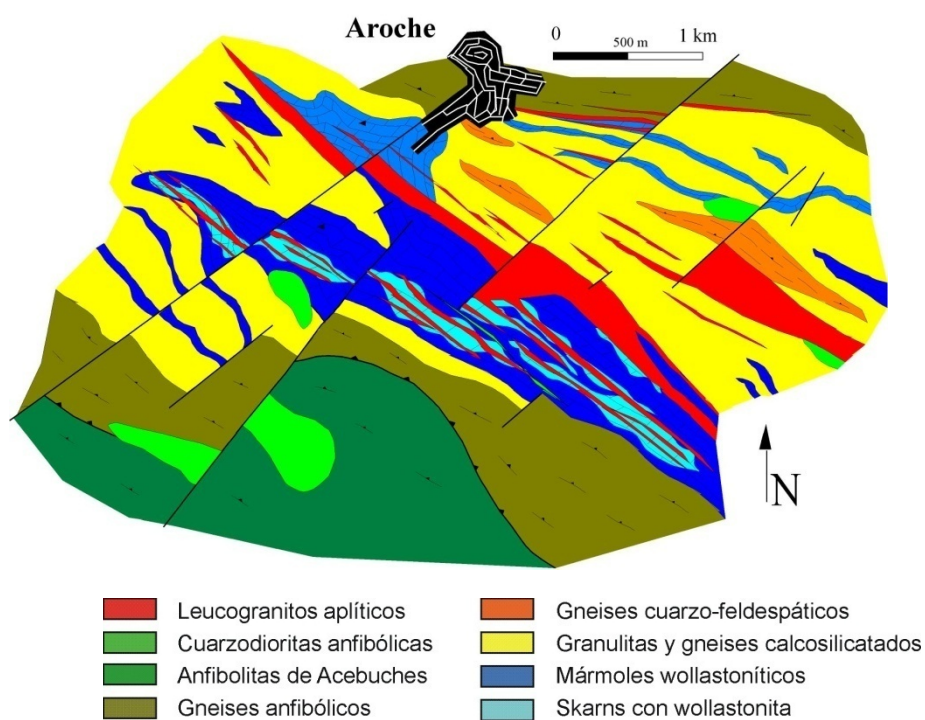


Figura 1. Mapa geológico del entorno de Aroche y localización de los *skarns* con wollastonita.

### Descripción

Los *skarns* con wollastonita constituyen un cuerpo mineralizado de más de 7 millones de toneladas con una ley media de 26%, lo que representa unas reservas seguras de 1,5 millones de toneladas de wollastonita, según la campaña de prospección minera efectuada por la empresa nacional ADARO en los años ochenta. La wollastonita es un silicato cálcico ( $\text{CaSiO}_3$ ) de color blanco brillante y aspecto fibroso. Se trata de un importante mineral industrial que se emplea principalmente en la industria cerámica.

Los afloramientos de wollastonita masiva se suceden discontinuamente a lo largo de varios kilómetros, siguiendo la dirección regional de las estructuras geológicas variscas (NO-SE).

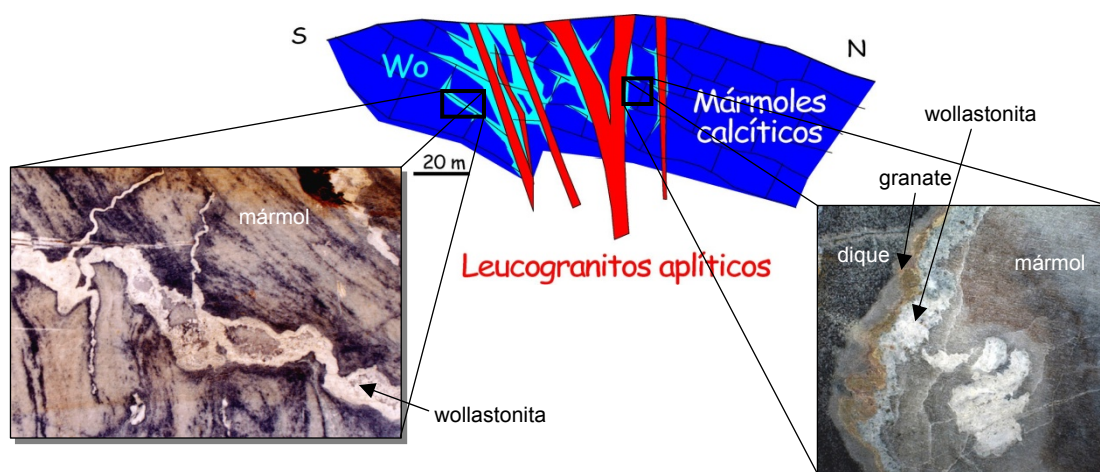
El mineral se presenta en agregados de cristales prismáticos entrelazados de color blanco brillante, a veces con aspecto fibroso. Contiene algunas impurezas de cuarzo, en forma de nódulos o venas (Fig.2) y cristales diseminados de diópsido, reconocibles por su color verde.



**Figura 2.** Detalle de las masas de wollastonita (color blanco).

Estas mineralizaciones están genéticamente relacionadas con la intensa actividad metasomática que desarrollaron los grandes cuerpos magmáticos del extremo occidental del CMA sobre los mármoles encajantes, durante su emplazamiento al final de la Orogenia Varisca. En concreto, las masas principales de wollastonita están asociadas con leucogranitos de grano fino y diques de cuarzo (Fig.3). No obstante, en el mismo sector existen otros depósitos de *skarn*, en contacto directo con intrusiones de granitoides, así como *skarns* con wollastonita y granate asociados a diques ácidos y básicos deformados.

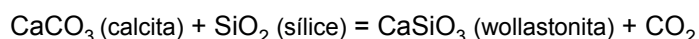
Se recomienda realizar un corte geológico de aproximadamente 500 m, desde la cantera de mármoles ornamentales hasta el Alto del Carmen, para reconocer las relaciones petrológicas y estructurales de los niveles mineralizados, deducir las reacciones de formación de los niveles con wollastonita y describir sus características geológico-mineralógicas.



**Figura 3.** Corte esquemático y aspecto de campo de los skarns con wollastonita.

### Interpretación

Las mineralizaciones de wollastonita se formaron por reacción de los mármoles calcíticos con fluidos acuosos ricos en sílice, de origen magmático, que se infiltraron a través de las fracturas y discontinuidades de los mármoles durante el emplazamiento de los diques graníticos, de acuerdo con la siguiente reacción:



Los *skarns* que aparecen en la aureola de contacto de los diques leucograníticos se originaron por un proceso metasomático, mediante el cual los mármoles fueron reemplazados por una zona con granate y otra más externa con wollastonita.

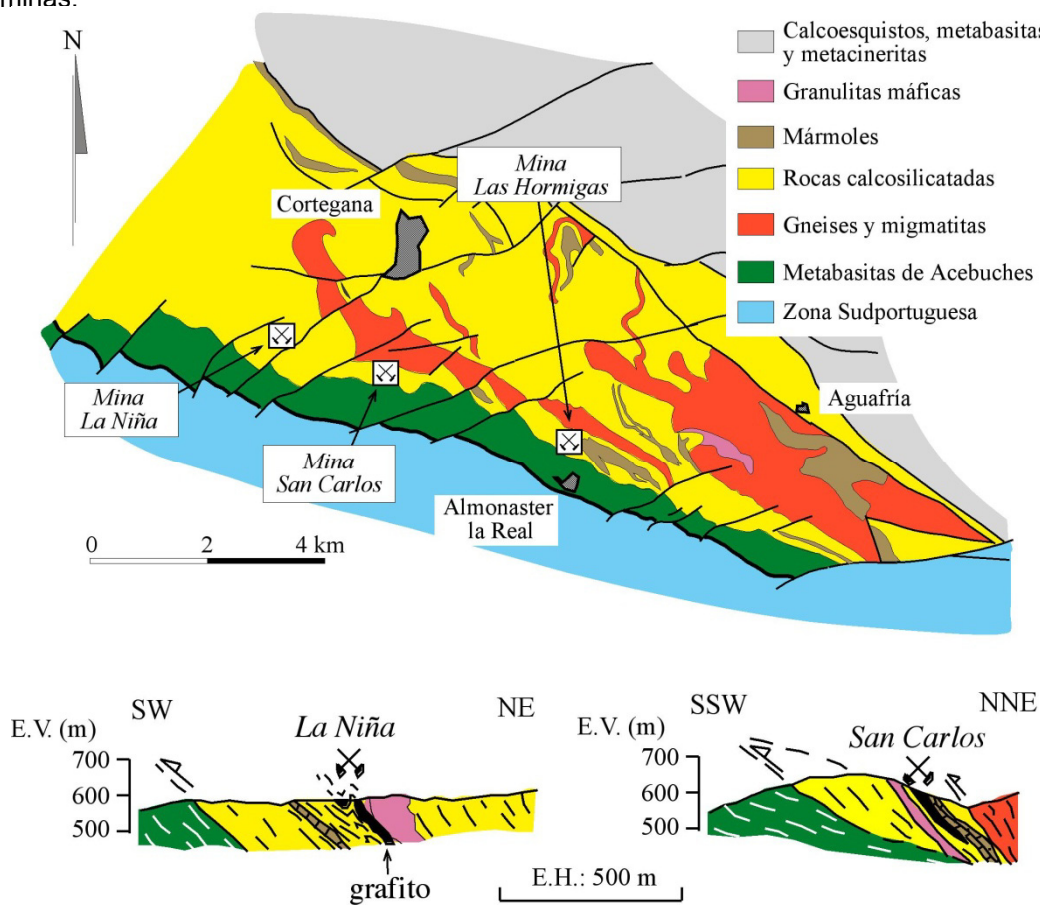
### 3. Las mineralizaciones de grafito de la Sierra de Arcena

Juan Carlos Fernández Caliani y Carlos Fernández Rodríguez

#### Localización y accesos

Las mineralizaciones de grafito de la Sierra de Arcena se localizan en una banda de afloramientos discontinuos, que se extiende desde Santa Ana la Real hasta Aroche, si bien los depósitos más importantes, que fueron objeto de alguna explotación en el primer tercio del siglo XX, se encuentran en los términos de Almonaster la Real (minas San Carlos y Las Hormigas) y Cortegana (mina La Niña). Desde el punto de vista geológico, los depósitos de grafito se localizan en el borde meridional del Cinturón Metamórfico de Arcena, en relación con rocas de alto grado metamórfico (Fig.1).

El acceso a las antiguas explotaciones puede realizarse a través del carril que une Acebuches con El Cincho (mina San Carlos), a partir de la carretera entre Veredas y Cortegana (mina La Niña), y por un sendero que sube desde Almonaster la Real hacia el cerro San Cristóbal, a través del barranco de los Pollos (mina Las Hormigas). Se recomienda la máxima precaución al acercarse a las entradas y labores de estas antiguas minas.



**Figura 1.** Mapa geológico del sector Cortegana-Almonaster la Real, y cortes esquemáticos de las principales mineralizaciones de grafito.

### Descripción

Los depósitos principales de grafito están asociados a lentejones de gneises y cuarcitas englobados en una formación de rocas calcosilicatadas. Se trata de mineralizaciones de aspecto estratiforme, donde los niveles de grafito son de espesor milimétrico y se disponen paralelos a la foliación principal de las rocas encajantes (Fig.2). Localmente, el grafito se presenta en cuerpos semimasivos de varios metros de potencia, con leyes medias entre 10 y 20% de carbono. Los cristales de grafito poseen morfología laminar o escamosa, y un tamaño comprendido entre 0,25 y 1 mm, y aparecen formando agregados cristalinos o rellenando los espacios intergranulares y, a veces, microplegados.

El interés minero por el grafito de la provincia de Huelva surgió durante la Primera Guerra Mundial (1914-1917) para su empleo en la fabricación de crisoles. Las labores mineras más importantes se realizaron en la mina San Carlos (Figs.3 y 4), donde aún se reconoce un socavón y los restos de un antiguo lavadero de mineral, y en la mina La Niña, donde existe una pequeña escombrera con posibilidades de albergar buenos ejemplares de grafito.



**Figura 2.** Aspecto de campo de los gneises grafitosos.



**Figura 3.** Aspecto actual de la entrada a la antigua mina San Carlos.

### Interpretación

Las mineralizaciones de grafito se originaron por el metamorfismo regional, de alta temperatura y baja presión, que afectó a la parte meridional del Cinturón Metamórfico de Aracena durante la Orogenia Varisca. La materia orgánica dispersa en los sedimentos originales, de edad Precámbrico superior-Cámbrico inferior, evolucionó hasta formar grafito de elevada cristalinidad, a temperaturas estimadas del orden de 900°C.



**Figura 4.** Restos del concentrador de grafito de la antigua mina de San Carlos.



## 4. Metamorfismo de alta temperatura en el Cinturón Metamórfico de Aracena. Cerro de San Cristóbal (Almonaster La Real)

Manuel Díaz Azpiroz, Carlos Fernández Rodríguez y Antonio Castro Dorado

### Localización y accesos

El Cerro de San Cristóbal se encuentra en el término municipal de Almonaster La Real. El recorrido que se propone comienza en una pequeña senda que lleva al Puerto de Las Encrucijadas y parte de la salida de la localidad en dirección a Santa Ana La Real por la carretera HV-1131, justo antes del puente que cruza el río (Fig.1). La senda discurre al principio por el margen del río y, a unos 100 m, sube abruptamente hacia la ladera oeste hasta unirse con un carril ancho. Siguiendo por este carril y durante otros 100 m, nos encontramos con una bifurcación. El sendero de la izquierda nos conduce hacia la primera parada y, en último término, hasta el Puerto de las Encrucijadas. El sendero de la derecha atraviesa el río y se une al carril de subida (asfaltado) al Cerro de San Cristóbal, cerca de la segunda parada. A partir de este punto, el carril baja hacia la carretera HV-1131.

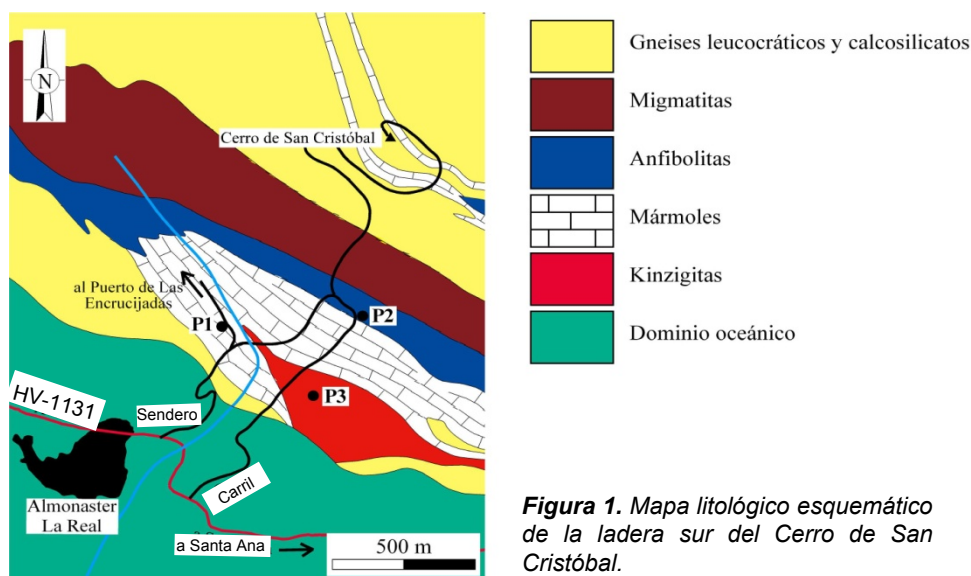
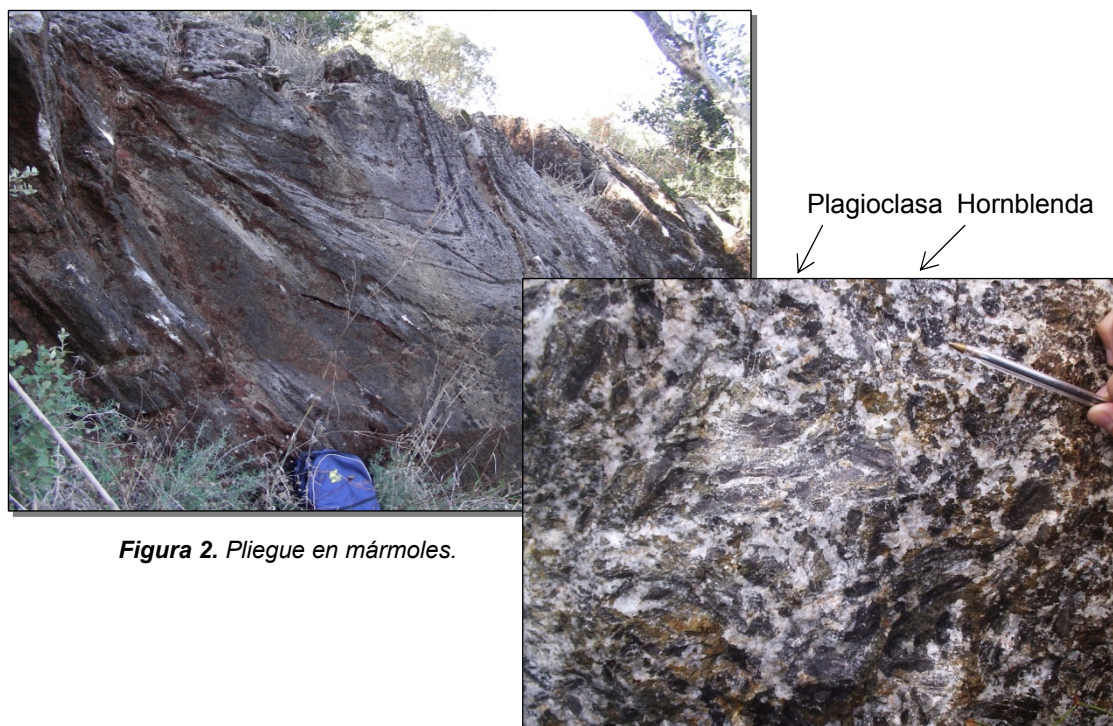


Figura 1. Mapa litológico esquemático de la ladera sur del Cerro de San Cristóbal.

### Descripción

En este recorrido se reconocen distintas litologías pertenecientes al antiguo margen continental de Gondwana, las cuales fueron sometidas a un metamorfismo de temperaturas muy elevadas durante la Orogenia Varisca (340 Ma).

**Parada 1 (P1):** afloramiento situado detrás de un vallado, en la margen izquierda del camino que sube al Puerto de Las Encrucijadas, a unos 100 m de la bifurcación. Se observan unos mármoles de color blanco (aunque en superficie aparecen grises) en los que se pueden encontrar anfíboles (negros), piroxenos (verdes) y wollastonita (fibras de color amarillo pálido). Rocas muy similares afloran en el recorrido entre P1 y P2. Estos mármoles presentan una foliación metamórfica (estructura planar definida por los minerales oscuros y subrayada por la disolución diferencial generada por el agua de lluvia), la cual se encuentra afectada por un pliegue de geometría sinforme (Fig.2).



**Figura 2.** Pliegue en mármoles.

**Figura 3.** Anfibolitas de grano muy grueso.

**Parada 2 (P2):** ya en el carril asfaltado de subida a los repetidores del Cerro de San Cristóbal, y pasando el vallado del margen oriental del carril, aparecen unos bolos de roca. En los más cercanos al camino se observa una anfibolita (roca metamórfica formada preferentemente por plagioclasa, blanca, y hornblenda, negra) con granos de gran tamaño. Son muy llamativos los granos de hornblenda, de forma prismática alargada y de un tamaño que supera los 5 cm de longitud (Fig.3).

**Parada 3 (P3):** en la margen izquierda del carril asfaltado, según se baja hacia la carretera HV-1131 hay un castañar. En la parte alta del mismo aparecen bloques de una roca en la que se reconoce una masa de tono grisáceo (cordierita), la cual envuelve a cristales de hercinita (negros) y granate (grandes cristales de sección circular y color granate). Esta roca es una kinzigita, y es el residuo sólido de un proceso de fusión de rocas.

### **Interpretación**

Durante un periodo de tiempo que se prolongó a lo largo de más de 150 millones de años durante el Paleozoico, la región formó parte del borde sumergido de un extenso continente llamado Gondwana. Esta plataforma continental se caracterizó por el depósito de una secuencia de sedimentos de distinta composición (calizas, dolomías, margas, arcillas, arenas) alternando con rocas volcánicas. A finales del Paleozoico, sin embargo, esta situación de relativa tranquilidad se vio afectada por el proceso de acercamiento y colisión de Gondwana con otros continentes. Durante este proceso (Orogenia Varisca), las rocas del borde continental de Gondwana fueron enterradas profundamente y sometidas a altas temperaturas, cercanas a los 1000 °C. Como consecuencia, las rocas modificaron el tipo y la composición de sus minerales constituyentes (metamorfismo), dando lugar a las litologías observables en la actualidad, como los mármoles y las anfibolitas (Figs. 2 y 3). Al mismo tiempo que el metamorfismo, la deformación modificó la estructura de estas rocas, originando foliaciones que llegaron a plegarse como consecuencia de las fases finales de estos eventos de deformación (Fig.2).

## 5. El contacto entre las metabasitas de Acebuches y los esquistos del Pulo do Lobo

Manuel Díaz Azpiroz y Carlos Fernández Rodríguez

### Localización y accesos

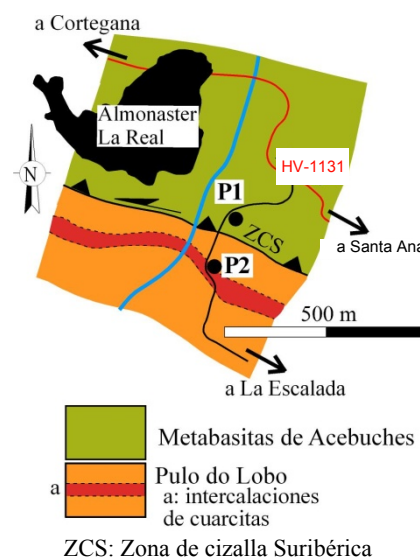
El carril hacia la aldea de La Escalada parte desde la carretera HV-1131, en el tramo entre Santa Ana la Real y Almonaster la Real, a unos 200 m de la entrada a Almonaster (Fig.1). El afloramiento estudiado corresponde a la trinchera del carril asfaltado a La Escalada, justo enfrente del cerro del Castillo-Mezquita de Almonaster la Real.

**Advertencia:** aunque el carril en el que se sitúa el afloramiento no presenta un tráfico muy intenso, se recomienda extremar las precauciones pues la visibilidad es reducida y no existe arcén.



**Figura 2.** Lineación de estiramiento en las metabasitas de Acebuches (subrayada por la línea roja).

**Figura 1.** Mapa litológico esquemático del carril de La Escalada.



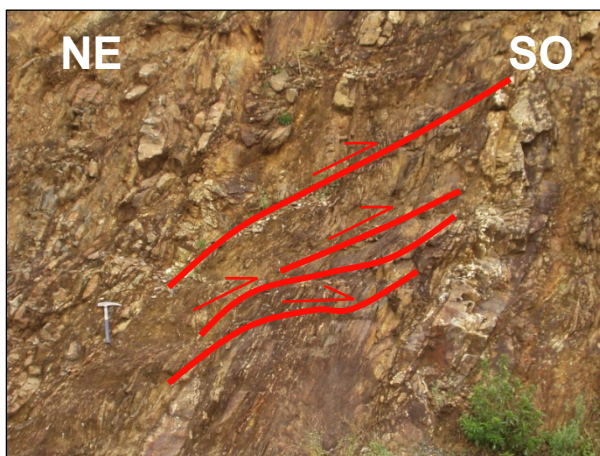
### Descripción

A unos 300 m al sur del cruce entre el carril de La Escalada y la carretera HV-1131 se puede observar el contacto tectónico entre las metabasitas de Acebuches (rocas metamórficas procedentes de un basalto que formaba parte de una antigua corteza oceánica) y el terreno del Pulo do Lobo (un antiguo prisma de acreción, es decir, una enorme acumulación de sedimentos que se produce en el límite entre dos placas tectónicas que convergen), el cual está marcado por la Zona de Cizalla Suribérica.

**Parada 1 (P1):** afloramiento situado en un pequeño entrante que hace el talud oriental del carril, justo al norte de una casita en ruinas. Se observan unas rocas de color verdoso; son unos esquistos máficos que toman su color de minerales como la actinolita, la epidota y la clorita. Estas rocas presentan una estructura foliada (en planos) adquirida durante la deformación producida por una zona de cizalla. Sobre los planos de foliación, aquí en una posición cercana a la vertical, se observa una lineación definida por plagioclasas (de color blanco) muy estiradas (Fig.2). Esta lineación marca la dirección en la que se produjo el movimiento de la zona de cizalla.



**Figura 3.** Crestones generados por niveles cuarcíticos.

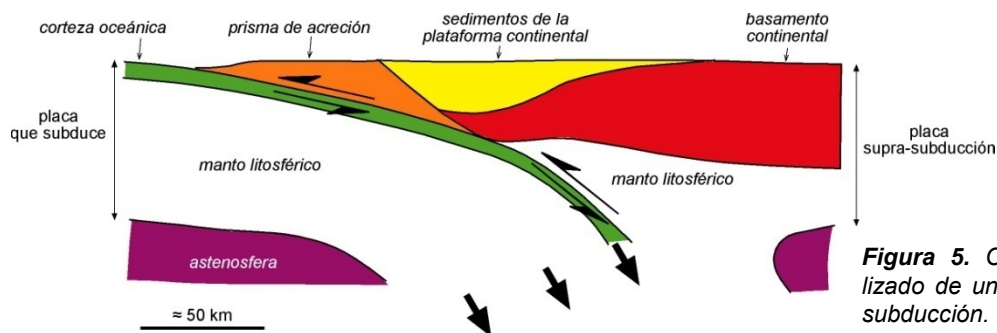


**Figura 4.** Filitas del Pulo do Lobo con niveles intercalados de cuarcitas. En rojo las cizallas que acomodan desplazamientos cabalgantes hacia el SO.

**Parada 2 (P2):** a unos 50 m al sur de P1 aflora la parte más alta del terreno del Pulo do Lobo. Es una formación de filitas con una foliación muy bien marcada, entre las que se intercalan niveles centí- a decimétricos de cuarcitas de color gris, mucho más duras y con un aspecto más masivo. Estos niveles cuarcíticos generan crestones en la falda del cerro del Castillo-Mezquita de Almonaster (al otro lado del valle, Fig.3) y, en afloramiento, definen estructuras asimétricas debidas a pequeñas cizallas que indican un desplazamiento aparente cabalgante (techo hacia el SO, Fig.4). Estas estructuras se asocian a la Zona de Cizalla Suribérica, que se considera como el contacto entre las Zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa.

### Interpretación

El contacto entre las metabasitas de Acebuches (procedentes de un basalto oceánico) y el terreno del Pulo do Lobo (procedente de un prisma de acreción) está considerado hoy en día como el resultado de la actividad de una antigua zona de subducción, activa durante el Paleozoico superior, hace más de 300 millones de años. Una zona de subducción es un tipo de límite entre dos placas litosféricas que convergen, de modo que una de ellas se desliza por debajo de la otra introduciéndose en la astenosfera. El corte típico de una zona de subducción (Fig.5) muestra diversas unidades que pueden observarse en la zona estudiada. Los sedimentos de la plataforma continental, muy deformados y transformados, serían las rocas de alto grado metamórfico del Cinturón Metamórfico de Aracena, que se analizan en otras fichas de este volumen. La unidad del Pulo do Lobo correspondería al prisma de acreción, y las metabasitas de Acebuches a la corteza oceánica. La Zona de Cizalla Suribérica habría permitido que las rocas oceánicas (las metabasitas) se emplazasen sobre los sedimentos del prisma de acreción (Pulo do Lobo), en lugar de continuar subduciendo.



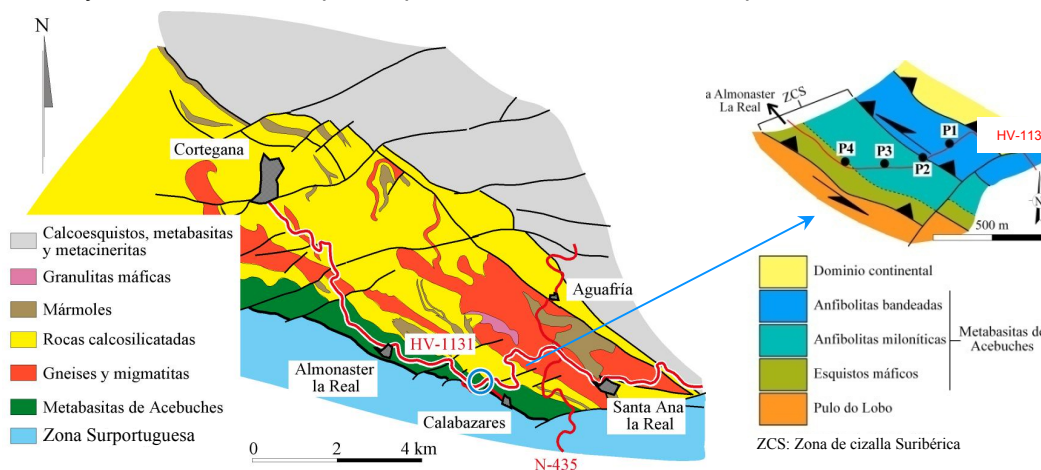
**Figura 5.** Corte idealizado de una zona de subducción.

## 6. Estructuras asociadas a las metabasitas de Acebuches y a la Zona de Cizalla Suribérica

Manuel Díaz Azpiroz y Carlos Fernández Rodríguez

### Localización y accesos

Corte continuo de unos 600 m de longitud, localizado en la carretera HV-1131 entre las localidades de Santa Ana y Almonaster la Real, alrededor de 1 km al este del cruce de esta carretera con la que conduce a la localidad de Calabazares (Fig.1). El afloramiento corresponde a la trinchera occidental de la carretera, que ofrece un corte casi continuo de las metabasitas de Acebuches. **Advertencia:** el afloramiento se sitúa en una carretera estrecha y de tráfico intenso, por lo que deben tomarse todas las precauciones necesarias.



**Figura 1.** Mapa geológico esquemático de la parte central de la Banda Metamórfica de Aracena. La localización del afloramiento estudiado se marca con un círculo azul y se muestra ampliado a la derecha, junto con la situación de las paradas.

### Descripción

Este es un corte continuo de una formación conocida como Metabasitas de Acebuches, unas rocas procedentes del metamorfismo de un basalto generado en una dorsal oceánica. Lo interesante es realizar un paseo lento en el que nos iremos fijando en distintos aspectos del afloramiento. No obstante, se llamará la atención en distintos puntos del corte, en los que se pueden apreciar características especialmente significativas (Fig.1).

**Parada 1 (P1):** a unos 30 m de la curva. Anfibolitas bandeadas. Se observa una roca de color oscuro formada básicamente por dos minerales: plagioclasa (blanco) y anfíbol (negro). En esta roca se pueden reconocer bandas con distinto tamaño de grano (Fig.2): de grano grueso (más claras), de grano medio (algo más oscuras) y de grano fino (casi negras). En detalle, se puede apreciar que los anfíboles son minerales alargados cuyos ejes largos se sitúan aproximadamente paralelos a los límites entre bandas, definiendo lo que se conoce como una foliación metamórfica.

**Parada 2 (P2):** a unos 50 m de P1. En el trayecto entre P1 y P2 hemos podido comprobar que el bandeo de tamaño de grano aparece definiendo pliegues muy suaves. A partir de este punto se puede comprobar cómo esos pliegues son más abundantes y se van haciendo más cerrados (Fig.3). En las zonas de charnela (zonas de máxima curvatura) se aprecian pliegues de menor tamaño que reflejan la morfología de los pliegues mayores.



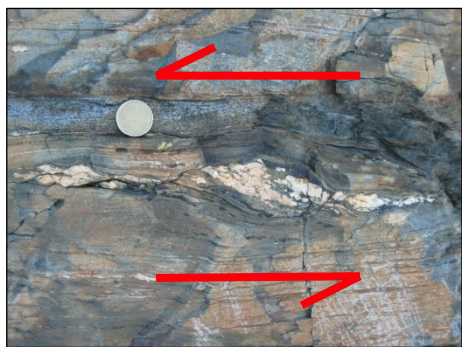
**Figura 2.** Anfibolitas con bandeo de tamaño de grano.



**Figura 3.** Pliegues abiertos con desarrollo de pliegues menores en M.

**Parada 3 (P3):** a unos 100 m de P2. En el trayecto entre P2 y P3 se observan pliegues progresivamente más cerrados y de flancos más estirados. A partir de este punto, las anfibolitas presentan un tamaño de grano mucho más fino, así como una estructura marcada por una foliación mucho más intensa (milonítica) y en la que ha desaparecido el bandeo de tamaño de grano. Sigue habiendo pliegues, pero ahora los flancos son paralelos y aparecen muy estirados, por lo que resulta más complicado reconocer las charnelas. Se pueden observar estructuras asimétricas que indican un desplazamiento aparente izquierdo (Fig.4).

**Parada 4 (P4):** junto a la curva. La foliación milonítica que se observaba en P3 está aquí subrayada por bandas de color verde compuestas por clorita y epidota. Estos dos minerales indican que esta roca es un esquistó máfico (Fig.5), cuyo grado metamórfico es menor que el de las anfibolitas que afloraban hasta este punto. Sobre los planos de foliación se aprecia (con dificultad) la presencia de una lineación definida por plagioclasas estiradas (líneas blancas).



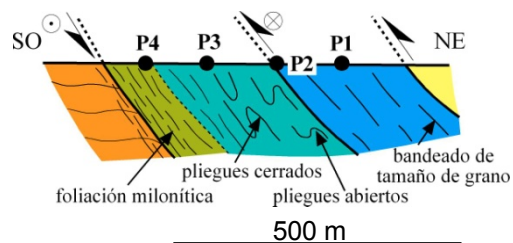
**Figura 4.** Anfibolita milonítica con estructura asimétrica (desplazamiento izquierdo).



**Figura 5.** Esquistos máficos con foliación milonítica.

### Interpretación

La Zona de Cizalla Suribérica es una estructura de unos 500 m de espesor (Fig.6) que afectó a un conjunto de anfibolitas con un bandeo de tamaño de grano previo. La deformación generada por la Zona de Cizalla Suribérica fue heterogénea, desde pliegues abiertos a techo hacia pliegues más cerrados y aparición de una foliación milonítica y lineación de estiramiento. Los criterios de desplazamiento (Fig.4) indican que se trataría de una cizalla con un movimiento senestro-inverso.



**Figura 6.** Corte de la Zona de Cizalla Suribérica en el afloramiento estudiado. Leyenda: ver Figura 1, parte derecha.

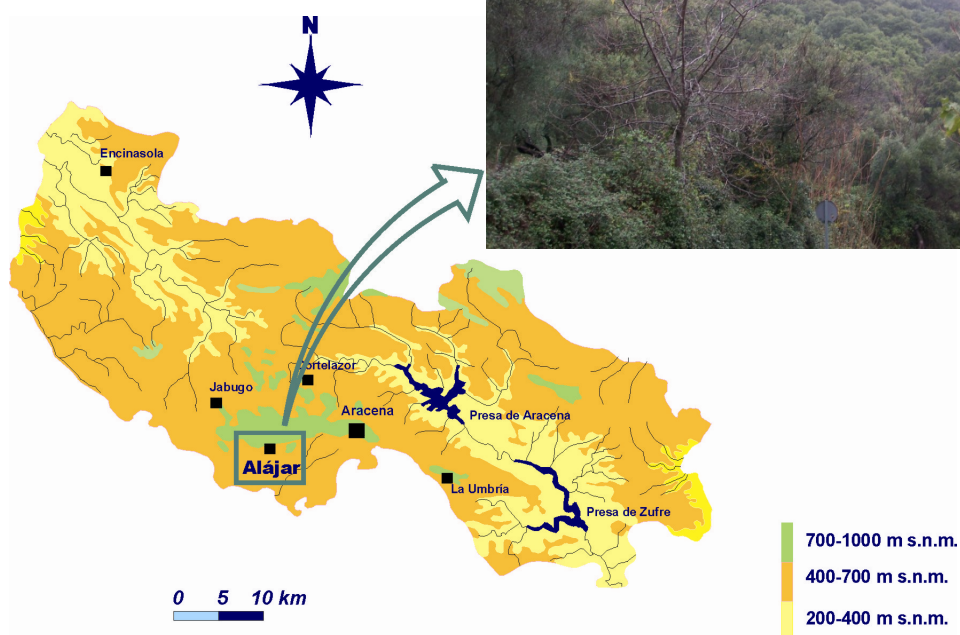
## 7. El manantial de la Peña de Arias Montano (Alájar)

Juan Carlos Cerón

### Localización

La Peña de Arias Montano se encuentra dentro del Parque Natural de la Sierra de Aracena y Picos de Aroche, y muy próxima al casco urbano de Alájar (Fig.1). Recibe este nombre en memoria del ministro de Felipe II, que se retiró a este lugar. Debido a los elevados relieves situados al norte, Alájar es el lugar más lluvioso de la provincia de Huelva, con precipitaciones medias superiores a los 1000 mm al año. Ello hace que esta zona sea muy abundante en recursos hídricos.

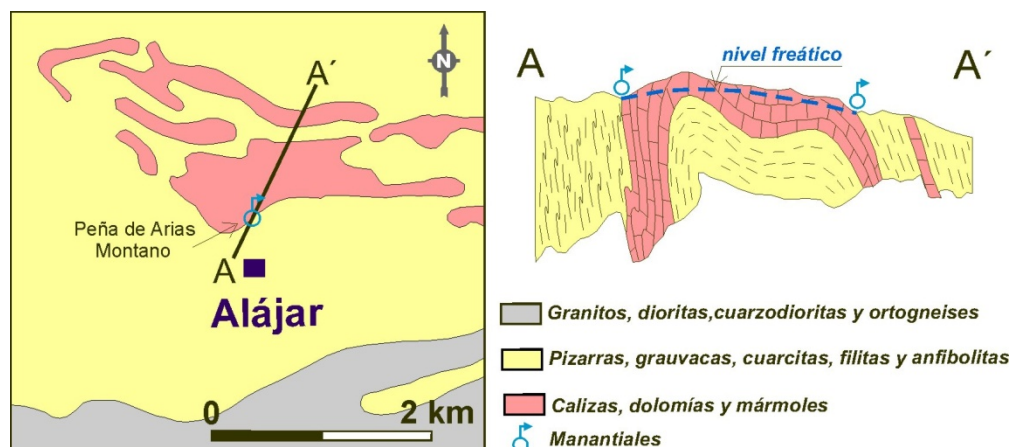
**Figura 1.** Situación de la Peña de Arias Montano, dentro del Parque Natural de la Sierra de Aracena y Picos de Aroche.



### Geología

La Peña de Arias Montano se sitúa en el dominio más meridional de la Zona de Ossa-Morena, y en las proximidades del contacto entre ésta y la Zona Surportuguesa. Ambas zonas constituyen los dominios más meridionales del Macizo Ibérico, estableciéndose su diferencia de acuerdo con criterios petrográficos, litoestratigráficos y estructurales.

En esta zona se encuentran rocas intrusivas de edad paelozoica: granitos, dioritas y cuarzdioritas (Fig.2). También afloran rocas metamórficas del Paleozoico como pizarras, cuarcitas, filitas y anfibolitas. Finalmente, se pueden observar rocas carbonatadas: calizas, dolomías y mármoles del Cámbrico.



**Figura 2.** Mapa y corte geológico esquemático. Los manantiales se originan en las zonas de contacto entre los materiales acuíferos (calizas, dolomías y mármoles) y las rocas impermeables.

### Hidrogeología

Las rocas carbonatadas de la Peña de Arias Montano forman un acuífero kárstico que pertenece al sistema de los acuíferos carbonatados de la Sierra (ver capítulo de recursos hídricos). Está limitado por fracturas de dirección aproximada E-O (al norte) y NO-SO (al sur). Es un acuífero libre principalmente, pudiendo ser confinado localmente. Las rocas impermeables paleozoicas constituyen su sustrato, siendo habitualmente el contacto de tipo tectónico.

La permeabilidad puede ser alta debido a la gran karstificación y fracturación que les afecta. Los caudales son variables en pozos y sondeos, estando comprendidos entre 1 y 100 l/s; en los manantiales varían entre 20 y más de 200 l/s. Un ejemplo es la surgencia de la Peña de Arias Montano (Fig.3), originada en la intersección de las fallas que afectan a las calizas y con caudales en torno a 20 l/s. Sus aguas son de naturaleza bicarbonatada cálcica.

En la parte inferior de la peña, y en relación con la descarga de este manantial, se puede apreciar un afloramiento de travertinos (Fig.3). Este tipo de roca se produce cuando el agua subterránea saturada en bicarbonatos y calcio, al salir a la superficie pierde a la atmósfera  $\text{CO}_2$ , por lo que se sobresatura en carbonato cálcico que precipita (ver reacciones en la ficha de la Gruta de las Maravillas). Con frecuencia en los travertinos se pueden observar las formas de restos vegetales, como tallos y hojas, sobre los que precipita el cemento carbonatado.



**Figura 3.** Manantial de la Peña de Arias Montano.



## 8. La Gruta de las Maravillas (Aracena)

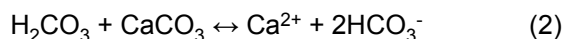
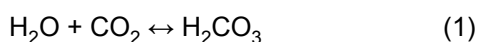
*Juan Carlos Cerón, Wenceslao Martín Rosales y Manuel López Chicano*

La Gruta de las Maravillas se encuentra en el Parque Natural de la Sierra de Aracena y Picos de Aroche, dentro del casco urbano de Aracena (Fig.1). Fue descubierta a finales del siglo XIX pero su acondicionamiento para la visita turística de la gruta no se realizó hasta 1911.

**Figura 1.** Situación de la Gruta de las Maravillas, dentro del casco urbano de la ciudad de Aracena.

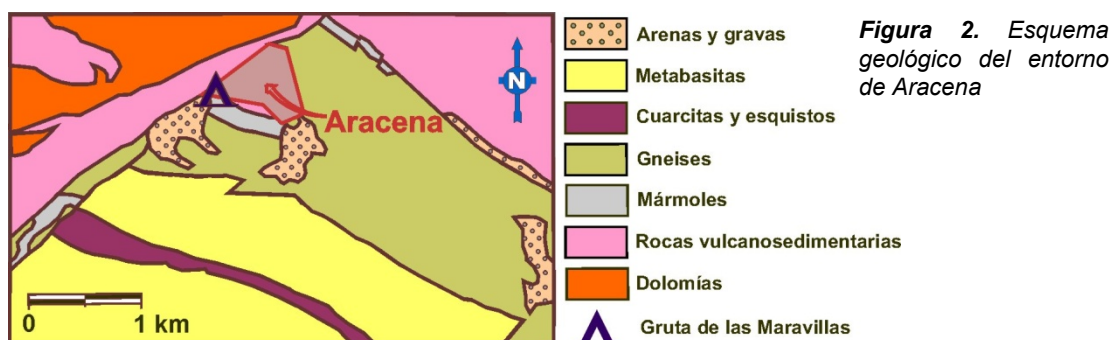


La génesis de la cueva se debe a la disolución de los mármoles que afloran en el Cerro del Castillo. El agua de lluvia, al infiltrarse en el suelo se carga en  $\text{CO}_2$ , procedente de la respiración de la flora y fauna edáfica y la descomposición de los restos de vegetación, formando ácido carbónico (reacción 1). La calcita ( $\text{CaCO}_3$ ), el mineral más abundante de los mármoles, en presencia de este ácido sufre un proceso de hidrólisis (reacción 2), disolviéndose y generando iones calcio y bicarbonato.

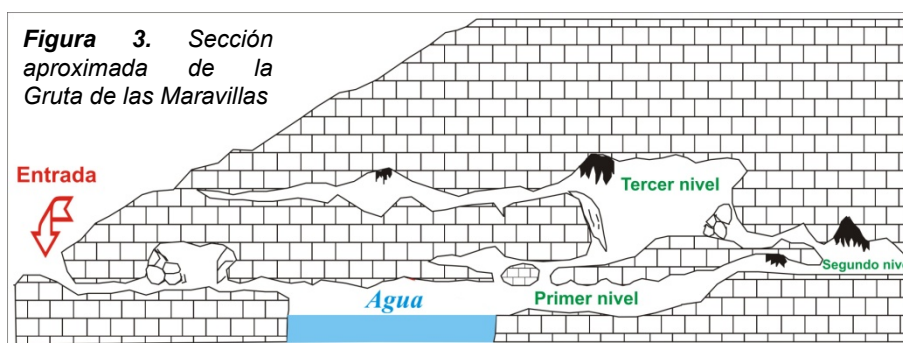


Con el paso de miles y millones de años, las grietas a través de las que circula el agua se van ensanchando, lo que hace que el flujo del agua subterránea en estas zonas sea cada vez mayor, retroalimentándose el proceso y provocando más disolución de la roca. Ello da lugar a un tipo de modelado del relieve, denominado karst. Los paisajes kársticos se caracterizan por unas morfologías especiales en superficie (exokarst) como las dolinas o lapiazes. En el subsuelo se forman cuevas y galerías (endokarst).

La Gruta de las Maravillas es una manifestación de este lento e incesante trabajo del agua en el subsuelo. Se encuentra en la Zona de Ossa Morena, concretamente en las proximidades del contacto de ésta y la Zona Surportuguesa. La gruta se desarrolla a favor de la estratificación de mármoles de edad Cámbrico Inferior (Fig.2), afectados por un metamorfismo regional de alta temperatura y baja presión. Las principales direcciones de la karstificación se alinean con una familia de diaclasas de dirección aproximada  $\text{N}120^\circ$ . Otro aspecto significativo de este karst es la existencia de importantes afloramientos de travertinos (ver fichas de travertinos de Zufre y de la Peña de Arias Montano) y más de 30 cavidades.



La cueva tiene una longitud conocida de 2130 m y, aunque su desarrollo es predominantemente horizontal, se distinguen tres niveles de karstificación superpuestos (Fig.3). Los dos inferiores están acondicionados para el recorrido turístico (alrededor de 1000 m), estando el más bajo próximo al nivel freático del acuífero.

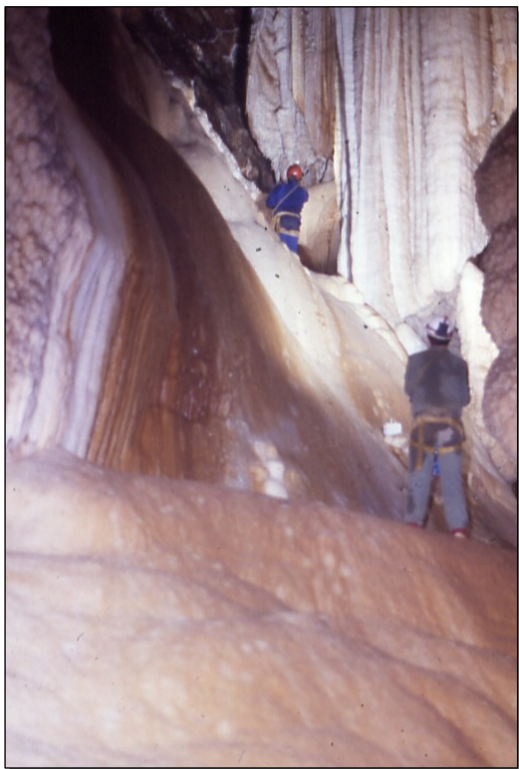


La Gruta de las Maravillas muestra una espectacular belleza, con una gran variedad y riqueza de espeleotemas. Los espeleotemas son precipitados de carbonato cálcico que se forman en las superficies de las cuevas al desprenderse el  $\text{CO}_2$  del agua (ver reacciones 1 y 2). De esta forma el carbonato cálcico disuelto previamente se deposita de nuevo.

Los espeleotemas más conocidos son las estalactitas y estalagmitas, que al unirse pueden formar enormes columnas (Fig.4). Cuando la caída de agua se produce desde una grieta pueden formarse cortinas (Figs. 5 y 6). Las coladas se producen por la circulación de una lámina de agua en una pendiente (Fig.5). Los *gours* son concreciones en forma de tabique que forman pequeñas piscinas o embalses, muchas veces escalonados.



**Figura 4. Espeleotemas: estalactitas, cortinas y columnas en la Sala de la Catedral (fotografía cedida por el Excmo. Ayuntamiento de Aracena)**



**Figura 5.** Colada en la Sala de los Romboedros; el color rojizo se debe a precipitados de óxidos de hierro



**Figura 6.** Espeleotemas en la Sala de los Garbanzos (fotografía cedida por el Excmo. Ayuntamiento de Aracena)

Otros espeleotemas de gran hermosura y atractivo son las formas denominadas excéntricas debido a las geometrías tan sorprendentes y caprichosas que adoptan (Figs. 7, 8 y 9). A menudo están formados por cristales de aragonito, mineral de igual composición que la calcita pero con distinto sistema de cristalización (Fig.8).



**Figura 7.** Espeleotema llamado Palmatoria

Los mármoles en los que se encuentra la gruta constituyen un acuífero, cuya superficie freática corresponde al nivel de inundación de la zona de la 'Galería de los Lagos'. Además existen en la gruta niveles de agua colgados (sin conexión con el acuífero principal) como las llamadas 'Sala del Volcán' y la 'Cristalería de Dios' que corresponden al relleno de macrogours.



*Autores: Rafael Manzano y Francisco Hoyos*

**Figura 8.** Espeleotema excéntrico formado por cristales de aragonito (fotografía cedida por el Excmo. Ayuntamiento de Aracena)

Debido a su gran belleza, la gruta es visitada por un gran número de turistas al cabo del año. Ello provoca impactos negativos causados por: el incremento de la temperatura del aire, el aumento de la concentración de  $\text{CO}_2$  por la respiración de los visitantes (lo que a su vez produce una mayor agresividad del agua según la reacción 1) y la colonización de algas y hongos que también atacan a los minerales carbonatados. También los bombeos en sondeos próximos afectan al nivel del lago inferior.

Para el conocimiento de los parámetros ambientales existe una red de control en la que se miden temperatura, humedad relativa, contenido en  $\text{CO}_2$  del aire y la evolución del nivel freático. También se han analizado espeleotemas para ver su nivel de degradación. Ello ha permitido identificar zonas donde la alteración de espeleotemas tiene mayor importancia, y que coinciden con áreas de dimensiones reducidas y deficiente ventilación (especialmente en la 'Cristalería de Dios').

Entre las medidas correctoras encaminadas a evitar el deterioro de la cavidad, se pueden destacar la disminución del número de visitantes por grupo y su frecuencia de entrada, la utilización de sistemas de iluminación de "luces frías" y la paralización de las extracciones de agua en los sondeos próximos.



**Figura 9.** Formas excéntricas de color azulado

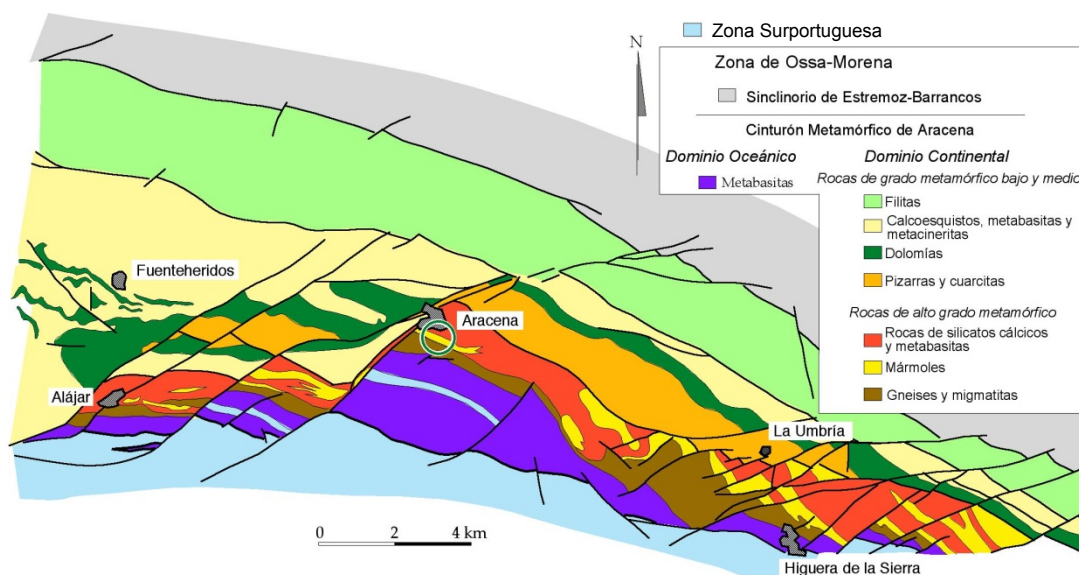
## 9. Estructuras de deformación en mármoles: el ejemplo del Cerro del Castillo de Aracena

Carlos Fernández Rodríguez y Manuel Díaz Azpiroz

### Localización y accesos

La localización del punto sugerido para la observación de estructuras tectónicas en mármoles es fácil, y el acceso muy sencillo. Se trata del afloramiento de mármoles y de rocas de silicatos cálcicos situado en la parte alta del cerro del Castillo de Aracena, en la población del mismo nombre. La llegada hasta dicho punto está perfectamente señalizada dentro de la localidad, y es posible acceder sin dificultad con un turismo hasta el mismo afloramiento.

Se recomienda realizar la observación de las rocas aflorantes en la ladera sur del cerro, en la trinchera del camino que rodea la muralla por su parte exterior. También es recomendable visitar los afloramientos que aparecen en el interior del recinto amurallado, y especialmente en la base de los lienzos en ruinas del torreón interior.



**Figura 1.** Mapa geológico esquemático de la zona central del Cinturón Metamórfico de Aracena con la localización del afloramiento descrito (círculo verde).

### Descripción

El afloramiento descrito pertenece desde el punto de vista geológico a la zona de más alto grado metamórfico del Cinturón Metamórfico de Aracena (Fig.1). Esta unidad forma parte de la Zona de Ossa-Morena del Macizo Ibérico, situándose en su sector más meridional, en contacto ya con la Zona Surportuguesa. Los efectos de la Orogenia Varisca fueron especialmente intensos en esta zona, que se localizaba en el contacto entre dos grandes continentes que llegaron a colisionar, subduciendo y desapareciendo la litosfera oceánica situada entre ellos. Como consecuencia de estos procesos orogénicos, la zona que se describe fue sometida a una fuerte deformación en condiciones de alta temperatura (superior a los 900 °C en algunos puntos) y de relativa baja presión (menos de 6 kbar).



**Figura 2.** “Boudins” de rocas de silicatos cálcicos incluidos dentro de mármol.



**Figura 3.** Pliegues apretados a isoclinales afectando a los mármol y a los niveles de rocas de silicatos cálcicos intercalados con ellos.

Las rocas que sufrieron estos procesos son de composición muy variada, y entre ellas encontramos mármol, producto del metamorfismo de rocas carbonatadas (calizas, dolomías) y rocas de silicatos cálcicos, producto probable del metamorfismo de margas o de complejas reacciones entre los carbonatos y niveles ricos en sílice intercalados con ellos. La distinta competencia -resistencia a la deformación- que muestran estos niveles alternantes dio lugar durante la deformación varisca a toda una variedad de estructuras que afloran de manera especialmente clara en el afloramiento de Aracena. Entre ellas, podemos citar:

1.- *Boudins*, esto es, bloques debidos a la fragmentación de un nivel resistente, originalmente continuo, que se deformó dentro de una roca mucho menos competente (Fig.2). En el ejemplo mostrado, los *boudins* están formados por fragmentos de rocas de silicatos cálcicos, y la roca menos resistente que los envuelve es mármol. Se sabe que el mármol presenta una muy baja resistencia en las condiciones de alta temperatura bajo las que se produjo su deformación.

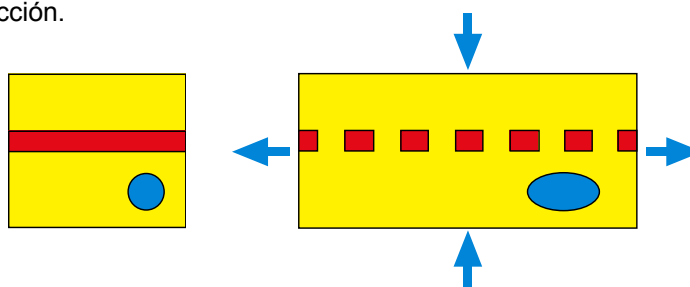
2.- Pliegues de ángulos entre flancos muy bajos (de 30° a 0°, apretados a isoclinales), afectando a los mármol y a los niveles de rocas de silicatos cálcicos con *boudins* (Fig.3).

Además de estas estructuras es posible observar muchas otras que son indicativas de la intensa deformación sufrida por estas rocas: foliaciones, lineaciones, zonas de cizalla dúctil, etc.

#### Interpretación del origen de los “boudins”

El proceso de *boudinage* (formación de *boudins*) requiere, como se indicó antes, la existencia de una capa de alta resistencia (competente) dentro de una roca que se deforma con facilidad (incompetente). Además, necesita que el sistema esté sometido a estiramiento al menos en una dirección contenida dentro de la capa competente (Fig.4). En este sentido, y como puede verse en la figura, la separación entre los fragmentos puede utilizarse para cuantificar el estiramiento producido en esa dirección.

**Figura 4.** Proceso de formación de “boudins”. Izquierda: antes de la deformación; derecha: después de la deformación. Rojo: capa competente; amarillo: roca encajante incompetente; elipse azul: elipse de deformación; flechas azules: ejes principales de la deformación.



## 10. Minas de Cala: el resultado de la interacción entre fluidos hidrotermales y rocas carbonatadas

Gabriel Ruiz de Almodóvar Sel

### Localización y accesos

Las Minas de Cala se encuentran en el Norte de la provincia de Huelva cerca del límite con la de Badajoz. Se llega a ellas fácilmente desde la A-66 de Sevilla a Mérida, y tomando la carretera A-434, de Santa Olalla de Cala a Fregenal de la Sierra, hasta Cala. En la salida de esta última población, a la izquierda, se encuentra la carretera por la que se accede a Minas de Cala (Figura 1). Una vez allí hay que subir por una pista hasta la explotación a cielo abierto. **Advertencia:** Es necesario contar con autorización de la empresa minera para acceder a las instalaciones y explotaciones a cielo abierto.

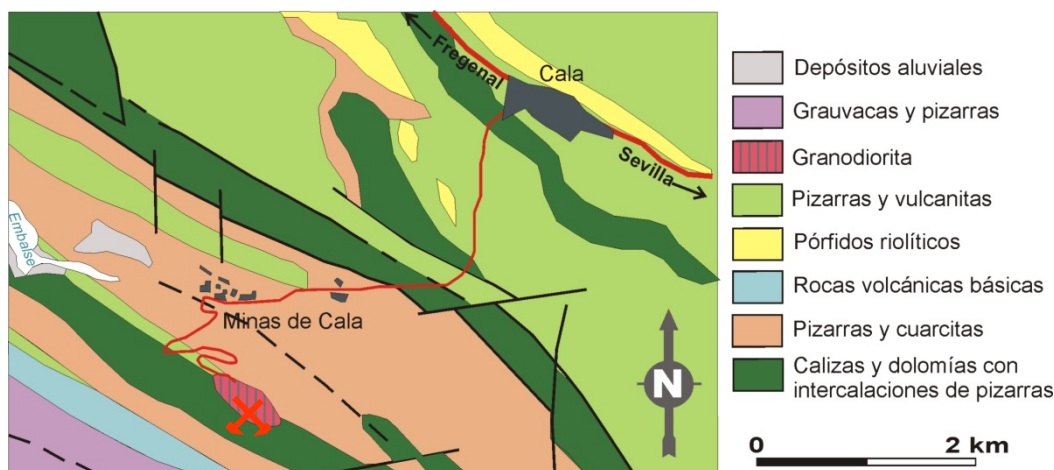


Figura 1. Mapa geológico del sector de Minas de Cala en base a la hoja geológica 918 (MAGNA 1:50.000).

### Descripción

Las mineralizaciones de Minas de Cala constituyen un magnífico ejemplo de lo que en terminología geológica se denomina *skarn*, que consiste en un cuerpo de rocas de composición calcosilicatada, constituido por granate, piroxeno, anfíbol y epidota, entre otros, que se forma por la interacción entre fluidos hidrotermales asociados al magmatismo y rocas carbonatadas. Por tal motivo, como ocurre en Minas de Cala, el *skarn* se suele encontrar próximo al contacto entre rocas plutónicas, granodiorita en este caso, y rocas carbonatadas (Figs. 1 y 2).

Las mineralizaciones están constituidas por magnetita, acompañada de los minerales calcosilicatados del *skarn*, como granates de tipo grosularia–andradita, piroxenos de tipo diópsido–hedembergita, anfíboles, epidota, además de calcita, junto con pirita y calcopirita. El *skarn* reemplaza, principalmente, a las rocas carbonatadas (*exoskarn*), a favor de la estratificación y se organiza a modo de bandas casi exclusivamente monominerálicas (Fig.3), de granate, piroxeno y magnetita (Fig.4), con límites netos entre unas y otras, y con la roca carbonatada sin transformar. En mucha menor medida el *skarn* también puede sustituir a las rocas plutónicas (*endoskarn*). Las asociaciones de anfíbol, con epidota y calcita, al igual que los sulfuros se encuentran en fracturas y sustituyendo a los *skarn* de granate y piroxeno y el resto de rocas. También es frecuente la cristalización tardía en espacios abiertos de granate, epidota, anfíbol y magnetita.



**Figura 2.** Corta de la minas de Cala en 2007. A la derecha, se encuentra la granodiorita, mientras que a la izquierda se pueden observar las rocas carbonatadas y el skarn. El máximo desarrollo del skarn coincide con la parte central de la corta, a lo largo del contacto entre granodiorita y rocas carbonatadas.



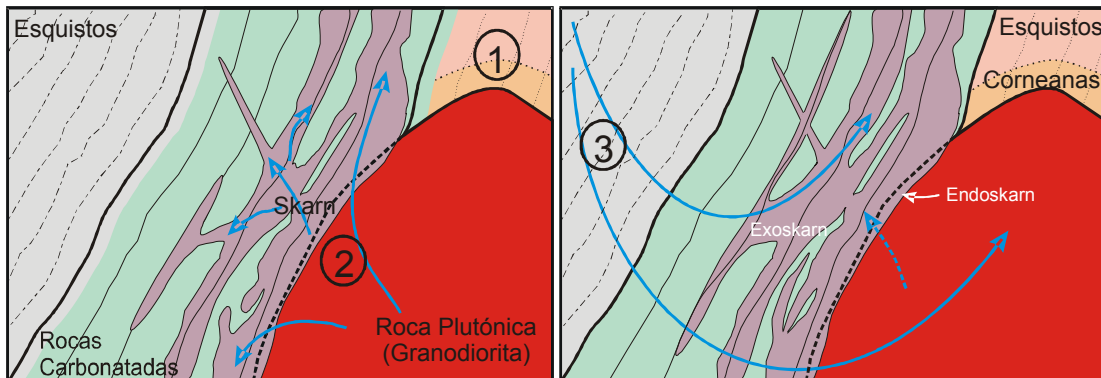
**Figura 3.** Detalle de un contacto neto entre una zona de skarn granatífero, en la parte superior de la foto, y otra de skarn piroxénico en la parte inferior.

### Interpretación

La formación del skarn y las mineralizaciones tuvo lugar en varias etapas y por medio de complejos procesos geológicos que evolucionaron desde alta a baja temperatura. Se pueden resumir en: 1) Intrusión magmática que da lugar a metamorfismo de contacto. Formación de corneanas a partir de rocas pelíticas o esquistos, y recrystalización de rocas carbonatadas; 2) Interacción entre fluidos hidrotermales de alta temperatura, con las rocas carbonatadas. Se forma el skarn de alta temperatura constituido por granates y piroxenos, al que se asocia la magnetita; 3) Interacción de fluidos hidrotermales meteóricos de baja temperatura, con todas las rocas preexistentes. Se forma el skarn de baja temperatura con anfíbol, epidota, albita y calcita, junto con sulfuros y alteraciones arcillosas.



**Figura 4.** Detalle de mineralización masiva de magnetita, de color negro, acompañada de calcita, calcopirita y pirita. Obsérvese la morfología cúbica de los cristales de pirita.



**Figura 5.** Modelo esquemático y simplificado de la formación y evolución del skarn. 1) Metamorfismo de contacto; 2) Skarn de alta temperatura; 3) Skarn de baja temperatura. Los textos de identificación de litologías y de las partes del skarn son aplicables a los dos esquemas.



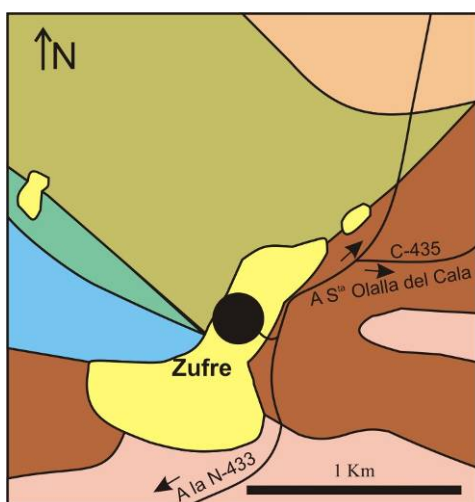
## 11. La mesa travertínica de Zufre

Joaquín Rodríguez Vidal y Luis M. Cáceres Puro

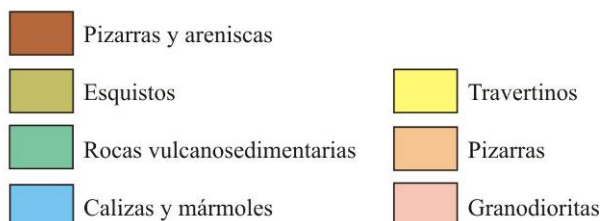
### Localización y accesos

La mesa travertínica de Zufre tiene una localización y unos accesos inmejorables, pues la misma población se dispone, en su mayor parte sobre dicha formación geológica. Al pueblo de Zufre se puede acceder por la carretera C-435, bien desde Santa Olalla hacia el sur o bien desde el cruce de esta carretera con la N-433, entre Higuera de la Sierra y Valdeflores, hacia el norte (Fig.1).

Es posible hacer observaciones sobre la morfología de la mesa travertínica tanto desde la propia carretera, antes de llegar al pueblo por el este (Fig.2), como desde la cumbre de los relieves a cuyo abrigo se extiende el pueblo. Así se obtiene una visión de este replano, seccionado por el norte y por el este, que sirve de asentamiento al pueblo. Por otro lado, dentro de la misma población, por las calles que bajan hacia el borde de la plataforma y en éste mismo, se pueden observar cortes sobre el material que constituye la formación travertínica.

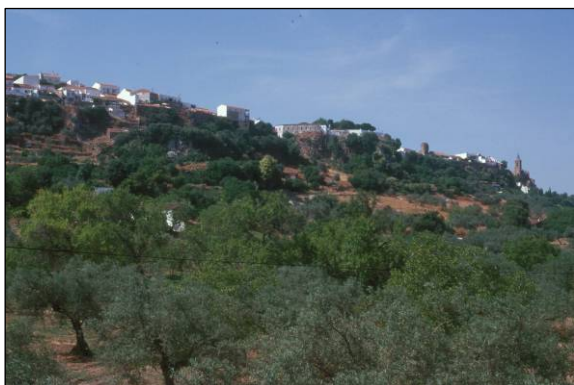


**Figura 1.** Mapa geológico esquemático del entorno de Zufre, con la representación de la superficie ocupada por los travertinos.



### Descripción

Al igual que el travertino de la Peña de Alájar, el edificio tobáceo de Zufre se originó vinculado a la existencia de fuentes y surgencias en el contacto entre rocas carbonatadas y series esquistosas. Las primeras, dada su capacidad de sufrir disolución por el agua de precipitación, desarrolla conductos y huecos subterráneos por donde circula y se almacena el agua. Por su parte, en los esquistos la circulación y el almacén de aguas subterráneas suele ser más dificultoso, dado su carácter más impermeable. De esta forma, el agua que circula con facilidad por el interior de la roca carbonatada al encontrarse con litologías de tipo esquistosa tiende a aflorar, por lo que es frecuente encontrar fuentes y manantiales en los contactos de tales formaciones rocosas. El agua que brota en estos manantiales está cargada de los carbonatos, disueltos tras circular por el interior de estas rocas. Al salir al exterior cambian las condiciones de presión y temperatura, además de la existencia de vegetación, por lo que dichos carbonatos tienden a precipitar de nuevo (Fig.3), dando lugar a acumulaciones que van creciendo paulatinamente y que pueden adquirir gran tamaño, como las formaciones de Alájar y de Zufre.

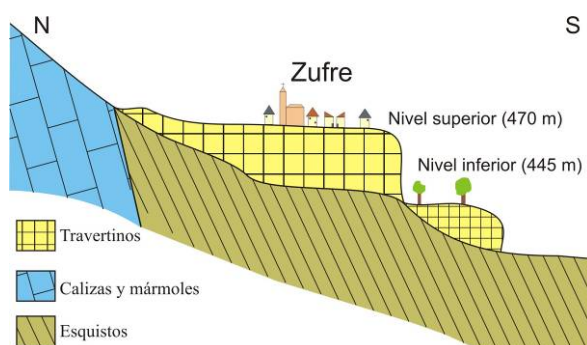


**Figura 2.** Vista del relieve en mesa que configuran los depósitos travertínicos de Zufre. La población se ha desarrollado, aprovechando esta disposición, sobre el techo plano de dicha formación.



**Figura 3.** Detalle de la formación travertínica. Se observan los distintos tipos de concreciones carbonatadas, muchas con formas tubulares originadas alrededor de tallos vegetales.

El edificio travertínico de Zufre se desarrolla inmediatamente al pie del contacto entre las calizas y mármoles dolomíticos del Cámbrico inferior y los esquistos (Fig.4). La ladera inclinada de la montaña soporta dos niveles escalonados; el superior, y más importante, sobre el que se sustenta parte del pueblo, se extiende sobre la cota de 470 m. Este nivel presenta facies en cascada y pozas, y culmina con un nivel de carbonato pulverulento producto de procesos de alteración edafogénica. El nivel inferior se desarrolló posteriormente, como consecuencia probable de un encajamiento del nivel de base local (arroyos, ríos y, por tanto, del nivel freático). Esta plataforma inferior se extiende sobre la cota de 445 m, apoyándose directamente sobre los esquistos, con facies de costras zonales, paleocanales y desarrollo de paleosuelos. Igual que en la Peña de Alájar, también se han encontrado restos arqueológicos de interés que apuntan a una ocupación antrópica del Holoceno superior (últimos 6000-3000 años).



**Figura 4.** Corte esquemático de la formación travertínica de Zufre.



**Figura 5.** Los travertinos han sido aprovechados por la población de Zufre, no sólo como lugar estratégico para su ubicación, sino también como material de construcción. En la foto, el Ayuntamiento del pueblo, construido con este material.

### Interpretación

En los manantiales y fuentes de terrenos carbonatados es común la formación de acumulaciones de precipitados de esta naturaleza denominados tobas y travertinos. Estas acumulaciones pueden crecer en extensión y en vertical hasta configurar amplias plataformas adosadas al relieve. Los encajamientos y descensos de los niveles de base locales van a dar lugar a la formación de plataformas escalonadas. La mesa travertínica de Zufre es un excelente ejemplo de este tipo de formaciones, pues presenta el más amplio desarrollo de todas las formaciones tobáceas de la provincia de Huelva.

## 12. Alteración granítica y berrocal del Cerro de la Grana (norte de Campofrío)

Joaquín Rodríguez Vidal y Luis M. Cáceres Puro

### Localización y accesos

La zona de observación principal se localiza a lo largo de la carretera A-479, de Aracena a Campofrío, desde unos 2 km hasta unos 4,5 km hacia el N de la población de Campofrío. Este recorrido rodea el cerro de La Grana por su sector occidental. Una visita más detallada y relajada puede realizarse a pie por el flanco oriental de este mismo cerro, desde el puente de Valdehombre (en su borde meridional) a 440 m, hasta la cima del cerro a 597 m (Fig.1).

**Advertencia:** las observaciones por la carretera deben de realizarse andando, ya que se facilita la observación del granito alterado. Los recorridos a pie, rodeando el cerro por las laderas este y norte, facilitan la observación de los berrocales, pero es necesario calzado adecuado y, al menos dos horas de recorrido de campo.

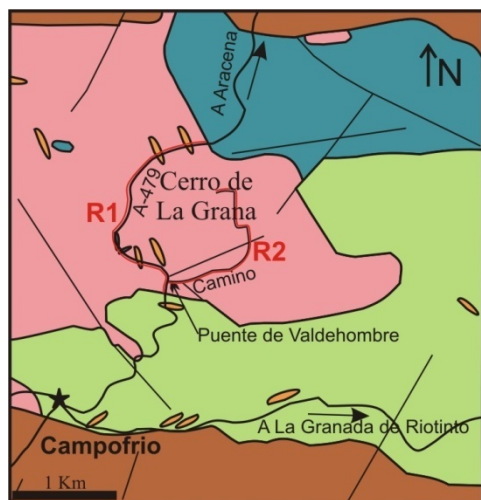
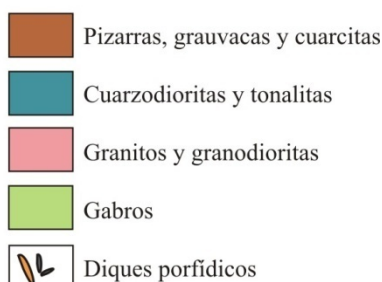


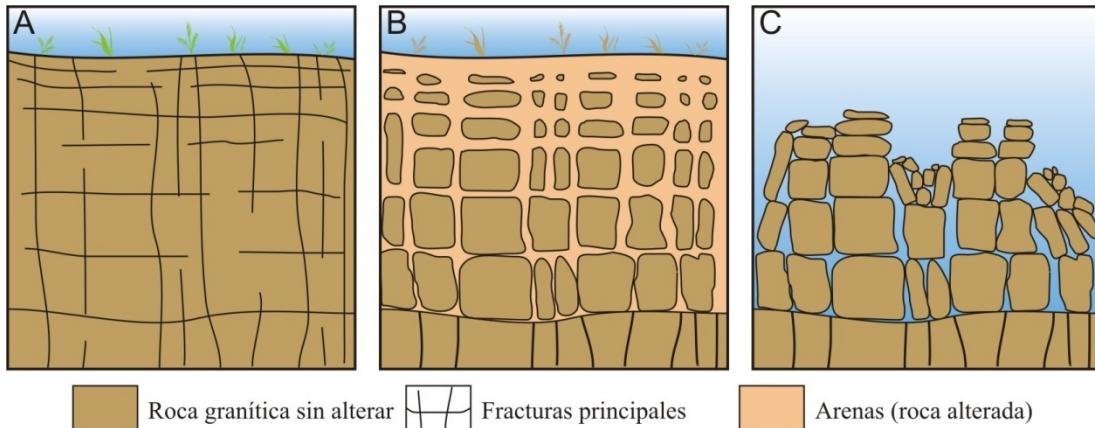
Figura 1. Mapa geológico esquemático del sector del Cerro de La Grana.



### Descripción

El Cerro de La Grana, al norte de Campofrío, es un afloramiento de granitos y granodioritas, bien diferenciado morfológicamente, que constituye el apéndice oriental de un plutón de mayor tamaño de dirección E-O. Los componentes fundamentales son plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita. Resalta el llamativo relieve redondeado en forma de domo de tipo *inselberg*, junto con otras formas menores, como lajamientos, bolos, *corestones* y arenizaciones; todas ellas típicas de un paisaje granítico.

El proceso más común en la descomposición química de este tipo de rocas es la hidrólisis de los feldespatos. Mediante este proceso se producen reacciones químicas entre estos minerales y el agua, que conducen a la destrucción de los primeros y a la generación de arcillas de neoformación. La desaparición de los feldespatos supone finalmente que el resto de minerales constitutivos de la roca puedan desprenderse, dando lugar a arenizaciones de lo que eran inicialmente rocas masivas. Si esta arenización progresa a lo largo de diaclasas de espaciamiento métrico de un granito, determina una descomposición en bolos. Cuando las arenas que cubren los volúmenes que han permanecidos sanos son eliminadas se crean formaciones superficiales de tipo "ruiniformes", denominados *tors* (Figs.2, 3 y 4).



**Figura 2.** Meteorización de un macizo granítico. A: Roca sin alterar pero afectada por una fracturación intensa. B: Alteración mediante la circulación de agua a través de las fracturas. Las fracturas se agrandan y los fragmentos de rocas entre ellas (corestones) se reducen de tamaño y se redondean (descomposición en bolos). C: Si la arena resultado de la alteración de la roca es desmantelada los fragmentos sanos pueden permanecer, configurando tors.



**Figura 3.** Granito alterado, en el que se observa la masa arenizada (ocres) con algunos restos de bolos o corestones de la roca fresca (grises claros). También se observa un dique cuarcítico también sin alterar (blanco). Esta foto se correspondería con la fase B de la figura 2.



**Figura 4.** Bolos graníticos en superficie configurando un tors, aunque la mayor parte de los bolos están dispersos por la ladera. Esta foto se correspondería con la fase C de la figura 2.

**Recorrido 1 (R1):** el recorrido junto a los taludes de la carretera de Campofrío a Aracena muestra buenos afloramientos de la roca granítica muy alterada con arenizaciones, y fragmentos subsféricos de roca granítica fresca, sin alterar (Fig.3).

**Recorrido 2 (R2):** el recorrido a pie, por las laderas oriental y septentrional, muestra mejor los ejemplos de campos de bolos, restos de la erosión de los mantos de alteración, piedras caballerías o tors y bloques residuales (Fig.4).

### Interpretación

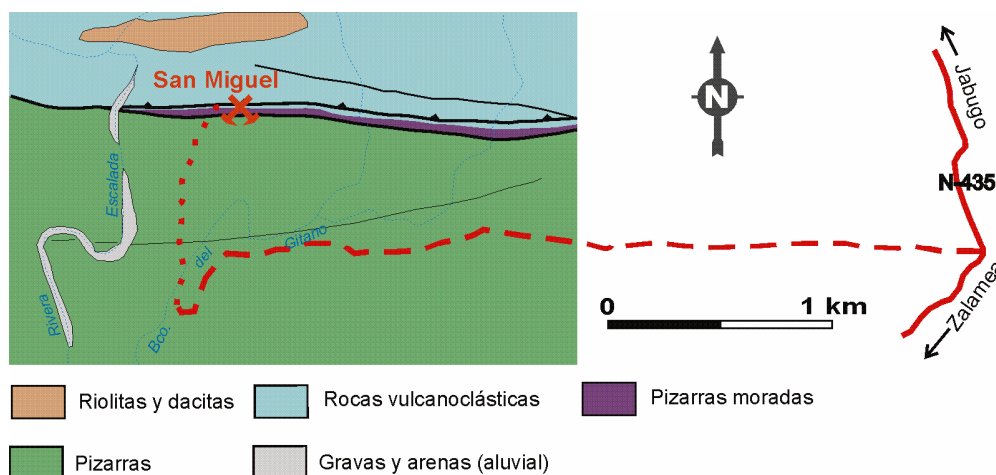
El macizo granítico de Campofrío y en general los materiales de Sierra Morena, han sufrido intensos procesos de alteración superficial a lo largo de su amplia historia. Estos materiales son de edad paleozoica y la zona lleva expuesta superficialmente desde el Mesozoico (hace unos 250 millones de años). A lo largo de este tiempo se han producido situaciones climáticas muy diversas, con largos periodos de climas más cálidos y lluviosos que el actual, lo que favoreció la intensidad y profundidad de la alteración de las rocas y sobre todo de los granitos.

### 13. Mina de San Miguel: un ejemplo fósil del subsuelo de una fumarola de fondo oceánico

Gabriel Ruiz de Almodóvar Sel

#### Localización y accesos

La mina de San Miguel se encuentra próxima a la carretera N-435, que une Huelva y Badajoz. Se llega a ella por un carril parcialmente asfaltado en su primera parte, al que se accede desde el km 157,5 de la mencionada N-435 (Fig.1), hacia la Finca La Aliseda. El carril es practicable para vehículos durante unos 5 km, hasta aproximadamente 1 km antes de llegar a la mina, donde es interceptado por un arroyo. Hace unos años se podía acceder hasta la misma entrada de la corta por medio de un pequeño puente, que ahora está parcialmente destruido. En la entrada a la corta se dejan a la izquierda las ruinas de las instalaciones y poblado minero. **Advertencia:** el carril de acceso suele estar deteriorado, por lo que puede ser necesario hacer un trayecto a pie más largo del indicado.



**Figura 1.** Mapa geológico del entorno de la Mina de San Miguel (basado en la cartografía geológica de la FPI - Junta de Andalucía). En trazo de puntos el camino que hay que hacer a pie.

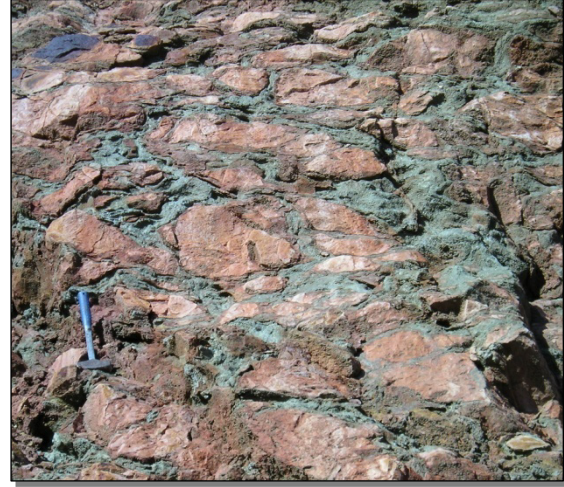
#### Descripción

La mina de San Miguel, considerada de bajo tonelaje y baja ley en comparación con otras de la Faja Pirítica Ibérica (FPI), fue explotada en la antigüedad, existiendo referencias de minería romana, aunque su principal actividad se desarrolló desde 1859 a 1960, siendo su principal producción de cobre y pirita para ácido sulfúrico. La mineralización de la mina de San Miguel constituye uno de los mejores ejemplos de depósitos de sulfuros masivos asociados a rocas volcánicas de origen exhalativo, equivalentes a los depósitos actuales de fumarolas de fondo oceánico. San Miguel, también encierra un excelente afloramiento para la observación de una montera de oxidación (Fig.2).

Al igual que otras mineralizaciones de sulfuros de la FPI, las de San Miguel se localizan en el denominado Complejo Vulcano Sedimentario (CVS) (Fig.1), y están constituidas esencialmente por pirita, acompañada por otros sulfuros minoritarios entre los que destaca la calcopirita. La parte más llamativa de la mineralización consiste en un entramado irregular de venas de sulfuros, denominado "stockwork", en el seno de una roca volcánica de composición dacítica (Fig.3).



**Figura 2.** Panorámica de una pared de la corta. La parte central de la foto de color gris se corresponde con la mineralización de sulfuros, cuyo detalle se puede ver en la Fig.3. En la parte superior se observa una montera de oxidación.



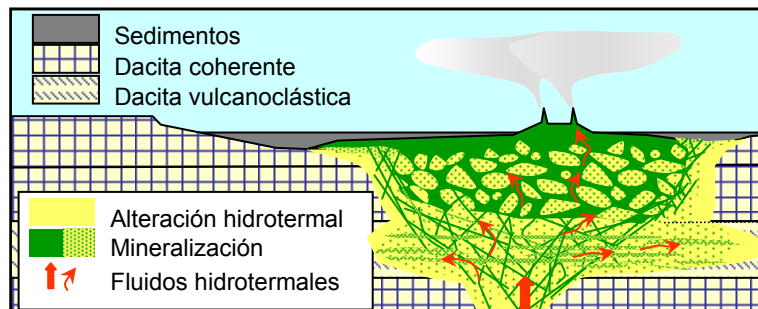
**Figura 3.** Aspecto de la mineralización de sulfuros (parte central de la Fig.2). Se aprecia un entramado irregular de venas de pirita (stockwork), en el seno de las rocas volcánicas (color claro) fragmentadas, alteradas y parcialmente reemplazadas por los sulfuros

La mineralización también incluye diseminación y reemplazamiento de la roca volcánica por los sulfuros. Las rocas volcánicas presentan la particularidad de tener su composición original alterada. De esta manera, los feldespatos, que serían los componentes mayoritarios de la roca original, están totalmente transformados en clorita y cuarzo.

### Interpretación

La mineralizaciones de San Miguel, al igual que otras muchas de la FPI, se originaron por la interacción de fluidos hidrotermales con las rocas y sedimentos de una cuenca marina devono-carbonífera. Los fluidos hidrotermales, con temperaturas del orden de 350 °C, generados a partir de un alto gradiente geotérmico, ascendieron hacia el fondo marino aprovechando las zonas porosas y fracturadas, dando lugar a diversas reacciones entre los fluidos y las rocas, que ocasionaron la alteración de estas y el depósito de los sulfuros metálicos tanto en los espacios abiertos (fracturas y poros), como reemplazando a las propias rocas y sedimentos. El afloramiento de la Fig.3, se interpreta como parte de los canales que utilizaron los fluidos calientes para ascender hacia el fondo marino, y en los que tuvo lugar el depósito mineral (Fig.4). Con posterioridad tuvo lugar el plegamiento hercínico, la subsiguiente erosión y exposición de las mineralizaciones, dando lugar a la oxidación de las mineralizaciones en la zona de aireación de un acuífero superficial.

**Figura 4.** Modelo idealizado de un sistema hidrotermal de fondo oceánico, en el que incluyen algunas de las características de los sistemas de la FPI, y en concreto de San Miguel. Los fluidos hidrotermales ascienden hacia el fondo marino, provocando la fracturación de las rocas y circulando de forma preferente por las fracturas y rocas permeables, dando lugar a la alteración hidrotermal y al depósito de los metales.



## 14. Evidencias de vulcanismo antiguo en la cuenca minera: el puente de los Cinco Ojos (norte de Zalamea la Real)

Teodosio Donaire, Alfonso Valenzuela y Emilio Pascual

### Localización y accesos

El Puente de los Cinco Ojos se encuentra en la intersección de la carretera N-435 y el río Odiel, a unos 9 km al norte de Zalamea La Real (Huelva). Desde el extremo oriental del puente parte un sendero estrecho, de longitud algo superior a un kilómetro que conduce a unos molinos harineros antiguos situados aguas abajo. Los afloramientos más interesantes se pueden observar a lo largo del río, desde el primer molino hasta unos 500 metros hacia el oeste (Fig.1).

**Advertencia:** el sendero sólo puede realizarse a pie y su tramo final es algo dificultoso debido a la frondosidad de la zona. Como la mayor parte de las observaciones se realizan en los márgenes del río, se recomienda extremar la precaución debido al carácter ácido de sus aguas y a la dificultad de vadearlo en épocas de elevadas precipitaciones.

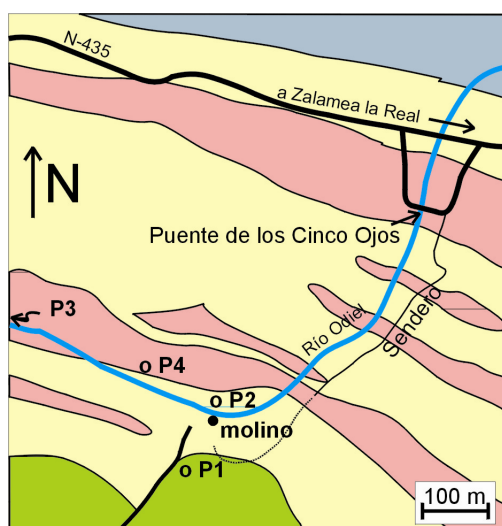
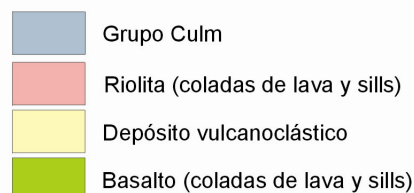


Figura 1. Mapa geológico esquemático del sector del Puente de los Cinco Ojos.

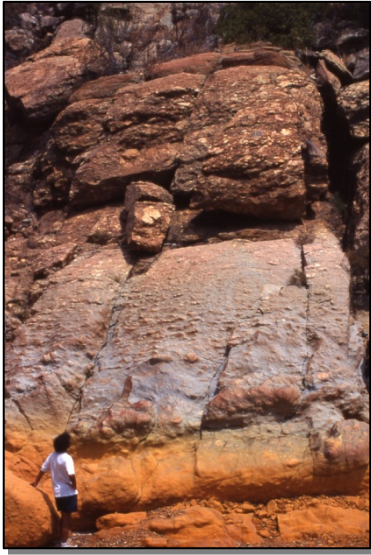


### Descripción

Esta zona presenta una secuencia de gran espesor de rocas volcánicas y subvolcánicas del Complejo Vulcanosedimentario en la que se pueden observar coladas de lava, *sills* y depósitos vulcanoclásticos de composición básica y ácida.

**Parada 1 (P1):** afloramiento situado en un pequeño arroyo que se halla a unos 50 metros al sur del primer molino. Se observa un basalto, con textura porfídica y compuesto esencialmente por fenocristales de plagioclasa, en contacto con pizarras negras. Estos cuerpos de composición básica han sido interpretados como *sills* coetáneos con la sedimentación.

Sobre estos materiales se dispone un conjunto muy potente de depósitos vulcanoclásticos, coladas de lava y *sills* de composición riolítica. Este conjunto comienza con una brecha volcánica masiva, de unos 20 metros de potencia, donde predominan los clastos de pómez. Esta brecha se puede observar desde P1 a P2.



**Figura 2.** Depósitos vulcanoclásticos (P2).



**Figura 3.** Disyunciones columnares en colada de lava riolítica (P3).

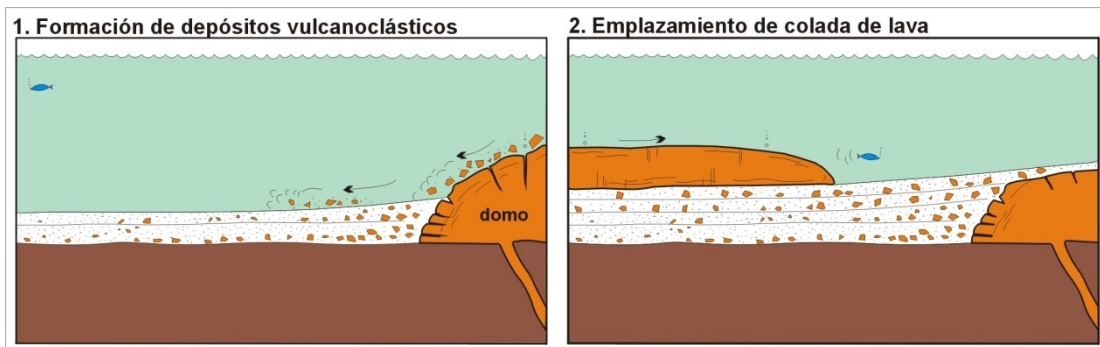
**Parada 2 (P2):** al lado del molino que se encuentra próximo al río se pueden observar numerosos depósitos vulcanoclásticos formados esencialmente por clastos riolíticos (Fig.2). Estos depósitos son muy potentes y muestran una granoclasificación positiva.

**Parada 3 (P3):** sobre los depósitos vulcanoclásticos se encuentra una potente colada de lava riolítica que constituye la mayor parte del cerro. La riolita muestra una textura porfídica con fenocristales de feldespato. Destacan el bandedado por flujo y las disyunciones columnares. Un ejemplo de este último tipo de estructuras puede observarse en el río, a unos 500 metros aproximadamente hacia el oeste del primer molino (Fig.3).

**Parada 4 (P4):** el contacto de la colada de lava con los depósitos vulcanoclásticos infrayacentes se caracteriza por la existencia de una banda dentro de la colada de lava con textura perlítica originada por procesos de hidratación de un vidrio volcánico. Esta banda se ha interpretado como una autobrecha y el contacto inferior muestra magníficos ejemplos de interacción con los materiales vulcanoclásticos.

### Interpretación

Hace 350 millones de años, una importante colada de magma riolítico se emplazó en un medio submarino sobre unos depósitos vulcanoclásticos de similar composición originados por desmantelamiento de un domo submarino previo.



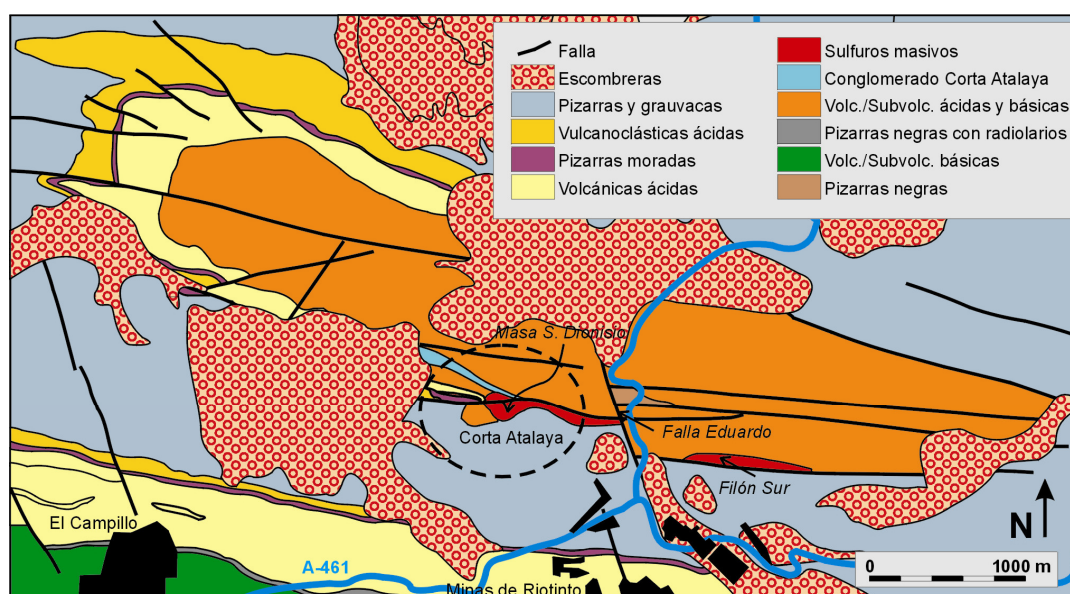


## 15. Corta Atalaya

Reinaldo Sáez y Teodosio Donaire

### Localización y accesos

Corta Atalaya se localiza a 70 kilómetros al norte de la ciudad de Huelva, desde donde se accede por la carretera N-435 y la A-461. Los bancos superiores de Corta Atalaya pueden observarse desde la A-461 entre las poblaciones de El Campillo y Minas de Riotinto. Tradicionalmente las visitas se han realizado a través de la Fundación Riotinto. Sin embargo, en la actualidad, el acceso está restringido y sólo se puede realizar con autorización expresa de la empresa propietaria de la mina.

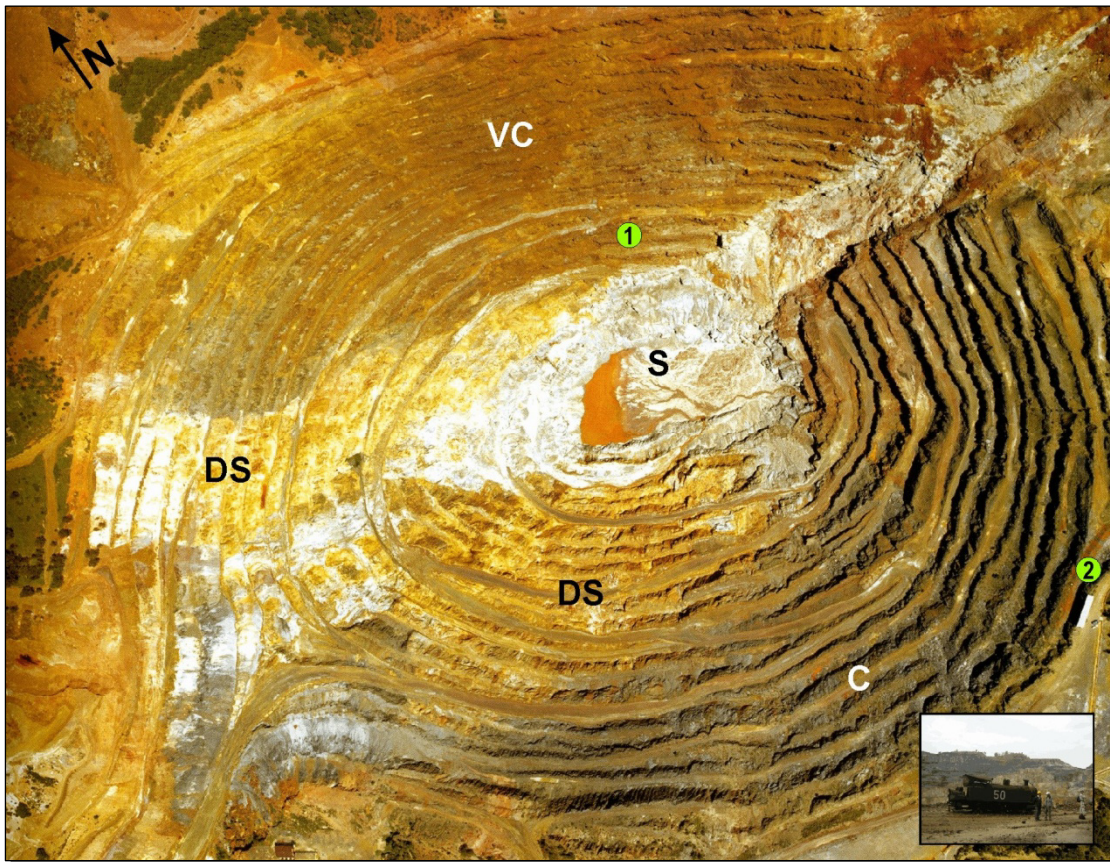


**Figura 1.** Mapa geológico esquemático del distrito minero de Riotinto (modificado de Junta de Andalucía 1:25000)

### Descripción

Corta Atalaya es la mina a cielo abierto más conocida del distrito minero de Riotinto, que es considerado como la mayor concentración de sulfuros masivos de la corteza terrestre. La masa de sulfuros San Dionisio (Fig.1), explotada en Corta Atalaya, poseía unas reservas originales de 100 millones de toneladas. En el lugar donde hoy se localiza la corta hubo anteriormente una mina de interior cuyo hundimiento en 1906 motivó el inicio de la explotación a cielo abierto (Fig.4). En un principio, la explotación estuvo dedicada a la extracción de sulfuros de hierro y cobre (principalmente pirita con cantidades menores de calcopirita). El objetivo inicial era el beneficio del cobre que se extraía de los sulfuros cobrizos. Posteriormente, el azufre contenido en la pirita se utilizó, hasta el cierre definitivo de la corta en 1991, para la fabricación de ácido sulfúrico.

Corta Atalaya se halla en el flanco sur del Antiforme de Riotinto, que está modificado por la actuación de varios juegos de fallas. Entre ellas, destaca la Falla Eduardo (Fig.1) que interrumpe la masa San Dionisio y la desplaza hacia el Sur unos 150 metros, teniendo su prolongación en Filón Sur.

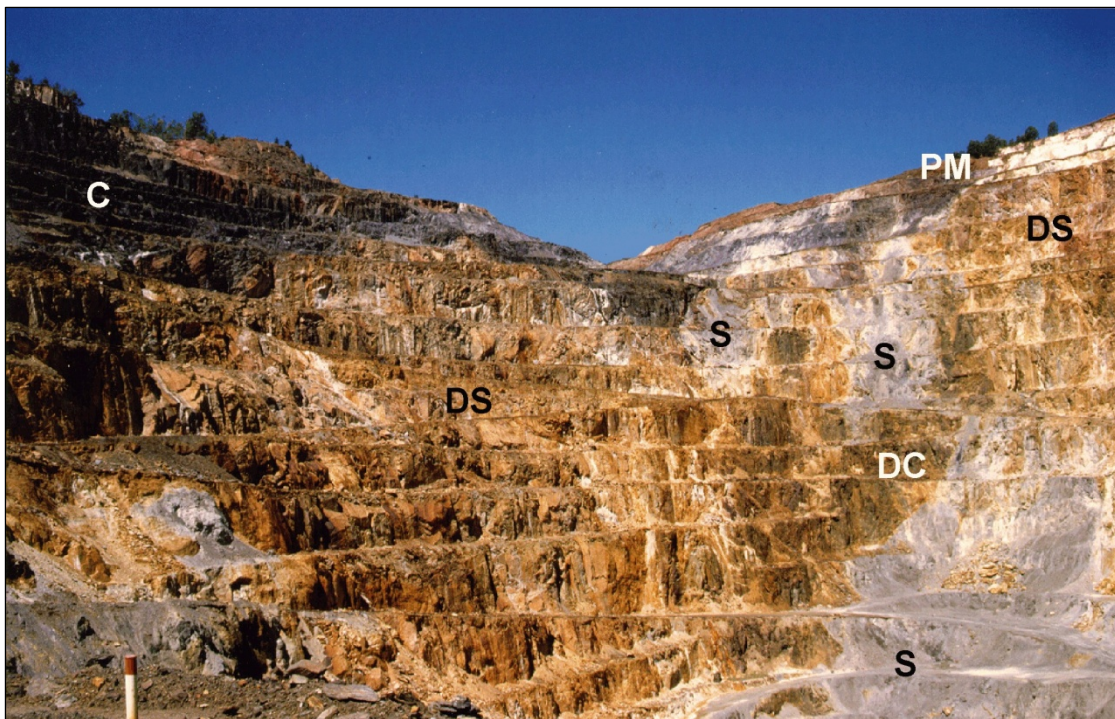


**Figura 2.** Vista aérea de Corta Atalaya. 1: locomotora que aparece en la fotografía del margen inferior derecho; 2: mirador. Explicación de las siglas en el texto. Fotografía de Manzano et al. (2005).

La geometría de Corta Atalaya es la de un cono invertido con una base elipsoidal de 1200x900 metros y una profundidad de 365 metros. Para hacernos una idea de sus dimensiones, la locomotora (punto 1 en Fig.2) puede servir de escala.

Su geología es relativamente simple a gran escala y extremadamente complicada cuando se mira en detalle. La mineralización (S en Fig.2) se dispone fundamentalmente en el fondo de la corta y aparece en el núcleo de un sinclinal cuyo eje se inclina unos 30° hacia el Este. Hacia el noreste hay una formación heterogénea de rocas volcánicas y subvolcánicas (VC) más antiguas que están fuertemente modificadas (alteradas) por los fluidos que, a altas temperaturas, transportaron los metales y el azufre que constituyen la mineralización. Las fisuras por las que ascendieron esos fluidos hidrotermales quedaron, en algunos casos, rellenas de pirita y otros minerales y forman en sí mismas una mineralización fisural -no masiva como la de San Dionisio-, conocida como “stockwork” (Fig.6).

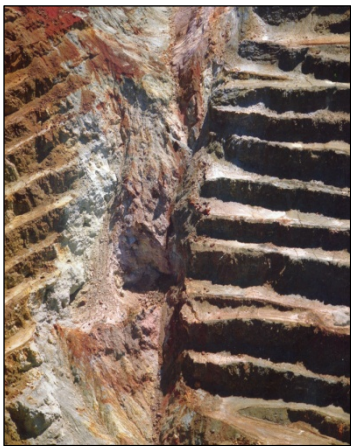
El aspecto de las rocas de Corta Atalaya depende de la alteración que han sufrido más que de su propia naturaleza. Se distinguen dos tipos de alteraciones llamadas clorítica y sericitica. La alteración clorítica (VC) da lugar a coloraciones oscuras en los materiales, mientras que el otro tipo, muy evidente frente al mirador y hacia el sur de la mineralización, muestra colores más claros. En este último caso, las rocas afectadas son principalmente dacitas (DS). Hacia el sur y oeste de la mineralización, las rocas son más jóvenes y pueden ser consideradas “estériles” desde un punto de vista minero. Se trata de rocas vulcanoclásticas y detríticas que terminan en una secuencia de pizarras y areniscas conocida por los geólogos como Grupo Culm (C).



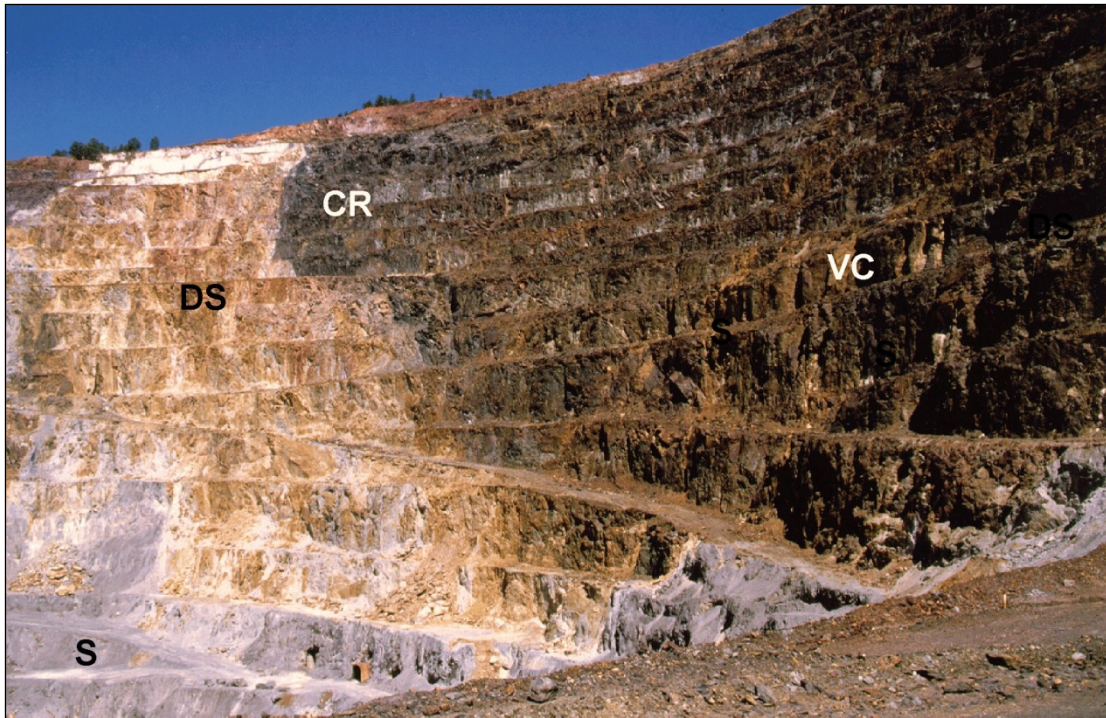
**Figura 3.** Vista del sector suroeste de Corta Atalaya desde una posición inferior al mirador.

#### Sector Suroeste de Corta Atalaya (Fig.3)

Hacia el SO de la corta se observa una zona muy compleja que ha merecido diferentes interpretaciones que resaltan, en todos los casos, el carácter híbrido de los materiales. Se mezclan dacitas (rocas volcánicas) con alteración sericítica de colores anaranjados claros (DS), dacitas con alteración clorítica de color verdoso más oscuro (DC) y lentejones fundamentalmente de sulfuros masivos (S) de color gris claro. Los rasgos observados sobre el terreno sugieren que se trata de una zona de falla en la que se acumulan láminas de distintos materiales trasladados por efecto de la deformación tectónica. A la derecha, en los bancos superiores, se observan pizarras moradas (PM) que, junto con otras rocas vulcanoclásticas y sedimentarias, corresponden a las rocas más jóvenes del distrito de Riotinto y constituyen la transición desde los sulfuros masivos hasta las formaciones detríticas de facies Culm (C) que afloran extensamente en el talud sur de la corta.



**Figura 4.** Antiguas labores de interior cuyo colapso en 1906 provocó el inicio de la explotación a cielo abierto en Corta Atalaya. La zona hundida representa, grosso modo, la posición del cuerpo de sulfuros antes de su explotación. Al sur (derecha en la fotografía) de esta banda, y separado por una falla, se observan, con colores predominantemente grises, las pizarras y areniscas del Culm. Al norte (izquierda en la fotografía) los colores rojizos y pardos corresponden a las dacitas y basaltos cloritizados, al stockwork y a los restos de la montera de sulfuros oxidados (gossan). Estos últimos se han explotado durante muchos años por su contenido en oro y plata



**Figura 5.** Vista del sector noroeste de Corta Atalaya desde una posición inferior al mirador.

#### Sector Noroeste de Corta Atalaya (Fig.5)

Los cambios cromáticos que se observan mirando hacia el noroeste de la corta son algunos de los rasgos más característicos de Corta Atalaya. La banda de color claro que se hunde hacia el fondo de la corta está formada esencialmente por una dacita con alteración sericítica (DS). Los materiales oscuros son más heterogéneos (*dacitas* y *basaltos*) y presentan como rasgo común una fuerte cloritización (VC). Entre unos y otros hay un nivel intercalado de color gris oscuro que se acuña hacia el fondo de la corta; se trata de una intercalación de pizarras negras y conglomerados característicos de Riotinto (CR). Los colores grises más claros (S) que predominan hacia el fondo de la corta corresponden a restos de mineral no explotados. Este mineral es esencialmente pirita con cantidades menores de calcopirita, esfalerita y galena.

**Figura 6.** Los fluidos que originaron el depósito de sulfuros atravesaron las rocas infrayacentes a través de una red compleja de fracturas (stockwork) y modificaron la composición química de tales rocas. Una muestra de dicho stockwork puede observarse en el nivel de la locomotora. El stockwork y las rocas cloritizadas, en algunas partes del yacimiento, contienen suficientes metales, sobre todo cobre, para permitir su explotación con criterios de rentabilidad económica. Este es el tipo fundamental de mineral que se explotó en las labores de interior de Pozo Alfredo (Cloritas de Alfredo) y en la gran corta de Cerro Colorado.

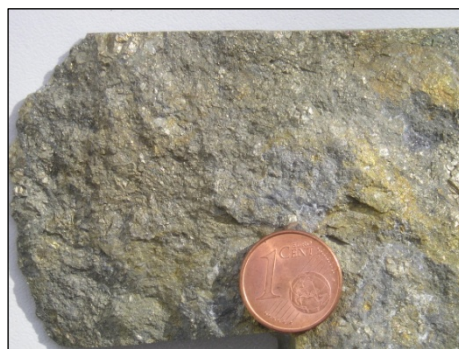


### Mineralizaciones

Las mineralizaciones primarias en Riotinto pueden ser masivas, diseminadas o tipo **stockwork**. Están compuestas esencialmente por pirita (Fig.7) y cantidades menores de esfalerita, calcopirita y galena. Los accesorios más comunes son: arsenopirita, tetraedrita, pirrotita, cobaltita y bourmonita, aunque se han citado muchos otros minerales. La morfología original de los cuerpos de sulfuros es lenticular y su estructura interna, aunque suele ser masiva, también puede aparecer bandeada o constituyendo brechas. A muro de las masas de sulfuros aparece una zona con fuerte alteración hidrotermal que representa la parte en que los fluidos hidrotermales afectaron intensamente a las rocas infrayacentes. Los canales de alimentación de los fluidos hidrotermales constituyen mineralizaciones tipo *stockwork*. En algunos casos, como en Cerro Colorado con contenidos en cobre relativamente altos e interés económico.

La meteorización de las mineralizaciones de sulfuros da lugar a concentraciones secundarias de gran interés económico. En la parte más superficial, la oxidación de los sulfuros da lugar a la formación de soluciones ricas en ácido sulfúrico que lixivian a los elementos solubles y concentran los que no lo son, sobre todo Fe, Au y Ag. Como consecuencia se forman mineralizaciones tipo gossan que se han explotado por su contenido en metales preciosos. Los minerales comunes en la zona oxidada son: hematites, goethita (Fig.8), barita, jarosita, beudantita, oro nativo y querargirita. Los elementos mas solubles son transportados hacia la base de la zona meteorizada y precipitan, al cambiar las condiciones redox, en el transito de condiciones vadosas a freáticas, formando mineralizaciones muy ricas en cobre, que se han explotado desde tiempos prehistóricos. Los minerales mas comunes en la zona de enriquecimiento supergénico son: calcosina, covellina (Fig.9), bornita, cuprita, tenorita, cobre nativo, malaquita y azurita.

Pequeños cambios en las condiciones fisicoquímicas de las soluciones derivadas de la interacción del agua de lluvia con los sulfuros dan lugar a la precipitación de sulfatos metálicos. En antiguas galerías u otros espacios abiertos, pueden dar lugar a formaciones de espeleotemas de gran belleza, como ocurre en Pozo Alfredo. Los componentes comunes son: melanterita, kornelita, coquimbita, calcantita (Fig.10) y goslarita.



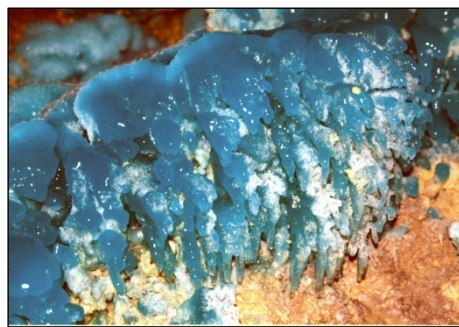
**Figura 7.** Pirita masiva



**Figura 8.** Goethita



**Figura 9.** Calcosina y covellina



**Figura 10.** Calcantita en Pozo Alfredo  
(Foto: Santiago García Ugidos)

La historia geológica de Corta Atalaya se representa de manera simplificada en la figura 11, donde se han diferenciado las siguientes etapas:

1. Cerca del límite entre el Devónico y el Carbonífero (hace unos 360 millones de años) se desarrolla un importante vulcanismo submarino en la Zona Surportuguesa. En el entorno de Riotinto las primeras manifestaciones volcánicas han quedado registradas como capas de rocas vulcanoclásticas félsicas intercaladas en una secuencia de pizarras negras (verde en la figura). A continuación se produjeron dos episodios volcánicos sucesivos, uno de composición basáltica (representado en color gris claro en la figura) y otro de naturaleza ácida, constituido por dacitas y rocas vulcanoclásticas relacionadas (naranja y amarillo claro, respectivamente). Entre ambos episodios aparece un nivel de conglomerado de matriz pizarrosa (azul).
2. El inicio de la actividad hidrotermal, que a la postre daría lugar a las masas de sulfuros, coincide con el desarrollo de un extenso retículo de fracturas que sirvieron como canales de circulación de los fluidos mineralizadores. El relleno de estas fracturas constituye la mineralización tipo *stockwork* que se ha descrito en la página anterior. El contacto entre las rocas encajantes y los fluidos da lugar a aureolas de alteración hidrotermal caracterizadas por cloritización (gris oscuro con trama en la figura) en la parte interna del sistema y sericitización en la externa (color amarillo claro con trama). El depósito de los sulfuros masivos se produjo en zonas reductoras de la cuenca marina, que cubría la región, en el inicio del Carbonífero.
3. De forma coetánea con la formación de sulfuros se depositaron los materiales de la Serie de Transición (amarillo fuerte). Esta serie está constituida esencialmente por pizarras grises, con intercalaciones de rocas vulcanoclásticas y niveles de jaspes. A techo de todos estos materiales se dispone la formación de pizarras y areniscas del grupo Culm (gris oscuro).
4. Finalmente todo este conjunto de materiales fue deformado durante la orogenia Varisca. Como consecuencia, se originaron pliegues, cabalgamientos y fallas. La erosión subsecuente daría lugar al paisaje actual

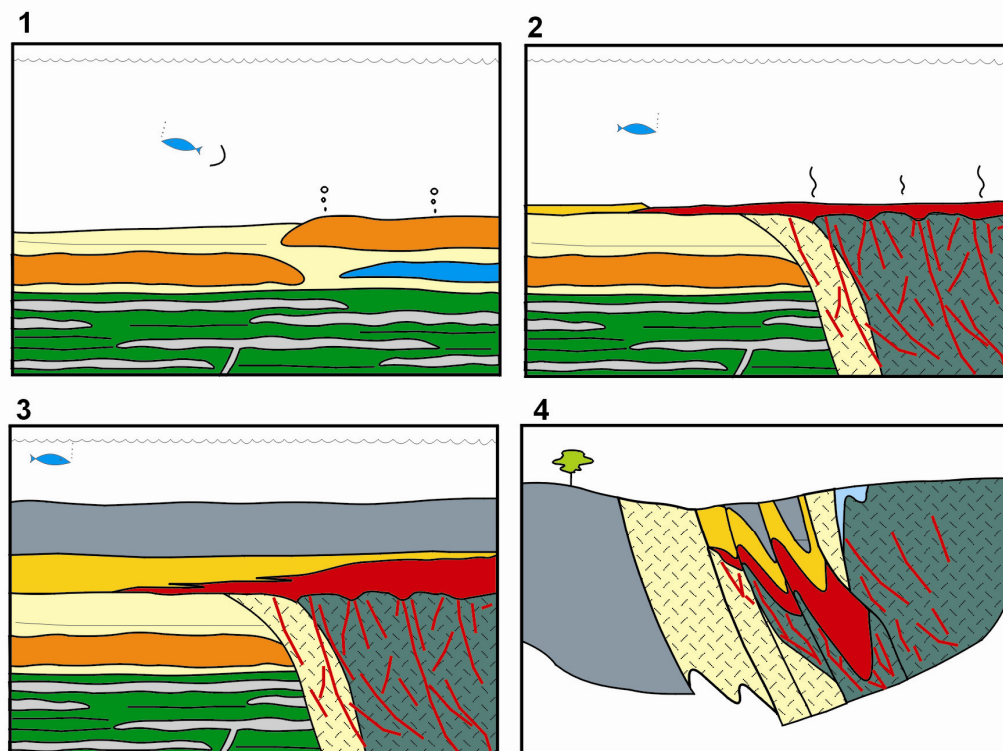


Figura 11. Esquema simplificado de la evolución geológica de Corta Atalaya

## 16. El Complejo Vulcanosedimentario en la riera del Jarama (Nerva)

Teodosio Donaire, Manuel Jesús González Roldán y Emilio Pascual

### Localización y accesos

Este itinerario se realiza en dos sectores distintos de fácil acceso. Para llegar al primero, donde se van a realizar dos paradas geológicas de interés (P1 y P2, ver Fig.1), partimos desde Nerva (Huelva) por la A-476 dirección a El Castillo de las Guardas (Sevilla). A unos 3 km existe una pequeña explanada en el lado derecho de la carretera donde podemos dejar el vehículo. Desde este punto sale un camino (camino del Cerro de la Jabata) que debemos recorrer hasta donde se cruza con el tendido eléctrico (a 2 km aproximadamente), donde habitualmente es cortado por las aguas del embalse (Fig.1).

Posteriormente debemos retroceder y tomar de nuevo el vehículo. A unos 3 km, dirección a El Castillo de las Guardas, se halla un puente sobre la riera del Jarama. En torno a este puente, que constituye el límite entre las provincias de Huelva y Sevilla, se realizan las siguientes paradas (P3 y P4).

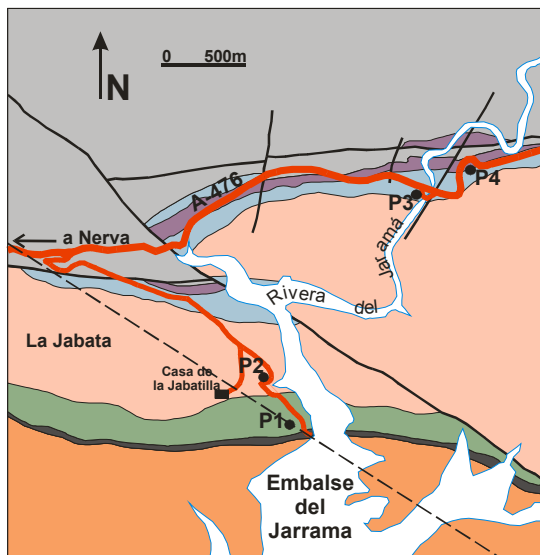


Figura 1. Mapa geológico esquemático del sector de la riera del Jarama (mapa geológico 1:25.000 de la Junta de Andalucía).



### Descripción

El curso antiguo de la riera del Jarama ha sido uno de los sectores de la Faja Pirítica Ibérica (FPI) más conocidos y que más debate ha suscitado entre los geólogos. La calidad de afloramientos permitía observar una secuencia completa de rocas del Complejo Vulcanosedimentario (CVS) en un área próxima al distrito minero de Riotinto y proporcionaba una información muy valiosa sobre el contexto volcánico donde se depositaron los sulfuros masivos. Sin embargo, la construcción del embalse del Jarama inundó el curso principal de la riera y se perdieron los afloramientos más importantes (Fig.4). El objetivo de este itinerario es mostrar los tipos más característicos de rocas volcánicas de la FPI en los afloramientos que quedan en las riberas del embalse.

**Parada 1 (P1):** en el camino (a 100 metros del tendido eléctrico hacia el norte) y a lo largo del cerro se pueden observar numerosos afloramientos de basaltos. Estas rocas son de color verde oscuro y están compuestas esencialmente por diminutos cristales de plagioclasa casi imperceptibles a simple vista (textura afanítica).



**Figura 2.** Disyunción columnar en colada de lava basáltica (P1).



**Figura 3.** Riolita (P2).

Una de las características más llamativas de estas rocas es la existencia de disyunciones columnares que se desarrollan por contracción de las rocas magmáticas durante su enfriamiento. Estas estructuras son muy evidentes en las proximidades de una pequeña casa en ruinas que se halla en el cerro y en los márgenes del embalse (Fig.2). Las estructuras que se podían observar en el antiguo curso del Jarama mostraban cómo un sedimento arcilloso húmedo y no consolidado, ahora transformado en una lutita negra, se inyectó dentro de los basaltos (Fig.4). Este tipo de textura, que se halla tanto en la base como en el techo de la unidad de basaltos indica su carácter intrusivo. Dado que son paralelos a la estratificación, estos cuerpos intrusivos son considerados como *sills*.

**Parada 2 (P2):** continuando por el camino hacia el norte y una vez tomada la primera curva significativa se puede observar un ejemplo excelente de otro tipo de roca volcánica denominada riolita. Esta roca muestra una textura porfídica en la que sobresalen los cristales de cuarzo (de color gris y con brillo vítreo) y los de feldespatos (de color blanco) (Fig.3).

**Parada 3 (P3):** en la proximidad del puente antiguo sobre el Jarama se observan numerosos depósitos estratificados de rocas vulcanoclásticas. Están constituidas por fragmentos de rocas volcánicas de composición similar a las riolitas descritas previamente. Estos depósitos se interpretan como producto de erosión y redépósito de las riolitas infrayacentes.

**Parada 4 (P4):** a techo de estos materiales se dispone una potente sucesión de pizarras moradas que ha sido utilizada como nivel guía en la cartografía de la Faja Pirítica. Los depósitos del techo del CVS (niveles pizarrosos y rocas vulcanoclásticas) pasan de manera gradual a formar parte de la secuencia del grupo Culm.

### Interpretación

Tanto basaltos como riolitas son rocas originadas por la solidificación de un magma. Sin embargo, no existe un consenso sobre el nivel de emplazamiento de estos cuerpos en la FPI. Desde un principio se sugirió que representaban coladas de lava submarinas; pero la existencia de inyecciones de sedimento húmedo, no consolidado, tanto a techo como a muro de algunas unidades ponen de manifiesto su carácter intrusivo.



**Figura 4.** Inyección de sedimento (de color oscuro) en la base de un sill de basalto.



## 17. Las mineralizaciones de manganeso de Morante y Soloviejo

Manuel Toscano y Teodosio Donaire

### Localización y accesos

El acceso a El Morante (Calañas) se hace a través de un camino ubicado en la entrada Sur del municipio de Calañas, justo frente a la estación del ferrocarril (Fig.1). Se accede a él a través de una escalinata de hormigón que se encuentra bajo unas antenas, que son fácilmente observables, aunque se pueden observar algunos afloramientos antes de El Morante.

Por otra parte, el yacimiento de Soloviejo (Almonaster la Real) se encuentra próximo a la carretera N-435 a unos 13 kilómetros de Zalamea la Real dirección hacia Jabugo (Fig.3). Una vez se abandona la carretera nacional se recorre un camino de unos 2 km hasta llegar a una pequeña agrupación de casas correspondiente al antiguo poblado minero. Hacia el Norte del poblado parte un camino a través del que se accede a las instalaciones y corta minera. Al ser una propiedad privada, el lugar se encuentra cercado, por lo que es conveniente solicitar el acceso a los vecinos.

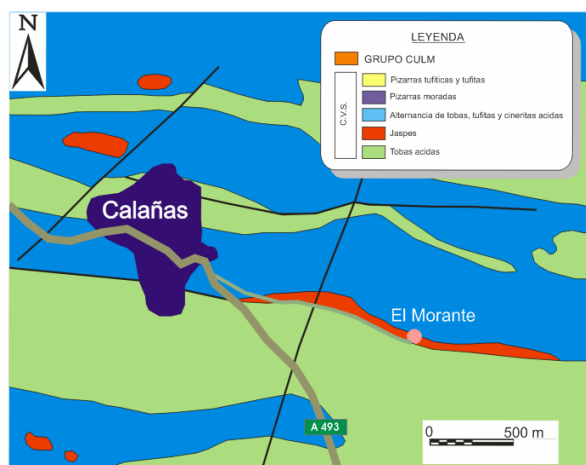


Figura 1. Encuadre geológico de El Morante.



Figura 2. Mineralización de pirolusita (P) en jaspes.

### Descripción geológica de El Morante

Está constituido esencialmente por rocas vulcanoclásticas y sedimentarias, donde cabe destacar la presencia de jaspes (roca sedimentaria de origen químico) portadores de minerales de manganeso, tales como pirolusita (Fig.2), rodocrosita o rodonita. En el mismo cerro puede observarse un pozo de 7 metros de profundidad desde el que parte una galería de unos 70 metros hacia el Oeste, y también una pequeña corta minera, así como calicatas de escaso interés. Un rasgo a destacar, de éste y otros indicios de Mn, es su geomorfología, ya que los jaspes se caracterizan por ser una roca muy dura y, por consiguiente, difícil de erosionar. Por ello, en el paisaje del Andévalo Onubense, muchos depósitos de manganeso quedan enclavados en las zonas más elevadas de su entorno.

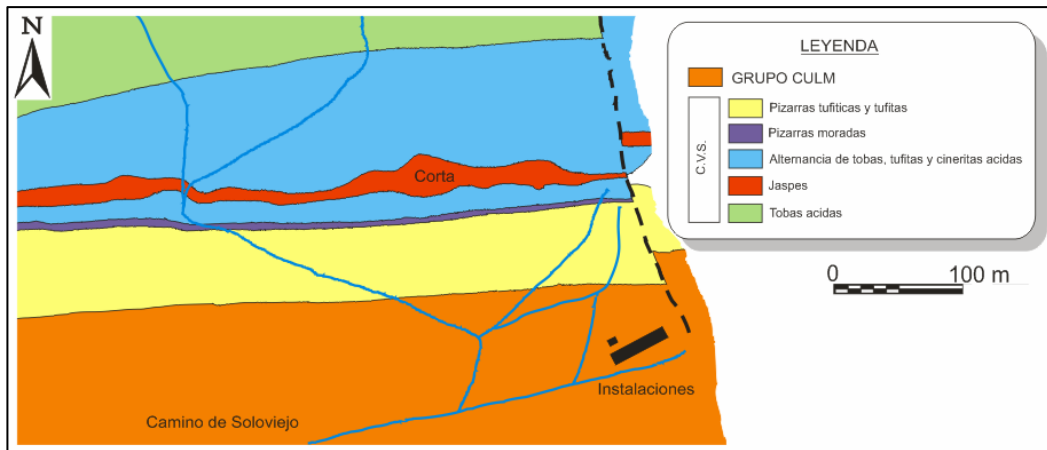


Figura 3. Encuadre geológico de Soloviejo.

### Descripción geológica de Soloviejo

El yacimiento de Soloviejo (Almonaster la Real) fue la última de las explotaciones mineras activas dedicadas a la producción de Mn. Los jaspes manganesíferos que constituyen el depósito se encuentran en un paquete de rocas vulcanosedimentarias, esencialmente de grano fino (tufitas y cineritas), que les da un aspecto pizarroso.

La mineralización se distribuye irregularmente en bolsadas y lentejones dentro del jaspe, que presenta un color rojizo y una elevada dureza debido a que está compuesto principalmente por sílice. Los minerales de manganeso que son esencialmente óxidos, se presentan en la zona alta, mientras que los silicatos (rodonita) y carbonatos (rodocrosita) son minerales primarios que se encuentran en las zonas profundas. En las monteras producidas por alteración supergénica se han formado óxidos y peróxidos (pirolusita, psilomelana). Igualmente, se pueden encontrar rosas de hierro (hematites) en filones de cuarzo lechoso, muy abundantes a lo largo de los varios kilómetros que tiene la formación.



Figura 4. Bandeado sedimentario de jaspe y la mineralización.

En las rocas situadas a muro de la formación (Sur) se han formado dendritas de pirolusita generadas por circulación de fluidos supergénicos con abundante manganeso, que aprovecharon la permeabilidad secundaria (fracturas y foliación) de las rocas.

### Interpretación

Los depósitos de manganeso se forman a consecuencia de la actividad fumarólica de baja temperatura asociada al vulcanismo que se produjo en la Faja Pirítica Ibérica durante el Carbonífero. Esta actividad hidrotermal fue contemporánea a la que generó los depósitos de sulfuros masivos, como el de Riotinto; estando, por consiguiente, relacionada espacialmente con los mismos fenómenos volcánicos.

Estas fumarolas emitieron grandes cantidades de Si, Fe y Mn a los fondos marinos relativamente poco profundos y oxigenados. Estos elementos precipitaron en forma de óxidos como respuesta a cambios en las condiciones de oxidación-reducción, pH y/o fugacidad de oxígeno, que favorece una segregación del Mn y el Fe.

## 18. Geología de la corta minera ‘Filón Norte’ (Tharsis)

Elena M<sup>a</sup> Mantero y Francisco M. Alonso Chaves

### Localización y accesos

La Corta Minera de “Filón Norte” está situada a escasos 300 metros al sureste del pueblo de Tharsis (Fig.1), en el Andévalo onubense. Se trata de una explotación a cielo abierto (longitud: 1000 m; anchura, 400 m; profundidad: 150 m). En este distrito hay numerosas explotaciones mineras de características similares a la que describimos. Destacan por su proximidad a “Filón Norte”: “Sierra Bullones”, “Filón Centro” y “Filón Sur”. Las dos primeras están separadas entre si por algo más de un centenar de metros, y se disponen alineadas aproximadamente en la dirección este-oeste. En ambas cortas se ha explotado el mismo nivel mineralizado, y desde tiempos históricos se conoce

la importancia de estos yacimientos cuyas partes más superficiales fueron explotadas por tartesios, fenicios y romanos. Actualmente es posible recorrer este paraje con facilidad ya que se ha construido un sendero y miradores que permite contemplar una de las panorámicas más características del sector minero en la provincia de Huelva.

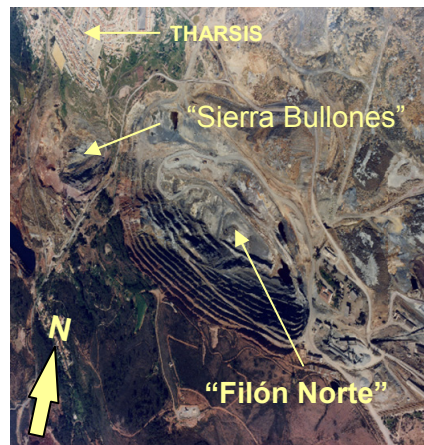


Figura 1. Panorámica aérea de la Corta Minera “Filón Norte” en Tharsis

### Descripción

En la Corta Minera de “Filón Norte” hay un conjunto muy diverso de litologías, principalmente materiales sedimentarios y volcánicos que se acumularon en el fondo de una cuenca marina. Se trata de rocas paleozoicas, originadas al final del Devónico y en el Carbonífero inferior. En concreto, los materiales más antiguos son alternancias de pizarras con niveles muy finos de cuarcitas, llamadas Grupo PQ (identificadas con color marrón en la Fig.2). El resto de la secuencia está constituido principalmente por cuatro tipos de litologías: sulfuros masivos (niveles mineralizados de interés económico, representados en color rojo en la Fig.2), rocas básicas (celeste), rocas ácidas (amarillo) y pizarras (representadas en tonos grises y verdes claros). Todas ellas se incluyen en el Complejo Volcanosedimentario.

Estas rocas se originaron en una cuenca relativamente amplia en la que se desarrollaron varios episodios volcánicos localizados en diferentes puntos de la cuenca. Actualmente desconocemos la forma y dimensiones de aquel mar, así como la posición original que ocuparon cada uno de los materiales en el fondo marino.

Una de las características más peculiares de Tharsis es la aparición de niveles de sulfuros masivos de grandes dimensiones (las reservas originales se han estimado en 90 millones de Tn). Estos depósitos minerales contienen principalmente: pirita, galena, calcopirita, arsenopirita, etc. con leyes elevadas en Cu, Pb, Zn, Au, Ag.

La formación de estos depósitos minerales estuvo relacionada con una importante actividad hidrotermal (circulación en el interior de las rocas de fluidos a temperaturas y presiones elevadas) ligadas a los mismos procesos magmáticos que originaron las rocas volcánicas

ZONA SURPORTUGUESA

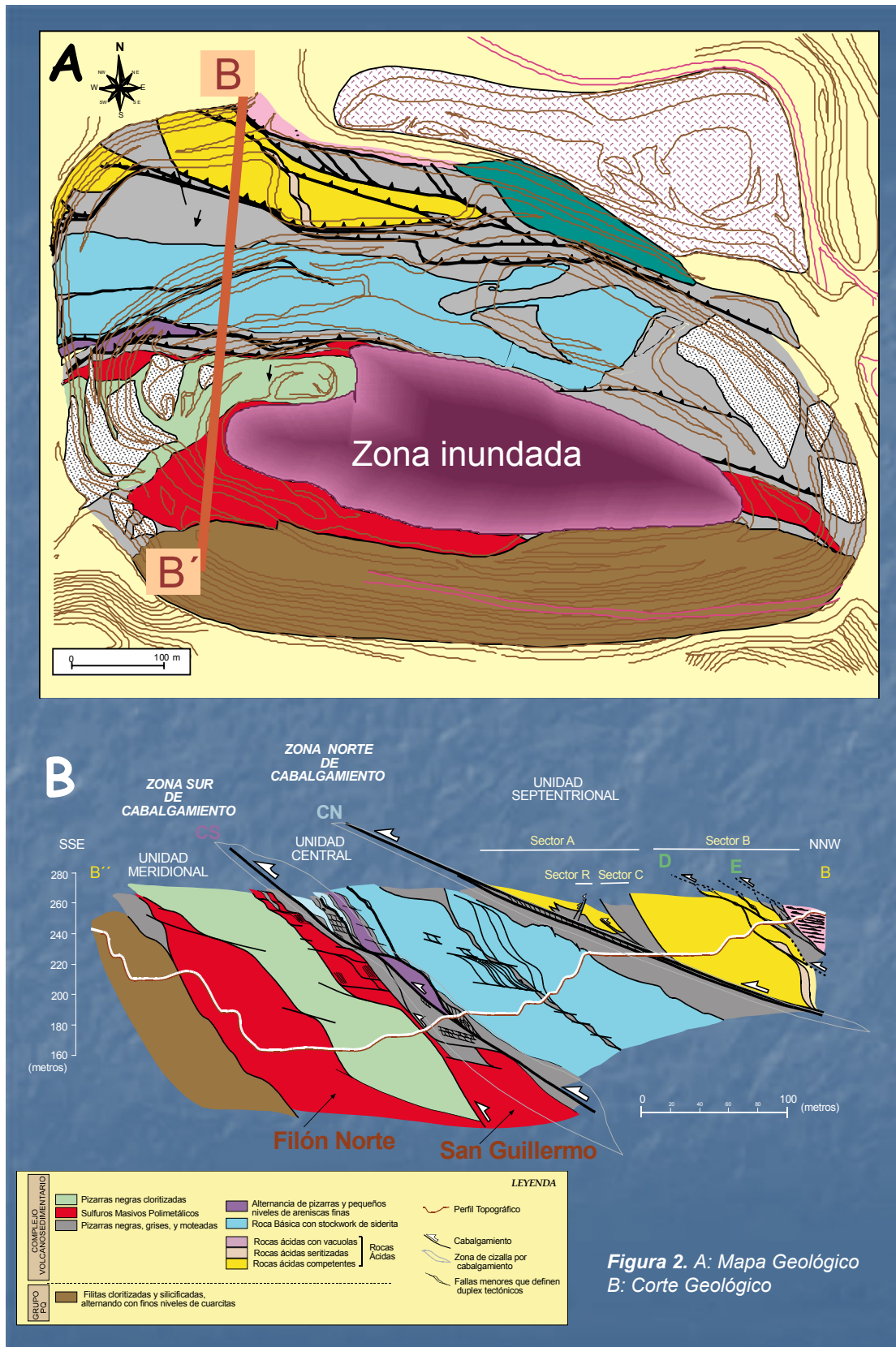


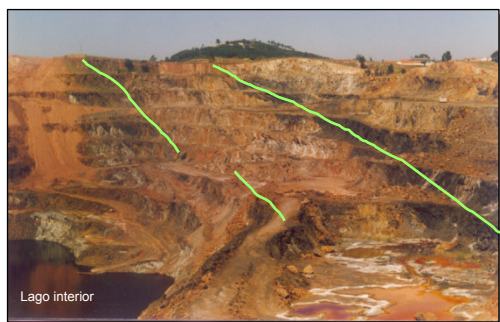
Figura 2. A: Mapa Geológico  
B: Corte Geológico

### Descripción del mapa y corte geológico

La cartografía geológica representada en la Fig.2A nos muestra la disposición actual de los materiales, que en nada se parece a la organización que debió existir durante su formación, hace aproximadamente 350 millones de años. La organización geométrica actual de las rocas fue adquirida durante la orogenia Varisca. Actualmente, las escombreras mineras y los depósitos de rocas caídas cubren parcialmente algunos afloramientos. Además, la recuperación del nivel freático ha generado un lago interior en la parte más profunda de la corta. Durante el periodo de explotación funcionaba un sistema de bombeo de agua subterránea que evitaba la inundación de los niveles inferiores de trabajo.

En el mapa geológico (Fig.2A) se han diferenciado tres láminas tectónicas que se corresponden con las unidades Meridional, Central y Septentrional del corte geológico (Fig.2B). Los límites de estas unidades son zonas donde las rocas aparecen muy fracturadas (Fig.3) y en relación con ellas se ponen en contacto materiales de diferente litología. Estas zonas de fractura, denominadas fallas, se disponen con una orientación aproximada este-oeste e inclinadas hacia el norte. Así pues, unas unidades se apoyan sobre otras como si fuesen fichas de dominó, de tal manera que la situada más al sur es la que ocupa la posición tectónica más baja.

En la Unidad Meridional se encuentran las rocas más antiguas, es decir, las pizarras y cuarcitas (Grupo PQ) y por encima de ellas los niveles de sulfuros masivos intercalados entre pizarras negras. La Unidad Central está formada por rocas ígneas básicas (actualmente muy alteradas), englobadas también en pizarras negras. La Unidad Septentrional, que ocupa la posición tectónica más alta incluye rocas ígneas de composición ácida y pizarras negras. En esta misma unidad se incluye además un dique de diabasas (color verde oscuro en la Fig.2A).



**Figura 3.** Panorámicas del extremo occidental de "Filón Norte". Las líneas verdes se corresponden con la posición de las principales fracturas, que han sido interpretadas como cabalgamientos vergentes al Sur. De sur a norte y de abajo arriba, según un orden tectónico, se diferencian las unidades Meridional, Central y Septentrional. Los sulfuros masivos se sitúan en la parte superior de la primera de ellas y continúan hacia el interior de la tierra.

**Descripción de estructuras a pequeña escala**

En los niveles de sulfuros masivos aun se conservan las superficies de estratificación, observándose además diversos tipos de estructuras sedimentarias (originadas durante el depósito), tales como: laminaciones horizontales, laminaciones cruzadas, ripples (Fig.4A). La mayoría de las rocas que se observan en la corta minera están muy foliadas. Es decir, se trata de rocas que tienen tendencia a romperse en láminas finas o en lascas. Esta característica responde a un ordenamiento interno de los minerales que constituyen la roca y se ha desarrollado durante la deformación por aplastamiento progresivo en la orogenia Varisca. Son por tanto estructuras de origen tectónico (Fig.4B).



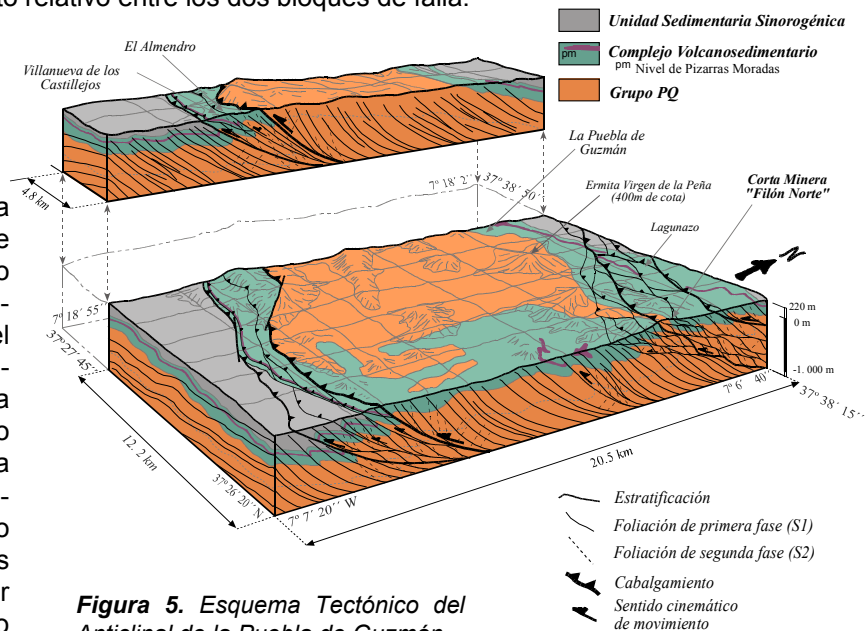
**Figura 4.** A: Laminaciones cruzadas y horizontales. B: Rocas foliadas. C: Estrías

Otras estructuras de origen tectónico son las fallas (Fig.3). En detalle, se observa que se asocian espacialmente las fallas formando bandas de mayor deformación frágil. Cada una de estas zonas está formada por planos menores de fallas de orientaciones relativamente similares. Dichos planos en general tienden a converger en una falla principal que es además la de mayores dimensiones. En los planos de falla se observan con frecuencia evidencias de la fricción entre bloques, lo que se traduce en estrías y lineaciones en el propio plano de falla (Fig.4C). Además el proceso de fracturación ha generado niveles de rocas de falla no cohesivas del tipo brechas tectónicas y harina de falla. Las estrías sirven para conocer la dirección de movimiento relativo entre los dos bloques de falla.

**Interpretación tectónica**

Las zonas de fractura descritas anteriormente se interpretan como cabalgamientos. Es decir, fallas en las que el bloque de rocas situado por encima de la falla (bloque de techo o bloque superior) se ha desplazado ascendiendo a lo largo del plano de falla respecto a las rocas que se sitúan por debajo del mismo (bloque de muro o inferior).

En nuestro caso, las unidades se han trasladado desde el Norte hacia el Sur, siguiendo una trayectoria ascendente. Estos cabalgamientos se integran dentro de una estructura mayor de carácter regional conocida como Anticlinal de la Puebla de Guzmán (Fig.5)



**Figura 5.** Esquema Tectónico del Anticlinal de la Puebla de Guzmán.

## 19. Las cuarcitas de Virgen de la Peña: restos de un litoral de hace 360 millones de años

Carmen Moreno y Felipe González

### Localización y accesos

La ermita de la Virgen de la Peña se encuentra al resguardo de los relieves del Peñón, al pie del Cerro del Águila (Puebla de Guzmán). Para llegar a este paraje, la manera más fácil es por la carretera A-475, que une Puebla de Guzmán y Tharsis. A 4 km de Puebla en sentido Tharsis hay un desvío a la derecha del que parte la carretera que conduce a la ermita (Fig.1). También hay un camino no asfaltado desde Puebla de Guzmán, que es la ruta que hacen los “puebloños” en su romería. Hasta la explanada de la ermita es posible ir en vehículo, sin embargo la subida al Cerro del Águila debe realizarse a pie. El terreno es irregular pudiendo ser a veces abrupto y escarpado (Fig.2). Se aconseja precaución.



Figura 1. Localización geológica y geográfica.

### Descripción

Los relieves principales de este sector están formados por cuarcitas, de todos ellos el elegido en esta ficha es el del Cerro del Águila, pues además de la calidad de sus afloramientos, desde su cima hay una espléndida panorámica de 360°.

Las cuarcitas se disponen en estratos con potencias de entre 7 y 70 cm que se superponen unos a otros. A veces, las superficies de estratificación que separan los estratos no se diferencian y dan lugar a un “único y falso” nivel de hasta 10 metros de potencia; esto puede verse muy bien en el escarpe de la ladera sur del Cerro del Águila, y también en el Peñón.

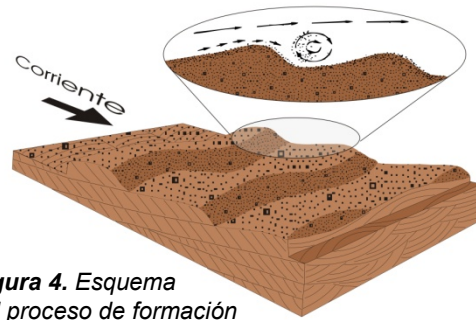
Al pie del Cerro, junto a la casa-hermandad, los estratos están fuertemente inclinados, por el contrario los de la cima aparecen casi horizontales. Esta deformación tectónica proporciona diferentes perspectivas y permite contemplar superficies de estratificación o el interior de los estratos. En ambos casos se observan rasgos característicos de su origen, preservados a lo largo del tiempo a pesar de la complicada historia geológica de estas rocas. Sólo tenemos que mirar con atención y comparar con las arenas de una playa con la marea baja.



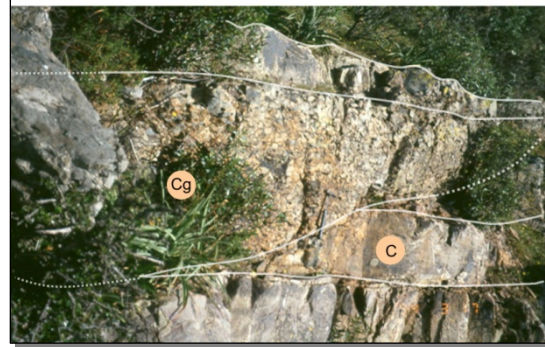
Figura 2.. Ermita de la Virgen de la Peña y del Peñón desde el Cerro del Águila.



**Figura 3.** Superficies de estratificación con diferentes tipos de ripples. Fotografías realizadas en el Cerro del Águila y Cerro Gordo.



**Figura 4.** Esquema del proceso de formación de los ripples.



**Figura 5.** Canales fluviales (solo se ve la mitad) rellenos de conglomerados (Cg) que cortan los estratos de cuarcitas (c).

### Interpretación

Hace 360 millones de años estos parajes eran una zona costera, el litoral de un mar de aguas cálidas donde se depositaban arenas finas y blancas, parecidas a las de las playas actuales de Huelva. Las arenas de entonces son las cuarcitas de hoy y en ellas hay múltiples señales de su origen. Superficies con rizaduras (*ripples*), iguales a las que pisamos cuando paseamos por la orilla de la playa cuando la marea está baja, pueden verse aquí (Fig.3) y lo mismo que ocurre ahora, también entonces fueron originadas por la acción de olas y mareas sobre los granos de arena (ver esquema Fig.4).

Si miramos con atención podemos ver muchas más cosas, como por ejemplo que a este litoral llegaban pequeños ríos cargados de cantos que al desembocar erosionaban las arenas. La forma de los canales y su carga de conglomerados pueden verse en las laderas oeste y sur del Cerro del Águila y aparecen fotografiados en la figura 5. El área de la Virgen de la Peña es una zona fundamental para la reconstrucción de la historia geológica de toda la Faja Pirítica Ibérica.



## 20. Turbiditas del Culm: los afloramientos del Puerto de la Laja y Vía Verde del Guadiana

Carmen Moreno y Felipe González

### Localización y accesos

Al Puerto de La Laja y al tramo de vía verde del Guadiana que se sugiere en esta ficha se accede por la carretera comarcal HU-6400 que partiendo del pueblo de El Granado conduce al embalse del Chanza. El cruce entre la vía verde y la comarcal aparece debidamente señalado pasados 6 km desde El Granado (Figs.1 y 2). El recorrido parte de este punto y sigue la vía verde, en dirección sur, para terminar en el Puerto de La Laja junto al río Guadiana. A uno y otro lado de la vía afloran las turbiditas del Culm (areniscas, pizarras y algunos conglomerados). El recorrido sólo puede realizarse a pie o en bicicleta.



**Figura 1.** Mapa geológico del anticlinorio de Puebla de Guzmán. El recuadro indica el área del itinerario.



**Figura 2.** Esquema del itinerario. a) afloramiento de la Fig.4; t) túnel; b) afloramiento de la Fig.3.

### Descripción

La mayor parte de las rocas que se observan son areniscas y pizarras que conservan muchas de sus características sedimentarias y estructurales.

Las areniscas son grauvacas líticas dispuestas en estratos de espesor variable entre 12 mm y más de un metro. A veces entre varios estratos superpuestos no se diferencian bien las superficies de estratificación, dando lugar a paquetones de areniscas de hasta 10 metros de potencia. Por el contrario, en otras partes las rocas más abundantes son las pizarras o las intercalaciones de pizarras y areniscas finamente estratificadas.

Desde el inicio del recorrido hasta el túnel ('t' en Fig.2) los estratos están inclinados hacia el norte y la serie aparece invertida, es decir que las superficies que vemos hacia arriba estaban hacia abajo originalmente y viceversa (como si a una tortilla le hubiésemos dado la vuelta). Desde la salida del túnel hasta el final del recorrido la serie está normal, es decir los estratos están horizontales y en su posición original (Figs.3 y 4).



**Figura 3.** Afloramiento de turbiditas localizado al final del itinerario ('b' en Fig.2) junto al arroyo del Castaño. A la izquierda de la fotografía casas del poblado del Puerto de La Laja.



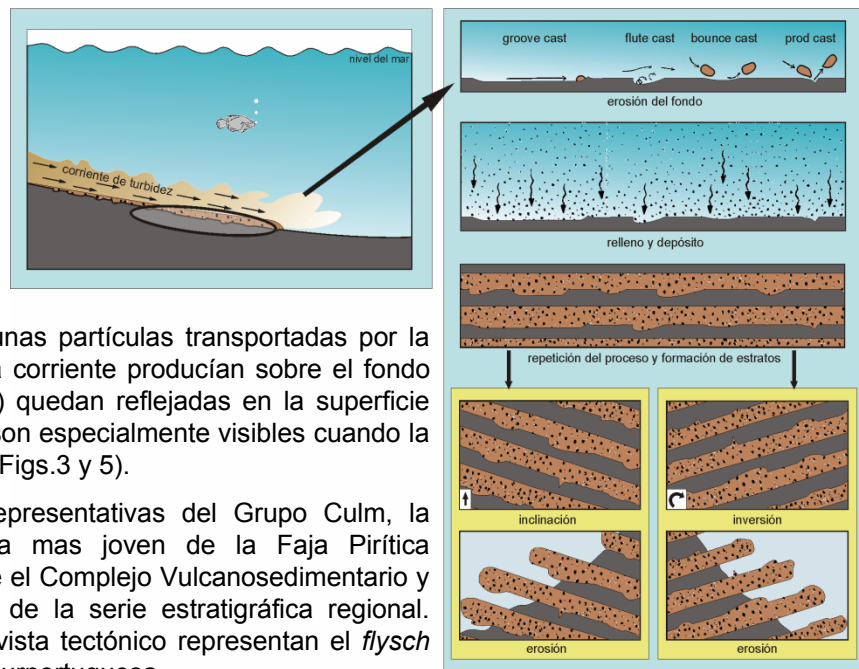
**Figura 4.** Aspecto de un afloramiento donde la serie se encuentra invertida ("a" en Fig.2). A la derecha diferentes tipos de marcas de erosión visibles en estas superficies, 1) flutes; 2) prod, bounce y algún flute de tamaño pequeño; 3) grooves. Ver interpretación en Fig.5.

**Interpretación**

Estos materiales se formaron hace unos 340 millones de años, durante el Carbonífero inferior, cuando esta zona del Andévalo formaba parte del fondo del mar. Su origen está asociado a la erosión de los relieves montañosos que acababan de formarse en el continente. Los desniveles topográficos eran enormes, con montañas tan altas como el Himalaya y fondos oceánicos muy profundos. La erosión era intensa y las avalanchas de corrientes cargadas de sedimentos (corrientes de turbidez, Fig.5) llegaban hasta el fondo del mar y se depositaban dando lugar a los estratos de arenisca y pizarra que ahora observamos y que, debido a su origen, reciben el nombre de turbiditas.

La abundancia relativa de areniscas o pizarras y el ordenamiento interno de los estratos de areniscas indican el tipo de corriente de turbidez que las originó. Los niveles areniscosos se depositaron a partir de corrientes de mayor densidad y viscosidad, mientras que los mas pizarrosos proceden de corrientes mas diluidas.

**Figura 5.** Esquema del funcionamiento de las corrientes de turbidez y de la formación de marcas de corriente.



La erosión que algunas partículas transportadas por la corriente y la propia corriente producían sobre el fondo (marcas de erosión) quedan reflejadas en la superficie de estratificación y son especialmente visibles cuando la serie está invertida (Figs.3 y 5).

Estas rocas son representativas del Grupo Culm, la unidad estratigráfica mas joven de la Faja Pirítica Ibérica, la que cubre el Complejo Vulcanosedimentario y constituye el techo de la serie estratigráfica regional. Desde el punto de vista tectónico representan el *flysch* varisco en la Zona Surportuguesa.

## 21. Sistema de cabalgamientos en la transversal de Villanueva de los Castillejos – El Almendro

Francisco M. Alonso Chaves y Elena M<sup>a</sup> Mantero

### Localización y accesos

Este itinerario se localiza en el entorno de Villanueva de los Castillejos-El Almendro. La mayor parte de las observaciones puede realizarse en un recorrido a lo largo de la carretera H-123 (P1, Fig.1). Se trata de realizar un corte N-S que ilustra bastante bien la organización tectónica de las unidades de la Faja Pirítica Ibérica (FPI). Desde la carretera HV-2121, cerca de Villanueva de los Castillejos, se accede a través de un camino secundario al segundo punto de observación (P2) donde pueden verse estructuras menores relacionadas con los cabalgamientos (Fig.1). Se recomienda precaución debido al tránsito de vehículos por las carreteras en cuyos taludes se sitúan la mayor parte de los afloramientos.

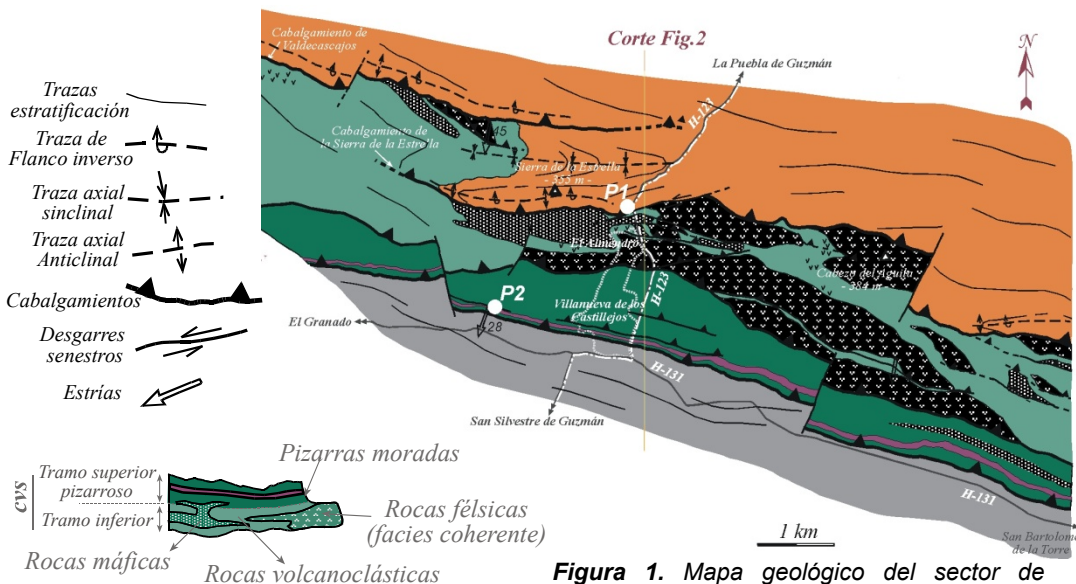
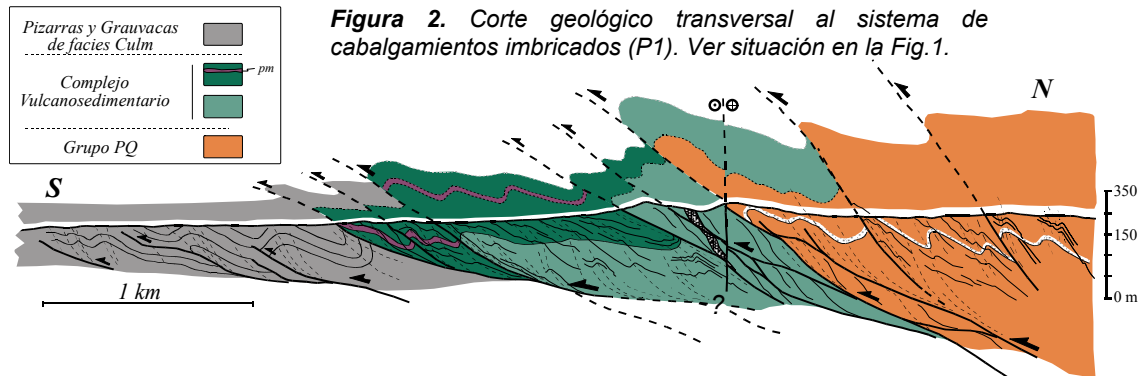


Figura 1. Mapa geológico del sector de Villanueva de los Castillejos - El Almendro.

### Descripción

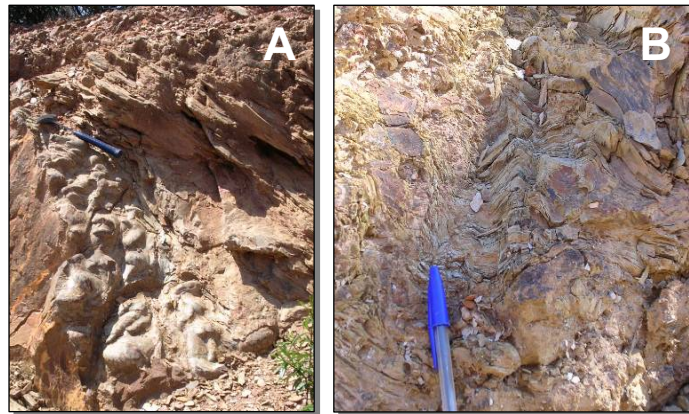
Al norte de El Almendro afloran filitas y cuarcitas devónicas características de la Unidad PQ (rocas representadas con color anaranjado en la Fig.1). Dichos materiales cabalgan sobre rocas carboníferas del Complejo Vulcanosedimentario (CVS, rocas de tonos verdes) y éstos a su vez sobre las pizarras y grauwacas de facies Culm que afloran ampliamente al sur de Villanueva de los Castillejos (color gris). Los contactos entre las unidades son fallas de tipo cabalgamiento que buzan 20°-40° hacia el N (Fig.2). Se puede observar la existencia de numerosas superficies de cizalla interpretadas como cabalgamientos menores (corte P1) que forman parte de un sistema de cabalgamientos imbricado.

**Parada 1 (P1):** afloran niveles de filitas y cuarcitas del PQ. Cabe destacar la presencia de formas de fondo (*ripples* y laminaciones sedimentarias) y marcas de erosión (*flutes*) en los niveles de cuarcitas de la parte alta del cerro (Fig.3A). Estas estructuras permiten conocer la polaridad estratigráfica de la serie que generalmente es normal excepto en las proximidades del cabalgamiento principal. Existen distintas fases de plegamiento. Los pliegues más antiguos, generalmente asimétricos y vergentes al S, tienen asociada una foliación de plano axial especialmente evidente en los niveles de filitas.



Dicha foliación a su vez es deformada por pliegues de segunda generación que tienen asociada una nueva foliación de tipo crenulación, que también es paralela al plano axial de los nuevos pliegues (Fig.3B).

**Figura 3.** A. Flutes y huellas de carga en el muro de un estrato de cuarcitas que indican polaridad inversa (P1). B. Crenulación definida por la foliación principal.



Si se continúa hacia el sur por la carretera H-123 puede realizarse un corte en el que se observan diferentes litologías del CVS: rocas volcanoclásticas de composición ácida, rocas volcánicas de facies coherentes, se interpretan como lavas ácidas y muestran un color blanquecino que contrasta con los tonos oscuros de las rocas básicas intrusivas en la secuencia. En las proximidades de la gasolinera de Villanueva de los Castillejos aflora el tramo superior del CVS donde se observa un nivel métrico de pizarras moradas.

**Parada 2 (P2):** en este afloramiento de rocas volcanoclásticas (parte alta del CVS) se observan estructuras menores ligadas al desarrollo de un cabalgamiento que buza suavemente al N. En él se observan estrías y fibras de cuarzo con escalones que pueden utilizarse para deducir un sentido de transporte tectónico para la lámina cabalgante hacia el SO (Fig.4). Por otra parte, se comprueba que la foliación de crenulación está claramente relacionada con la formación de los cabalgamientos.

**Interpretación**

La transversal propuesta refleja el desarrollo de un sistema de cabalgamientos imbricado de dirección N110°E y enraizado hacia el N. Este sistema es uno de los de mayores de la zona y está relacionado con la formación del Anticlinal de La Puebla de Guzmán (bloque de techo del sistema de cabalgamientos).



**Figura 4.** Foliación de crenulación asociada a un cabalgamiento y pliegues de segunda fase en venas de cuarzo (P2).

## 22. Vestigios de la apertura del océano Atlántico y ruptura de la Pangea.

### I. Afloramiento de Niebla

Manuel A. Camacho, Encarnación García Navarro y Carlos Fernández Rodríguez

#### Localización y accesos

El afloramiento se sitúa al suroeste de la localidad de Niebla, en las canteras que se encuentran al norte de la autovía A-49 (Sevilla-Huelva). Se accede tomando la salida de la autovía a dicha localidad, y tras unos 300 m aparece un carril a la izquierda que cruza las citadas canteras (Fig.1).

**Advertencia:** al encontrarse los afloramientos en canteras no explotadas en la actualidad, pueden encontrarse parcialmente inundadas en ciertas épocas del año, estando los taludes parcialmente deteriorados.

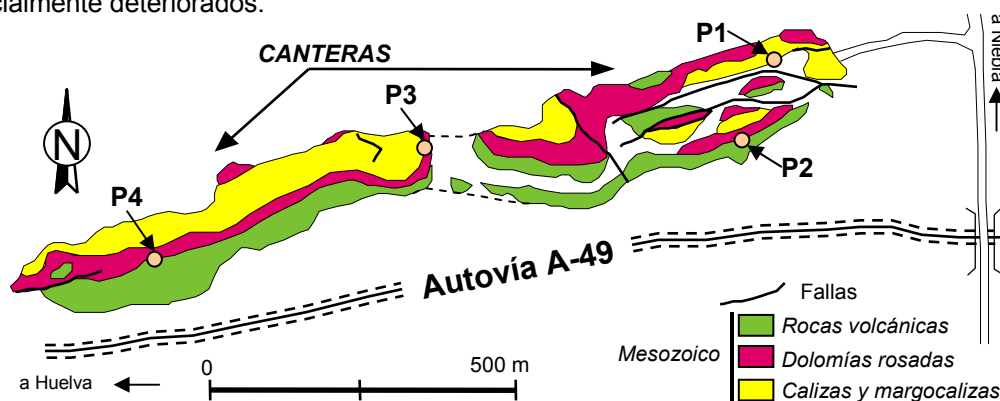


Figura 1. Mapa geológico esquemático de las canteras.

#### Descripción

Esta zona presenta una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias de edad Jurásico inferior-medio. En estas rocas quedan registradas las primeras deformaciones extensionales que tuvieron lugar durante el inicio del episodio de apertura del Océano Atlántico, que se formó como consecuencia de la ruptura de la Pangea.

**Parada 1 (P1):** afloramiento situado en el margen norte de la entrada a la cantera este (Fig.1). Se observa una secuencia de calizas y margocalizas suavemente plegadas (Fig.2) e interrumpidas por fallas normales con pequeños desplazamientos.

**Parada 2 (P2):** próxima a la anterior parada, y en el margen sur de la misma cantera, se encuentran las rocas que se depositaron por encima de los materiales descritos en P1. Se trata de un conjunto de dolomías de color rosado, sobre las que se disponen rocas vulcanosedimentarias. En la parte superior de este último conjunto de rocas destacan estructuras típicas de lavas almohadilladas (Fig.3).

**Parada 3 (P3):** siguiendo hacia el oeste se llega a la siguiente cantera (Fig.1), la cual es cruzada por el arroyo San Lázaro. Éste, formando una pequeña cascada, deja aflorar las calizas y margocalizas descritas en P1 (Fig.4). En ellas se observan unas interesantes estructuras de deformación sinsedimentarias debidas probablemente a sacudidas sísmicas que ocurrieron en el momento de su depósito. En la Figura 4 puede observarse también una falla normal con desarrollo de roca de falla.

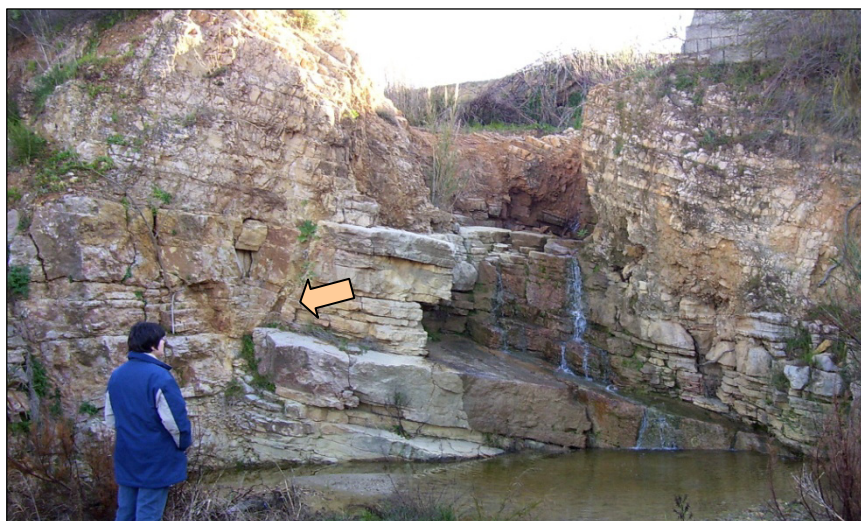


**Figura 2.** Pliegues suaves en calizas y margocalizas (P1).



**Figura 3.** Dolomías rosadas sobre las que aparecen los materiales vulcanosedimentarios y lavas almohadilladas (P2).

**Parada 4 (P4):** aunque en todo el margen sur de las canteras se observa prácticamente lo mismo, en este punto pueden observarse de nuevo las rocas volcánicas y sus estructuras.



**Figura 4.** Afloramientos de calizas y margocalizas. En ellas pueden observarse fallas normales como la señalada por la flecha (P3).

### Interpretación

A finales del Paleozoico todos los grandes bloques continentales estaban agrupados formando un gran continente o Pangea, que estaba bordeado por un gran Océano o Pantalasa. Durante el Triásico se inicia una importante actividad tectónica de carácter distensivo caracterizada por fallas normales que tendían a separar la Pangea. El desarrollo de este periodo distensivo dio lugar a procesos de adelgazamiento litosférico, formación de cuencas o depresiones con fenómenos de actividad ígnea y extrusión de rocas volcánicas. De esta manera comienza la ruptura entre América y Africa-Europa que dio lugar al Océano Atlántico. Las rocas de Niebla corresponden a las primeras manifestaciones de ruptura, en las que pueden observarse las fallas normales y estructuras de deformación de los sedimentos debidas a la actividad tectónica así como rocas volcánicas extruidas en el mismo proceso de ruptura y adelgazamiento litosférico.

## 23. Vestigios de la apertura del océano Atlántico y ruptura de la Pangea.

### II. Afloramiento de Ayamonte

Encarnación García Navarro y Carlos Fernández Rodríguez

#### Localización y accesos

El afloramiento de Ayamonte se localiza en una zona al norte de Ayamonte (Fig.1). Puede ser observado en la vía de servicio de la autovía A-49, en el margen derecho en sentido Portugal, y en la carretera que permite el acceso al Parador Nacional de turismo donde pueden completarse las observaciones.

**Advertencia:** los afloramientos se encuentran situados en los taludes de una carretera con bastante tránsito.

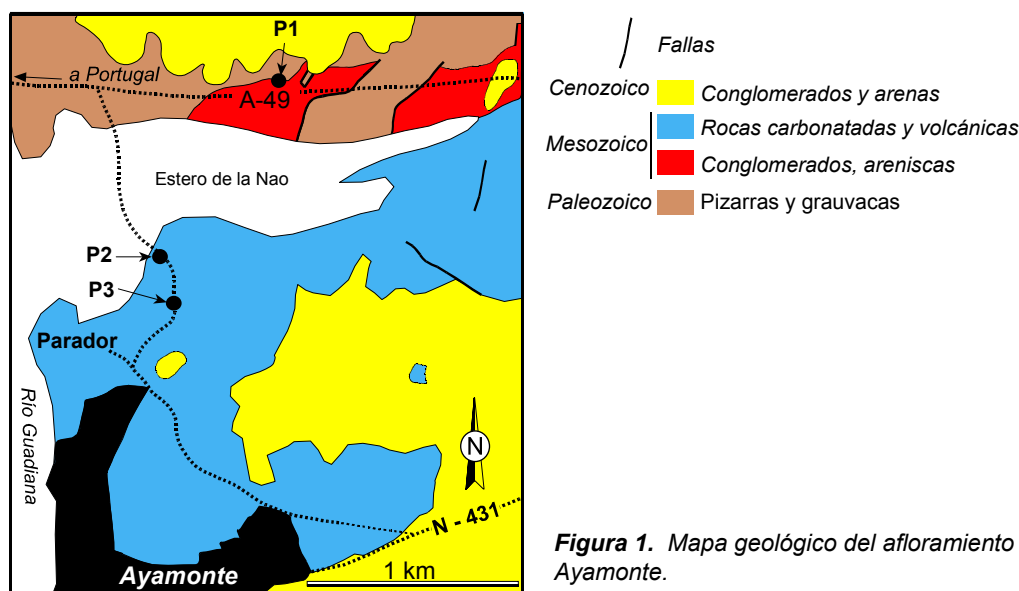


Figura 1. Mapa geológico del afloramiento de Ayamonte.

#### Descripción

En el afloramiento de Ayamonte puede reconocerse una secuencia de rocas sedimentarias y volcánicas de edades comprendidas entre el Triásico superior y Jurásico inferior-medio que se depositaron sobre rocas deformadas y metamorizadas durante la Orogenia Varisca. En estas rocas quedan registradas las primeras deformaciones extensionales que tuvieron lugar durante el inicio del episodio de *rifting* o apertura del Océano Atlántico, que se formó como consecuencia de la ruptura de la Pangea.

**Parada 1 (P1):** afloramiento situado en la vía de servicio de la autovía A-49 (margen derecho en sentido Portugal), aproximadamente a 1 km antes del Puente Internacional sobre el río Guadiana. En este punto puede observarse un conjunto de areniscas y conglomerados con un fuerte color rojizo y abundantes estratificaciones cruzadas. Puede observarse cómo estas rocas descansan de forma discordante sobre un zócalo compuesto por pizarras y areniscas deformadas durante la Orogenia Varisca.

**Parada 2 (P2):** se encuentra en la salida hacia el Parador Nacional de Ayamonte desde la autovía A-49 (Fig.1). Al pasar el estero de la Nao los taludes de la carretera muestran una



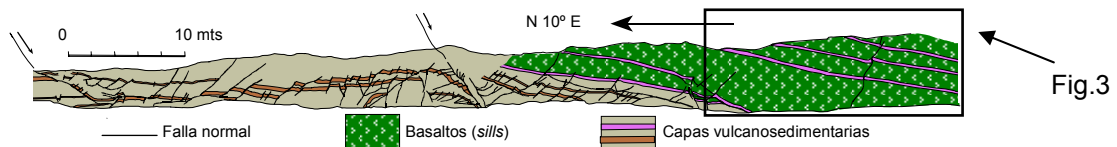
**Figura 2.** Depósitos vulcanosedimentarios con grandes bloques (P2).



**Figura 3.** Basaltos intruidos en capas vulcanosedimentarias (sills), afectados por una pequeña falla (P3).

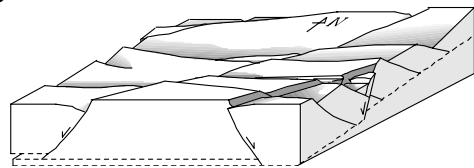
secuencia de rocas vulcanosedimentarias con bloques de gran tamaño envueltos en una matriz margosa o limosa. Los bloques corresponden a fragmentos de rocas diversas (Fig.2), fundamentalmente basaltos y rocas carbonatadas (calizas y dolomías). Estas rocas se formaron por un vulcanismo explosivo por la interacción del magma con una lámina de agua.

**Parada 3 (P3):** siguiendo la carretera hacia el Parador, en el margen izquierdo, puede observarse la continuación de la secuencia de rocas anterior. El tamaño de grano en la secuencia vulcanosedimentaria se va haciendo cada vez menor y se reconocen estructuras sedimentarias y de escape de fluidos. Desplazando las capas se encuentran numerosas fallas normales como puede observarse en el corte esquemático de la Fig.4. Hacia el final del corte (Fig.3) se reconocen capas de basaltos intruidos en la secuencia vulcanosedimentaria (sills).



**Figura 4.** Corte esquemático de las rocas y fallas que aparecen en la carretera al parador entre P2 y P3.

**Figura 5.** Bloque diagrama en el que se presenta un esquema de la geometría de las fallas normales.



### Interpretación

Durante el Triásico y Jurásico tuvo lugar la formación y desarrollo de cuencas que separaron la Pangea. La sedimentación en estas cuencas se inicia en un medio continental o epicontinental. En este medio se formaron las rocas descritas en la parada 1. Progresivamente estas cuencas pasaron a tener sedimentación típica de medios marinos poco profundos, a la vez que continuaba el desarrollo de fallas normales y el progresivo adelgazamiento de la litosfera. Esto último favoreció la presencia de fenómenos volcánicos, dando lugar a rocas como las de las paradas 2 y 3. Las rocas mesozoicas de Ayamonte y Niebla marcan el comienzo de la ruptura entre América y África-Europa que dio lugar al Océano Atlántico.



## 24. Registros de la actividad orgánica en el pasado: las pistas fósiles de Lepe

Eduardo Mayoral Alfaro

### Localización y accesos

En las proximidades de la localidad de Lepe, situada a unos 54 km de la ciudad de Huelva, accesible por la N-431 o por la A-49, en dirección Portugal, se pueden observar tres puntos de interés (P1-P3, Fig.1) que contienen las pistas fósiles más características de la zona, así como los materiales geológicos en los que éstas se encuentran (Fig.2).

El Punto P1 se localiza en las inmediaciones de la Casa del Negilo (tomar carretera HV-4116, de Lepe a La Antilla y en el cruce de entrada a ésta, tomar a la izquierda, la HV-7004 en dirección al Terrón. A 1.2 km se encuentra el afloramiento en el escarpe que aparece en el lado izquierdo de la carretera.

El Punto P2 corresponde al paraje denominado Arroyo de Valleforero, que empieza aproximadamente a 1 km de Lepe, por un camino que sale al oeste al dejar el pueblo en dirección Ayamonte.

El Punto P3 corresponde a las inmediaciones del Cabezo de la Zarcilla, al que se accede por la carretera HV-4126 que sale desde Lepe hacia El Terrón. A unos 300 m se toma a la derecha, un camino local que parte hacia el sur y que lleva tras unos 2 km, a dicho lugar.

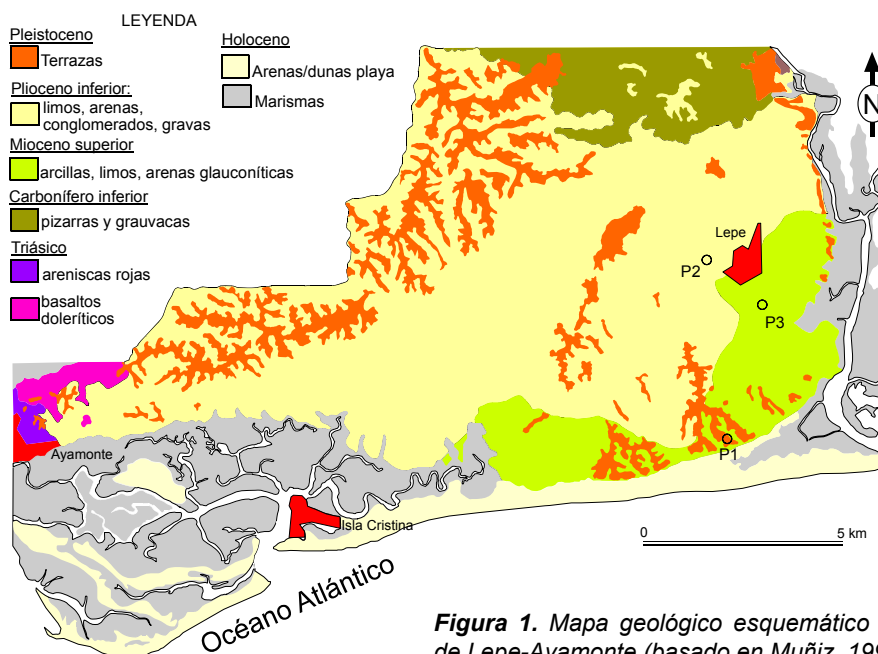


Figura 1. Mapa geológico esquemático del sector de Lepe-Ayamonte (basado en Muñiz, 1998).

### Descripción

**Punto 1 (P1):** afloran en continuidad estratigráfica los tramos litológicos 1 a 4 de la Fig.2, sobre los que se disponen de forma erosiva los materiales del tramo 10. Los fósiles están mal conservados, siendo casi siempre moldes internos de bivalvos y/o gasterópodos, asociados a los tramos 1 y 2. Las pistas fósiles son más abundantes en los tramos 2 y 3, destacando las producidas por cangrejos (*Ophiomorpha*, *Thalassinoides*, *Phycodes*) y anélidos.

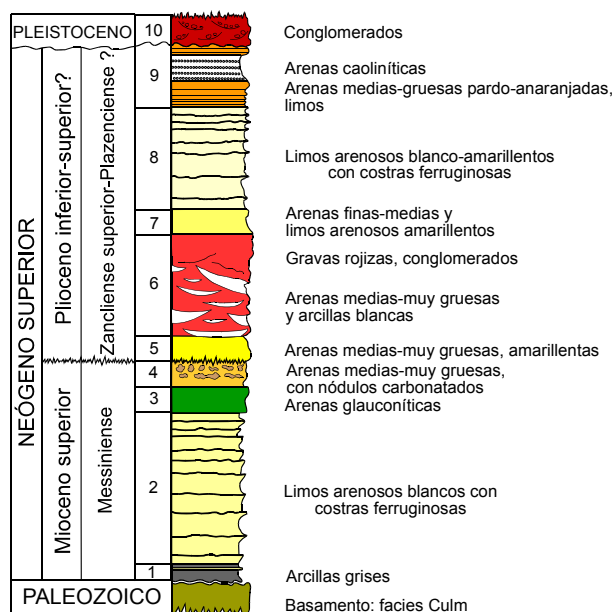


Figura 2. Serie estratigráfica sintética del sector de Lepe (basado en Muñiz, 1998).

**Punto 2 (P2):** se observan los tramos litológicos 5 a 7 (Fig.2). Los tramos 5 y 6 son ricos en fósiles de moluscos, aunque la mayor riqueza está representada por las madrigueras fósiles, especialmente las del tramo 7, donde hay numerosos restos de la actividad de cangrejos (*Ophiomorpha*, *Thalassinoides*, *Gyrolithes*,) y anélidos (*Palaeophycus*).

**Punto 3 (P3):** en él se pueden observar los tramos litológicos 8 a 10 de la Fig.2. Los tramos 8 y 9 son los que presentan más fauna fósil (bivalvos, gasterópodos, artrópodos), aunque casi siempre son moldes ferruginizados.

Las pistas fósiles son muy abundantes y muy diversas, casi todas en el tramo 8. Aparte de las ya mencionadas se pueden encontrar madrigueras producidas por la excavación de erizos (*Bichordites*, *Cardioichnus*).



*Ophiomorpha nodosa*



*Thalassinoides* isp.



*Phycodes* isp.



*Palaeophycus* isp.



*Gyrolithes variabilis*

### Interpretación

Hace aproximadamente 6-7 millones de años (*Messiniense*), esta zona estaba ocupada por un medio marino no muy profundo (*franja infralitoral*), que evolucionó a medios cada vez más estuarinos, donde los avances y retrocesos de la línea de costa fueron muy frecuentes. Estas condiciones se repitieron prácticamente a partir de los últimos 3.5 millones de años (*Zancliense superior*) y bajo ellas se desarrolló una intensa actividad excavadora en los fondos. Esto originó la construcción de una gran cantidad de madrigueras de formas y tamaños muy diversos, que nos hablan de la existencia de organismos que no han podido fosilizar (cangrejos, gusanos, erizos, etc.), de su comportamiento y de las condiciones y evolución del medio en que vivieron.

## 25. Estructuras de bioerosión: cajas negras de la vida en el pasado

Ana Guerreiro dos Santos y Eduardo Mayoral Alfaro

### Introducción

Generalmente, los fósiles que podemos encontrar en cualquiera de los afloramientos descritos en los diversos itinerarios de esta Guía, suelen presentar un estado de conservación bastante bueno, cuando no, excepcional (Fig.1). Sin embargo es también muy frecuente que estos restos fósiles presenten a simple vista un estado más defectuoso, bien porque se hallen rotos y/o fracturados, bien porque presenten zonas desgastadas o corroídas o porque estén total o parcialmente llenos de agujeros o señales de muy distinto tipo y tamaño (Fig.2).



**Figura 1.** Concha fósil de un bivalvo pectínido bien conservado.



**Figura 2.** Concha fósil de un bivalvo pectínido con señales de bioerosión.

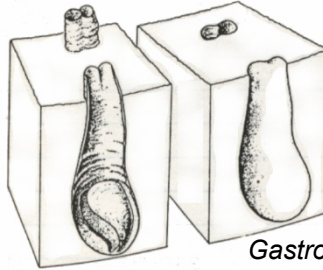
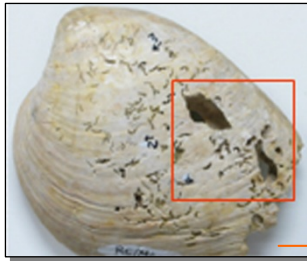
Estas señales se conocen como estructuras bioerosivas y se producen sobre diferentes tipos de sustratos (normalmente conchas o restos óseos abandonados en el fondo marino, o sobre superficies endurecidas, cantos o bloques rocosos).

Los organismos que producen estas marcas son muy diferentes y los motivos por las que las hacen, también. Precisamente por esta razón, estos registros almacenados en o sobre el resto esquelético (o sustrato original) hacen que tengan un gran valor paleoecológico. De esta forma, utilizando las técnicas de observación y estudio adecuadas, podremos decodificar la información compilada, como si los fósiles fueran las cajas negras del pasado. De esta forma, podremos obtener una valiosa cantidad de información adicional, oculta en primera instancia a un observador tradicional, pero que nos permitirá reconstruir con bastante fidelidad las relaciones que existieron entre los organismos productores de la señal o conjunto de ellas, y el sustrato anfitrión, así como entre éstos y el medio en el que vivían.

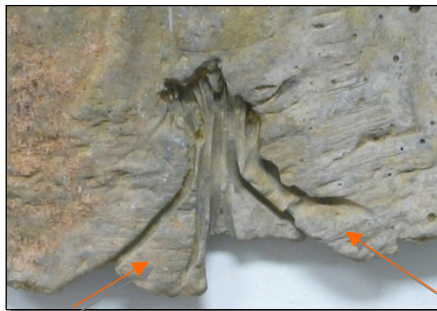
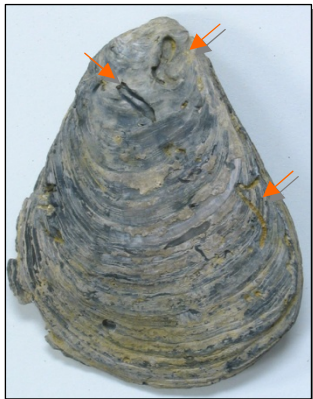
De este modo, los fósiles que presenten estas estructuras podrán hablarnos de la historia y de los acontecimientos que sufrieron desde que estaban vivos y murieron, quedando expuestos en los fondos marinos hasta que fueron enterrados y fosilizados. Algunas de las estructuras más frecuentes que podemos encontrar y su significado son:

**1. Estructuras realizadas cuando el productor busca una morada o un refugio.**

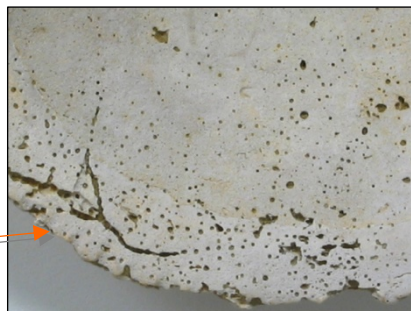
Se agrupan bajo el término general de Domichnia. Hay varios ejemplos:



*Gastrochaenolites*:  
cavidades hechas por  
bivalvos litófagos.



Madrigueras en forma de U, alargadas hechas por anélidos.  
Se conocen como *Caulostrepsis*.

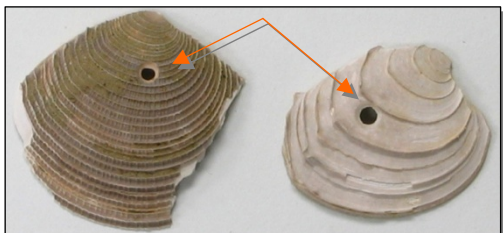


Perforaciones circulares y  
sistemas de canales  
enlazados. Realizadas por  
esponjas clonaídeas. Se  
conocen como *Entobia*.

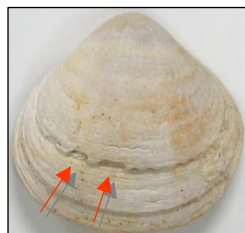
**2. Estructuras realizadas cuando el productor busca alimento.**

Si son presas vivas, tenemos casos de depredación (término general Praedichnia).

El alimento puede obtenerse raspando la cubierta vegetal del sustrato.



Orificios circulares producidos por gasterópodos carnívoros. Se conocen como *Oichnus*.



Cicatrices de ataque hechas por peces o crustáceos.



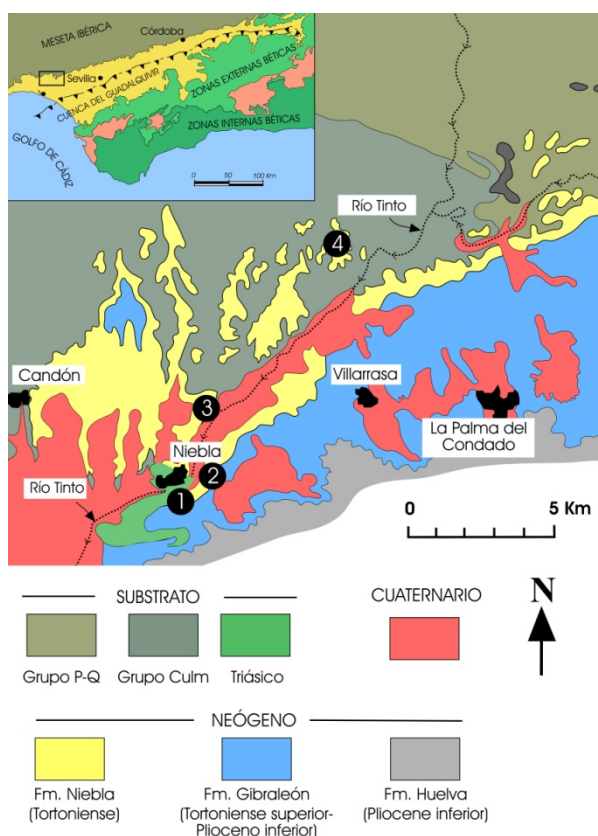
*Gnathichnus*: marcas dejadas por el aparato masticador de erizos

## 26. Evidencias de la elevación del nivel del mar en el entorno de Niebla hace unos 8 millones de años

J. Gabriel Pendón, Manuel Abad y Francisco Ruiz

### Introducción

El itinerario propuesto por la provincia de Huelva (Niebla-La Palma del Condado) permite identificar las características del inicio de la sedimentación, en este sector de la Cuenca Del Guadalquivir, hace unos 8 millones de años (Formación Niebla, Tortoniense superior). El grado de dificultad del itinerario es bajo, ya que todos los afloramientos se localizan junto a vías de comunicación (Fig.1).



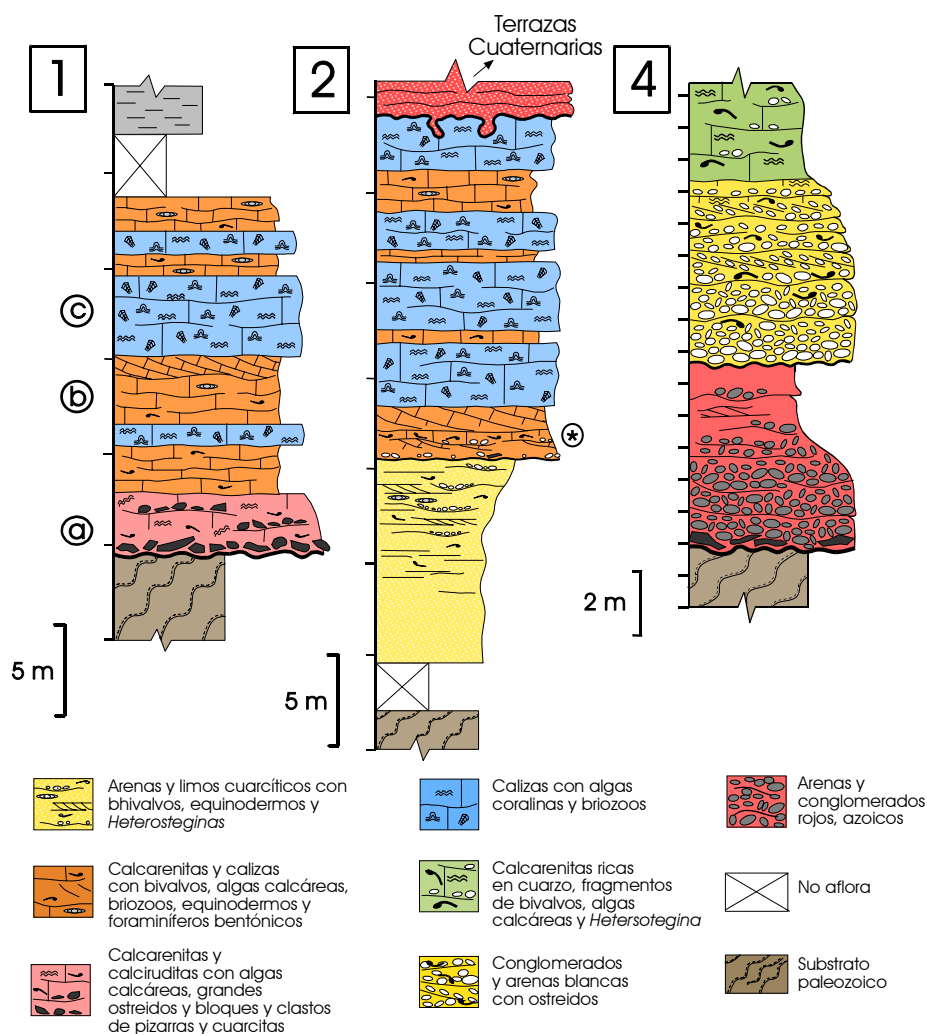
**Figura 1.** Mapa geológico y localización de las paradas incluidas en el itinerario.

algas calcáreas y briozoos, de contenido terrígeno muy bajo (<5%) (Fig.3E).

**Parada 2:** se continúa el itinerario por el primer cruce en la entrada oriental a Niebla, circunvalando la ciudad en dirección al cruce con la carretera a Valverde. Afloran aquí calcarenitas subhorizontales similares a las de la parada 1. Se observan rocas siliciclásticas, infrayacentes a cuerpos calcareníticos canalizados (arenas blancas con *Heterostegina*, Fig.2). En la curva pronunciada de esta carretera, junto a un indicador de la Diputación de Huelva, aflora un horizonte con moldes del molusco *Isognomon soldani* (Fig.3B) en el seno de facies calcareníticas.

### Descripción del itinerario

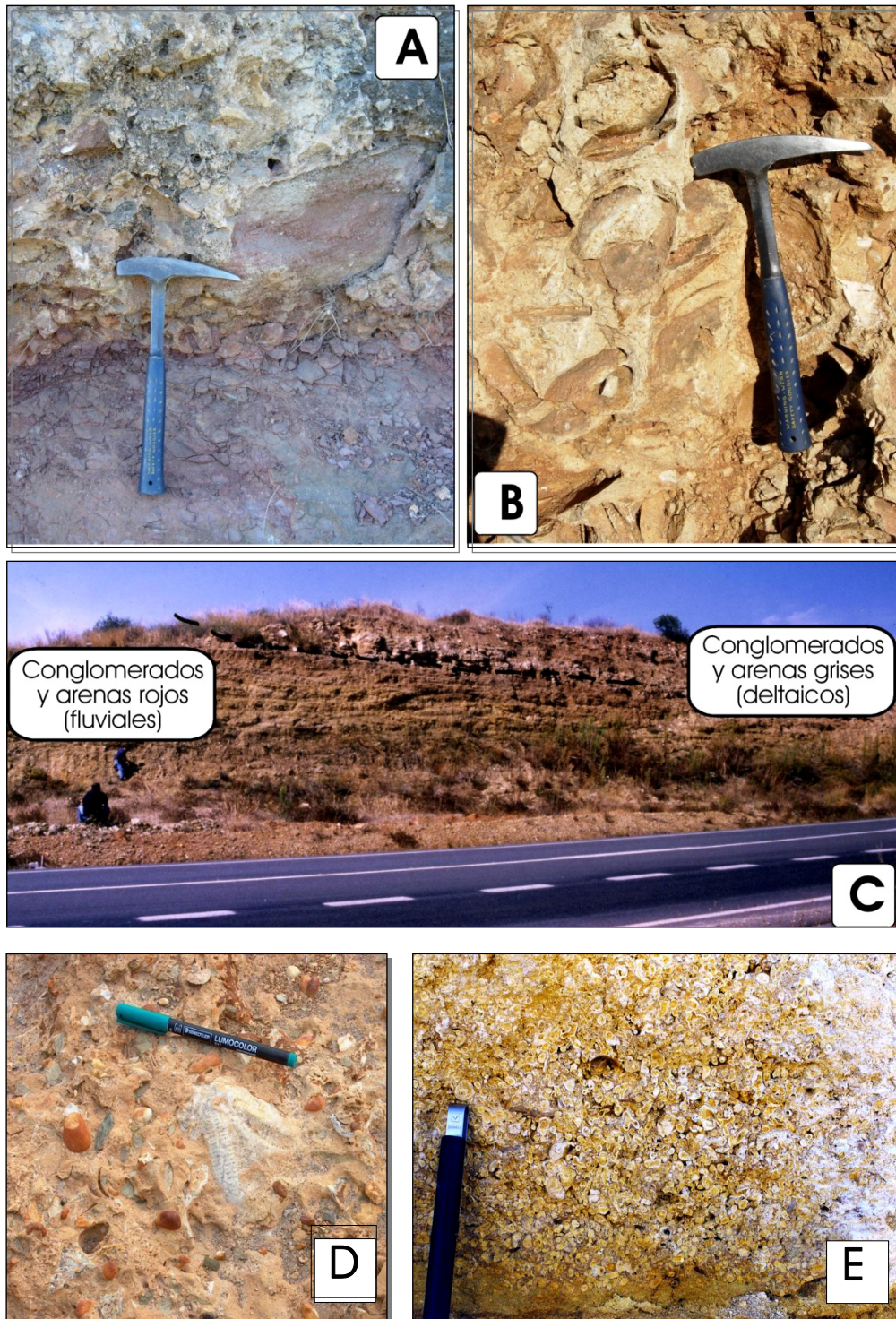
**Parada 1:** en la cantera junto a la fábrica de cemento al S de Niebla, se observan unos depósitos calcareníticos, al igual que puede hacerse en otras canteras situadas al N de Niebla. Se trata de una sección que alcanza los 20 m de espesor, en la que alternan rocas calizas y calcarenitas bioclásticas (Fig.2). En esta asociación se han distinguido varios tipos de facies: (a) la parte basal del conjunto se apoya directamente sobre el sustrato paleozoico mediante una discordancia angular erosiva observable en el barranco del río Tinto en el extremo occidental de la cantera (Fig.3A). Está constituida por calizas bioclásticas de grano grueso con sedimento terrígeno abundante y restos de fósiles marinos. (b) Las facies suprayacentes son calcarenitas ricas en fauna marina: pecetínidos, algas, briozoos, *Clypeaster* (Fig.3D), *Heterostegina* y foraminíferos, en estratos con base alabeada formando estratificaciones cruzadas que alternan en la vertical con (c), formadas por calizas con crecimientos de



**Figura 2.** Columnas estratigráficas de las paradas 1,2 y 4. El asterisco de la sección 2 corresponde con el nivel de acumulación del bivalvo *Isoognomon soldani*.

**Parada 3:** al N de Niebla, por la carretera en dirección a Valverde del Camino, el itinerario permite analizar los materiales infrayacentes a la calcarenita y entender el paleorrelieve que forma el sustrato paleozoico. Aproximadamente a 1 km del cruce anterior los sedimentos son areniscas y pizarras paleozoicas plegadas y materiales más blandos y horizontales, que corresponden a facies conglomeráticas y arenosas cuarcíticas de color rojo, con base alabeada, a veces canaliforme, y estratificaciones cruzadas planares, que responden a depósitos de sistemas fluviales trenzados.

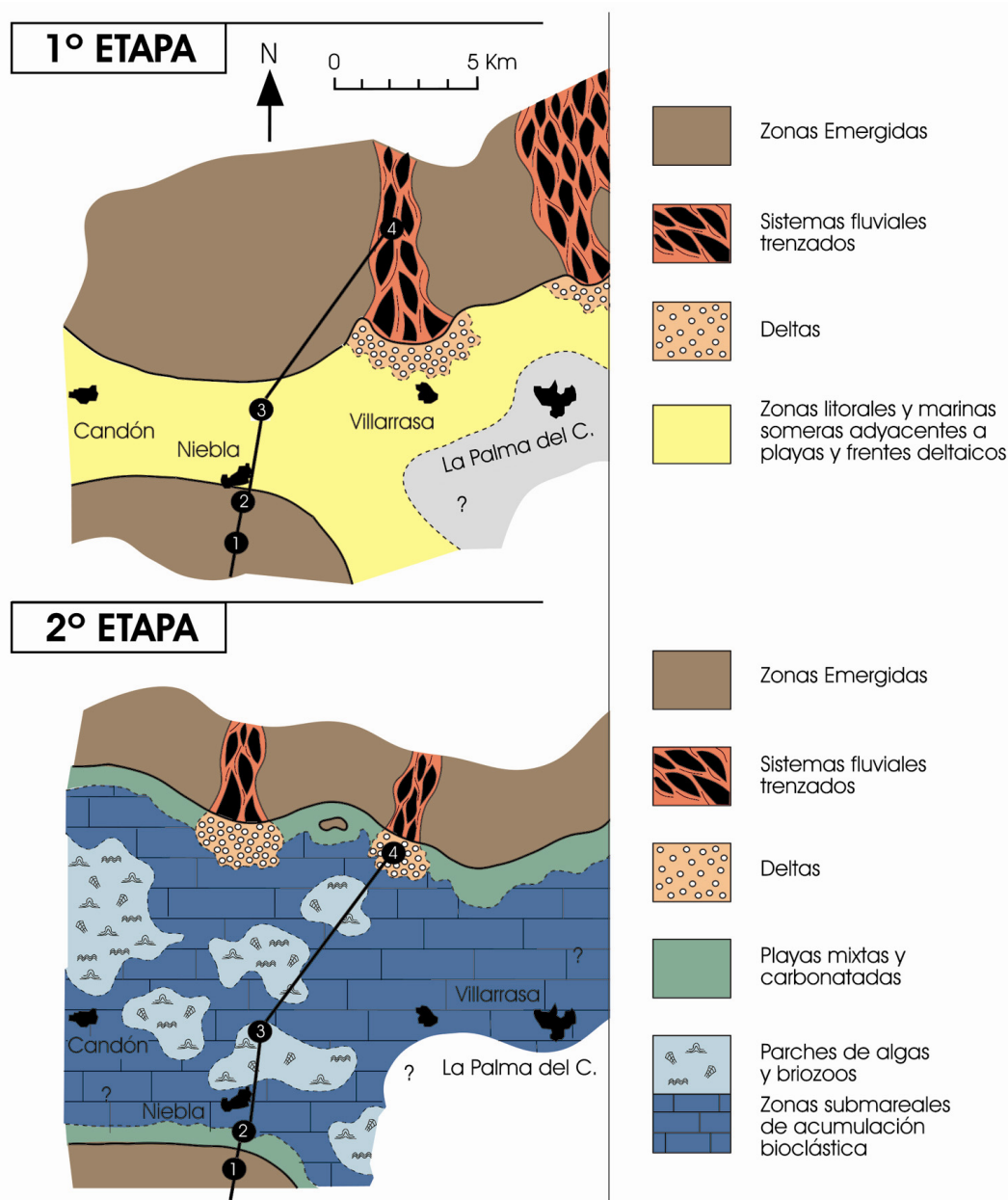
**Parada 4:** se retrocede hasta Niebla y se continúa por la carretera a la Palma del Condado. En la circunvalación de esta última se toma la carretera en dirección a Valverde del Camino, pasado el río Tinto, afloran en el arcén los conglomerados y arenas descritos en las estaciones 2 y 3 (Figs.2 y 3C). Son de naturaleza cuarcítica con restos de ostreidos y algas calcáreas en el seno de estratos alabeados e inclinados. Representan depósitos de deltas retrabajados por el oleaje. Las calcarenitas suprayacentes son los depósitos que ocupan una extensión mayor; en este punto su base define el límite inferior de la formación, mediante una discordancia angular con un conglomerado basal.



**Figura 3.** (A) Depósito residual sobre la superficie de erosión transgresiva en la Parada 1. (B) Moldes del bivalvo *Isognomon soldani* en el nivel de acumulación de la Parada 2. (C) Aspecto característico de las facies continentales y deltaicas en la Parada 4. (D) Ejemplar de *Clypeaster* en calcarenitas próximas a la Parada 1. (E) Calizas con algas calcáreas y briozoos de la Parada 1.

**Interpretación**

Las observaciones de este itinerario permiten reconstruir la evolución paleogeográfica de la Formación Niebla (Fig.4) según los ciclos de fluctuaciones del nivel del mar. Las facies siliciclásticas representan sistemas fluviales, deltaicos y marinos someros, depositados principalmente durante fases del nivel del mar más bajo, con clima cálido (subtropical) y húmedo. Posteriormente, en una segunda etapa tendrían lugar la formación de calcarenitas y calizas marinas tras un ascenso del nivel del mar y una rápida profundización del medio, bajo condiciones climáticas más áridas.



**Figura 4.** Etapas de evolución paleogeográfica del entorno de Niebla durante el Tortoniano superior.



## 27. Ralentización de la sedimentación marina durante el Tortonense en el entorno de Niebla

J. Gabriel Pendón, Manuel Abad y Francisco Ruiz

### Introducción

Una sección condensada indica un espesor pequeño de sedimento que se ha formado durante un periodo de tiempo largo. Se origina por ascenso rápido del nivel marino y la disminución asociada del aporte sedimentario. Como consecuencia, se produce una mayor abundancia de restos fósiles, cuya preservación se favorece por la acción de procesos de cementación y precipitación de minerales (glauconita, fosfatos, oxihidróxidos de hierro etc.).

### Itinerario y descripción

El itinerario propuesto consiste en un único punto, junto a la gasolinera situada en la entrada a la ciudad de Niebla desde la autovía (antes de cruzar el puente romano), siguiendo unos 200 m por el camino rural que parte desde este punto hacia el SE. Una barra calcarenítica que aflora (Fig.1) representa el límite superior de la Fm. Niebla. Dicho límite constituye una superficie, irregular y neta, afectada por procesos de disolución/cementación o precipitación de costras fosfato-férricas. Esta superficie está, en ocasiones, tapizada por cantos de calizas y valvas de ostreidos y pectínidos. Sobre ella se desarrolla un depósito de espesor reducido, formado por limos arenosos de color gris, con hasta un 50% de granos de glauconita y foraminíferos muy abundantes. La finalización de la sección condensada se muestra mediante la desaparición de los granos de glauconita y un aumento brusco del contenido en filosilicatos no glauconíficos.

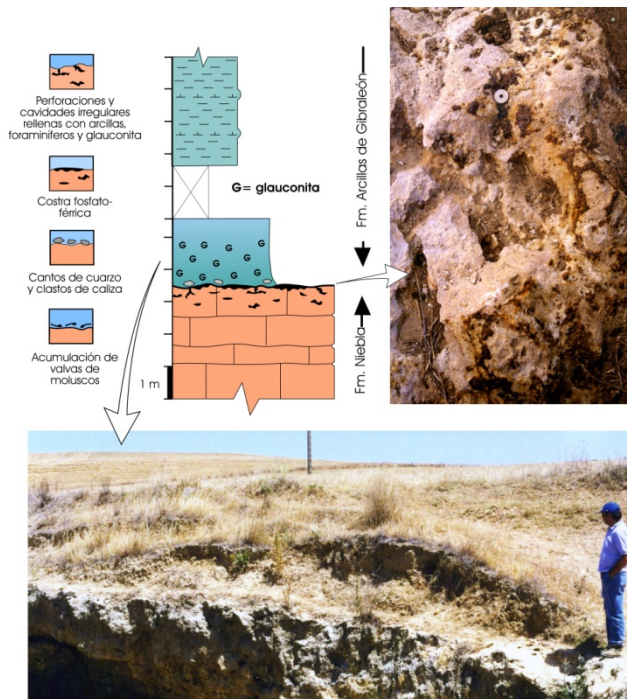


Figura 1. Sección estratigráfica y detalle de superficie de omisión y nivel condensado.

El estudio de las secciones condensadas consiste en el examen visual de las características físicas de los sedimentos y la determinación de su mineralogía, geoquímica y contenido fosilífero. El análisis geoquímico y mineralógico indica una disminución en el contenido en materia orgánica y un incremento en el porcentaje de carbonato hacia el techo del nivel condensado. El contenido en granos de glauconita (Fig.2) en el sedimento tiende a incrementarse hacia arriba, mientras que el tamaño de grano disminuye tenuemente. Los restos micropaleontológicos comprenden foraminíferos, ostrácodos y dientes de peces. En total, se han determinado hasta 300 especies de foraminíferos.

Gran parte de los foraminíferos bentónicos requieren para su desarrollo aguas poco agitadas y contenidos bajos en oxígeno. Se estiman unas condiciones de profundidad correspondiente a una plataforma abierta.

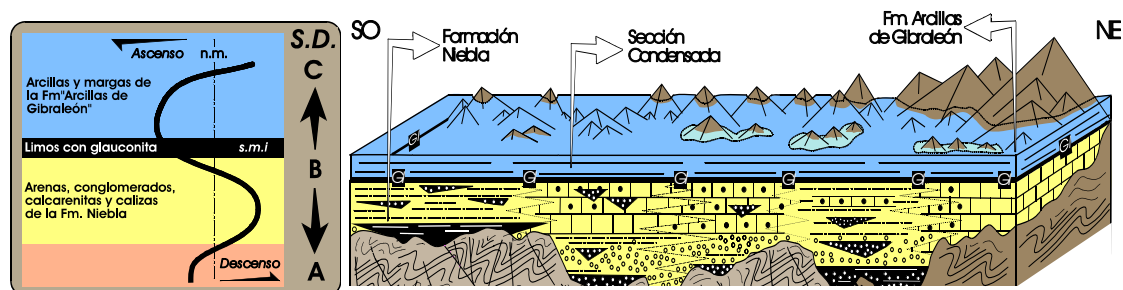


**Figura 2.** Dientes de peces (arriba) y granos de glauconita de diferente morfología (abajo). La escala representa 200 micras.

Por otro lado, se han distinguido 11 géneros y 19 especies de ostrácodos, que permiten diferenciar dos tramos en la sección: (a) Basal, los primeros 0.60 m, con especies de medios infralitorales, de plataforma externa e, incluso, de medios batiales y y; (b) Superior, los restantes 1.90 m, con una asociación típica de medios de plataforma externa y talud superior. El contenido paleoicnológico en esta sección es muy bajo, destacando la presencia de algunas galerías de los icnogéneros *Thalassinoides* y *Ophiomorpha*, en general de muy pequeñas dimensiones.

### Interpretación

La formación de este nivel condensado se asocia al máximo transgresivo de la Secuencia Depositional B que, a su vez, presenta una buena correlación con los ciclos de cambio global del nivel del mar (Fig.3). Su depósito registra el avance máximo de la línea de costa hacia el continente (superficie de máxima inundación) y la mayor profundización del medio sedimentario dentro de un ciclo de descenso-ascenso del nivel del mar. La superficie de omisión sedimentaria descrita bajo el nivel condensado presenta características análogas a las de rocas sedimentarias que han experimentado procesos diagenéticos tempranos en contextos transgresivos. La aparición de un depósito de estas características podría relacionarse con la existencia de aguas profundas con contenidos bajos en oxígeno, como los descritos durante eventos anóxicos oceánicos. Estos limos con glauconita suponen un incremento de la profundidad del medio con el transcurso del tiempo, tal y como se infiere de las asociaciones de microfósiles. La finalización de las condiciones de condensación y, por tanto del proceso transgresivo, vienen marcadas por la desaparición de la glauconita y por el depósito de la formación lito-estratigráfica suprayacente, la Formación Arcillas de Gibraltón.



**Figura 3.** Correlación entre el nivel condensado tortoniense de la Cuenca del Guadalquivir y las curvas eustáticas globales de cambio del nivel del mar. A la derecha puede observarse una reconstrucción aproximada del margen pasivo de la cuenca durante el máximo transgresivo (provincias de Sevilla y Huelva). n.m. Nivel del mar. s.m.i. Superficie de máxima inundación de la Secuencia. S.D. Secuencias Depositionales descritas en la Cuenca del Guadalquivir.

## 28. Los niveles de moluscos fósiles de los ‘cabezos’ : Formación Arenas de Huelva

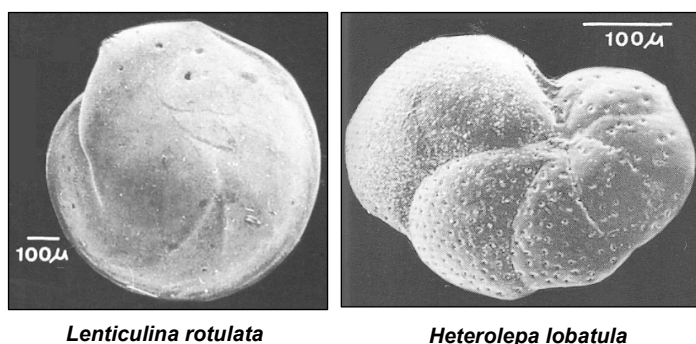
M<sup>a</sup> Luz González-Regalado y Josep Tosquella Angrill

Esta unidad, de edad Plioceno inferior, aflora extensamente en el sector meridional de la provincia de Huelva. Está constituida principalmente por arenas de grano fino que, a unos 6 m de su base, disponen de un tramo limoso de continuidad regional rico en glauconita, y a diferentes alturas, niveles de acumulación de conchas de moluscos, como las observadas en los “cabezos” de la ciudad de Huelva. No obstante, uno de los mejores puntos de afloramiento de estos materiales se localiza en la carretera de acceso a la localidad de Bonares. Es uno de los cortes más ricos en fósiles, ubicándose en el km 3.9 de la ctra. de Niebla a Bonares, junto a la entrada del pueblo (Fig.1). La sección aflora en los márgenes de la carretera, por lo que se recomienda una especial precaución y el uso de chalecos reflectantes. Este corte comprende la parte alta de las arcillas gris-azuladas de la Fm. Arcillas de Gibraleón, y la totalidad de la Fm. Arenas de Huelva, hallándose en ésta muy bien representados tanto los limos glauconíticos como los niveles de acumulación fosilífera.



Figura 1. Situación geográfica y geológica del yacimiento fosilífero de Bonares.

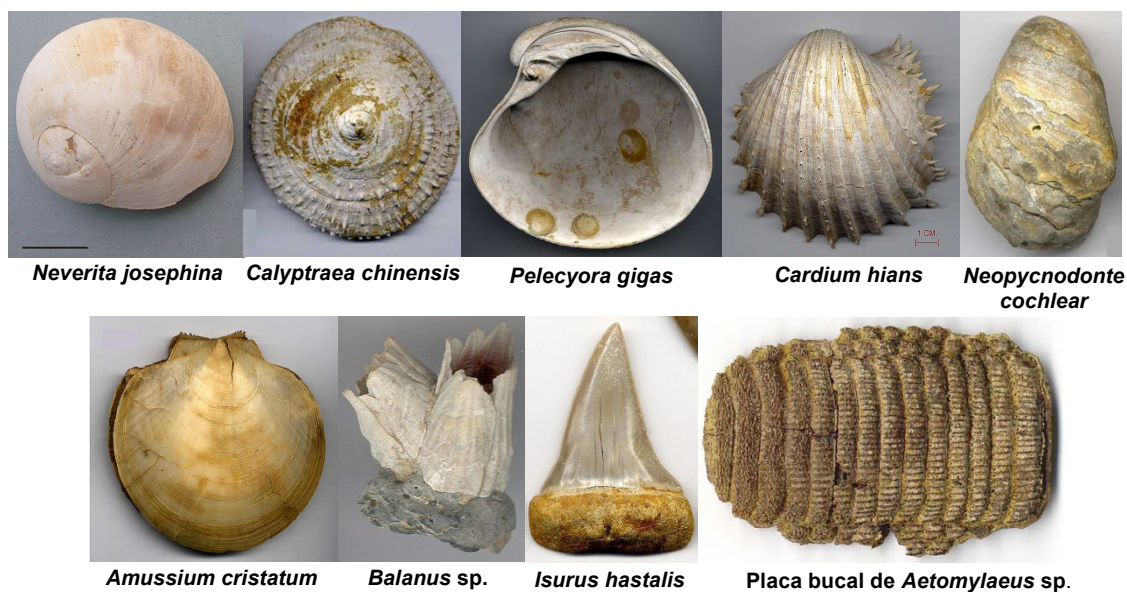
En la vertical del corte se observa un crecimiento del tamaño de grano en la Fm. Arenas de Huelva respecto a las arcillas y limos subyacentes, que permite inferir una somerización progresiva del medio deposicional. La asociación fosilífera se caracteriza por: 1) presencia de foraminíferos bentónicos característicos de medios marinos someros (Fig.2), 2) abundancia de moluscos (bivalvos, gasterópodos y escafópodos), crustáceos balánidos y restos ictiológicos, característicos en general de medios marinos poco profundos (Fig.3), y 3) presencia de abundante bioturbación (*Ophiomorpha*) atribuida a crustáceos decápodos en medios litorales-sublitorales. Estas características indican condiciones marinas someras del medio de sedimentación, con paleobatimetrías de entre 30 y 100 m.



*Lenticulina rotulata*

*Heterolepa lobatula*

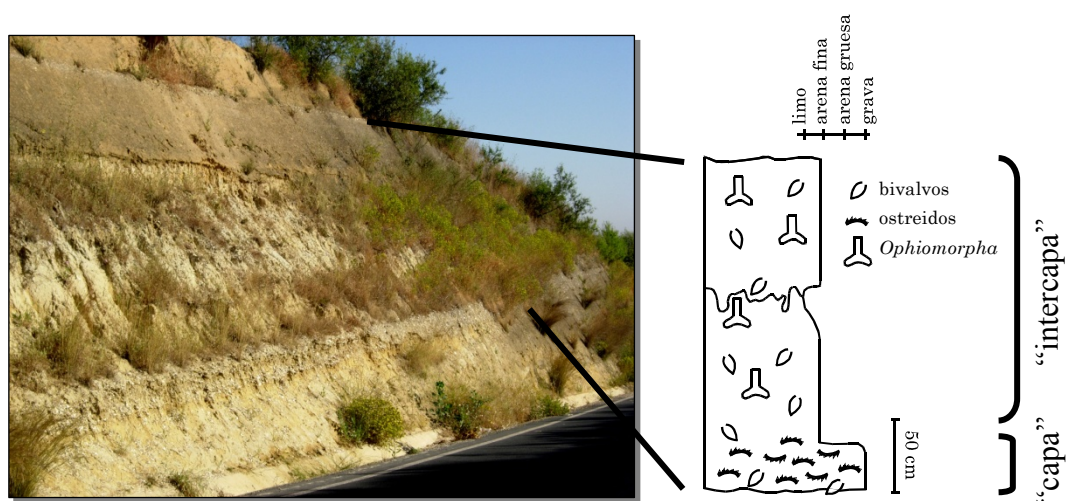
Figura 2. Fotografías en microscopio electrónico de microforaminíferos bentónicos de aguas someras (Ruiz et al., 1997).



**Figura 3.** Moluscos, crustáceos y restos ictiológicos de los niveles fosilíferos (fotografías de Jaime Gil Fernández: [www.redes-cepalcala.org/ciencias1/geologia/geototal.htm](http://www.redes-cepalcala.org/ciencias1/geologia/geototal.htm)).

A lo largo del corte de la carretera, se observan secuencias de alternancia entre niveles de acumulación fosilífera (“capas”) y potentes tramos de arenas finas (“intercapas”), en los que únicamente se encuentran fósiles de forma escasa y donde la bioturbación oblitera las posibles estructuras sedimentarias originales (Fig.4).

El análisis de las características paleontológicas y sedimentológicas de este tramo permite interpretar el origen de las distintas secuencias por acción de sucesivos episodios de tormenta sobre un sustrato limo-arenoso colonizado por diversas biocomunidades. El sustrato se encontraría a profundidades comprendidas entre las bases del nivel de oleaje en buen tiempo y en períodos de tormentas. La erosión de las olas afectaría hasta cierta profundidad del sedimento del fondo y a sus colonizadores, destruyendo parte del perfil sedimentario generado en períodos de estabilidad. La acumulación de los restos biológicos removilizados generaría las “capas” fosilíferas, mientras que los horizontes preservados con sus respectivas comunidades constituirían las “intercapas”.



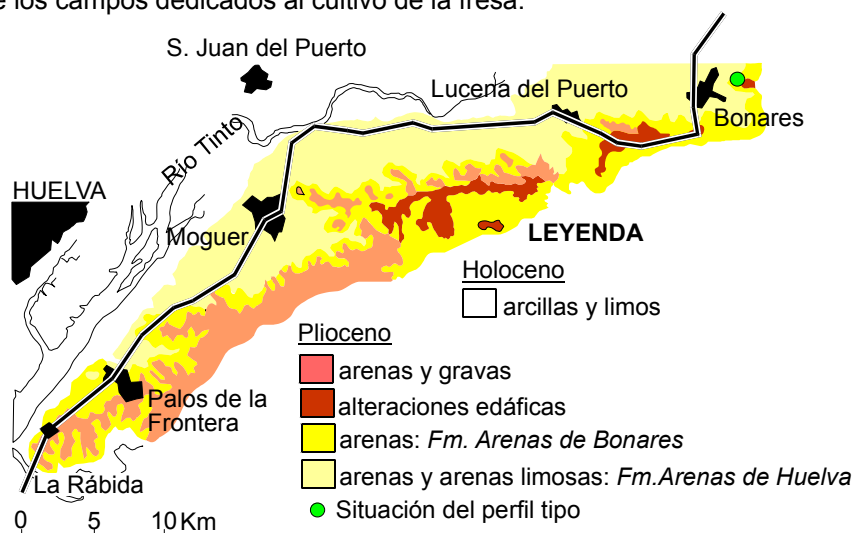
**Figura 4.** Niveles de acumulación fosilífera (“capas”) alternándose con niveles de arenas finas con fósiles escasos (“intercapas”) y esquema estratigráfico representativo (derecha).

## 29. Las primeras playas de Huelva en el registro geológico reciente: la Formación Arenas de Bonares

Eduardo Mayoral Alfaro

### Localización y accesos

La Formación Arenas de Bonares es un conjunto litológico que aflora ampliamente en la hoja topográfica 1:50.000 de Huelva y Moguer. Es fácilmente reconocible en la parte alta de los cabezos de la ciudad, así como a lo largo de la orilla izquierda del río Tinto, especialmente en los márgenes de las carreteras locales A-494, A-486, H-622, que unen las localidades de La Rábida, Palos de la Frontera, Moguer, Lucena del Puerto y Bonares, que constituyen el área tipo donde esta formación fue definida (Fig.1). Estas arenas integran uno de los paisajes más característicos de la zona, donde suelen instalarse la gran mayoría de los campos dedicados al cultivo de la fresa.

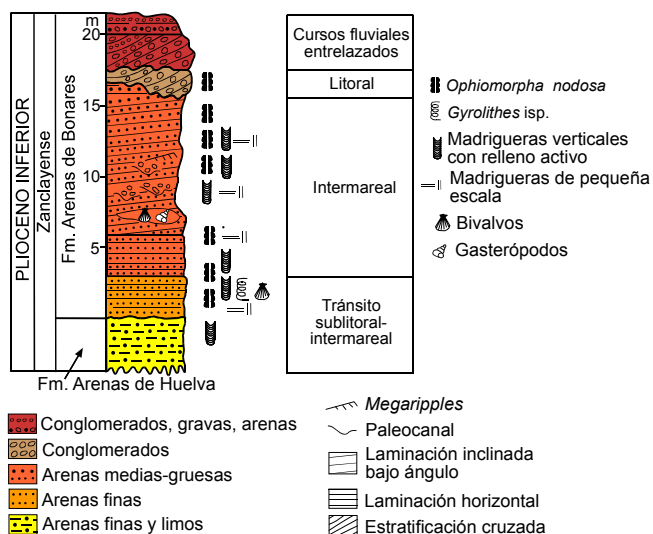


**Figura 1.** Cartografía de la Formación Arenas de Bonares en el área tipo (basado en Mayoral y Pendón, 1986-87).

### Descripción

La sección tipo de esta formación fue definida en las inmediaciones de la localidad de Bonares, concretamente en un camino que se abre al NE del pueblo, continuación de la calle de San Sebastián.

Está constituida por unas arenas predominantemente de grano medio y grueso, que pasan a ser gruesas y muy gruesas hacia techo, donde llegan a intercalar algunos niveles de gravas. No obstante, los niveles inferiores suelen contener bastante limo y arcillas. En corte fresco son de color blanquecino a gris claro y muestran laminaciones de color rojizo. Cuando presentan alteración meteórica adquieren en poco tiempo colores más anaranjados, marrón rojizo e incluso color rojo bastante intenso. Los niveles de granulometría más fina y que aparecen próximos a la base pueden mostrar tonalidades más amarillentas, siendo a veces difíciles de diferenciar de las arenas infrayacentes, correspondientes a la Formación Arenas de Huelva. Los fósiles son muy escasos, casi siempre moldes internos limonizados de bivalvos. También aparecen puntualmente restos de cetáceos marinos, especialmente vértebras de gran tamaño.



**Figura 2.** Serie estratigráfica sintética de la Formación Arenas de Bonares en el área tipo (basado en Mayoral y Pendón, 1986-87).

El espesor de esta unidad es bastante variable (2 a 18 m), ya que su base es discordante y su techo es ligeramente erosivo (Fig.2). Su aspecto es más o menos masivo, aparentemente sin estratificación (Fig.3). En el sector de Bonares-Moguer su parte alta presenta una alteración superficial que en algunos puntos ha dado lugar a la formación de importantes depósitos de caolín (Fig.4). A menor escala muestran laminaciones horizontales e inclinadas, que suelen estar deformadas por estructuras de compactación diferencial, escape de fluidos y/o actividad orgánica (Figs.5 a 9). Es frecuente la presencia de madrigueras verticales de cangrejos (*Ophiomorpha nodosa*, Fig. 10), y espirales (*Gyrolithes isp.*



**Figura 3.** Vista general sección tipo.



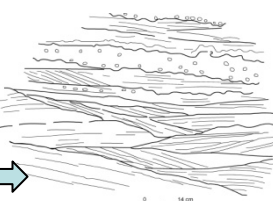
**Figura 4.** Depósitos de caolín (Moguer).



**Figura 5.** Láminas deformadas.



**Figura 6.** Megaripples.



**Figura 7.** Interpretación.



**Figura 10.** *O. nodosa*.



**Figura 8.** Ripple simétrico.



**Figura 9.** Laminación deformada por bioturbación.



**Figura 11.** Canales entrecruzados. Moguer.

### Interpretación

Estas arenas se depositaron en un medio marino somero, predominantemente de playas, que evolucionaron en el tiempo a un medio litoral cada vez más energético, hasta ser recubiertos por materiales típicamente continentales representados por sistemas de canales fluviales entrecruzados (Fig.11).

## 30. Alteraciones por clima de tipo tropical al final de Plioceno en Bonares

Luis M. Cáceres Puro y Joaquín Rodríguez Vidal

### Localización y accesos

La alteración superficial que afecta al techo del relleno neógeno de este sector de la depresión del Guadalquivir, tiene una amplia representación al S y SO de la población de Bonares. No obstante, el punto de observación aquí referido es uno de los más adecuados por estar el perfil completo, tener un acceso fácil y ser el sector donde se definió esta alteración. El acceso se realiza a través de la carretera de Bonares a Lucena del Puerto (Huelva). Apenas a 1 km de la salida de la primera población se encuentra una Cruz sobre un pedestal a la derecha de la vía, y saliendo justo enfrente, al otro lado de la carretera, un camino de tierra. El perfil se encuentra a unos 500 m siguiendo dicho camino (Fig.1).

**Advertencia:** el acceso por el sendero no está asegurado para vehículos convencionales, por lo que es recomendable hacerlo a pie.

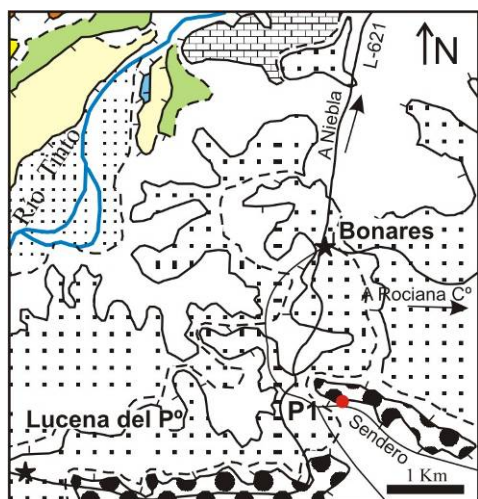


Figura 1. Mapa geomorfológico esquemático del entorno de Bonares y localización del perfil de alteración.

#### Terrazas Fluviales

	T3		Plataformas en calcarenitas
	T2		Lomas arcillo-arenosas
	T1		Plataformas de la alteración
	T6		Escarpes
	T4		

### Descripción

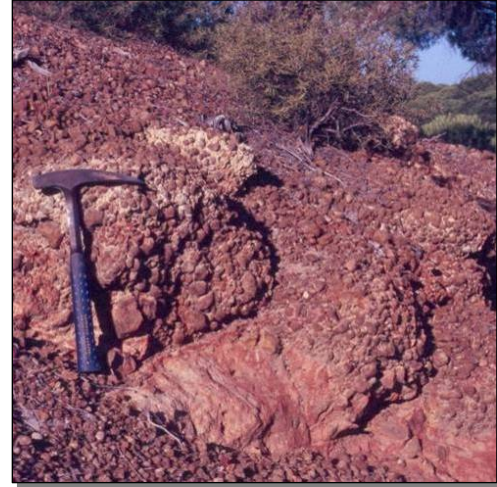
En esta zona se encuentra preservado el techo del relleno neógeno de todo este sector de la depresión del Guadalquivir. Hacia el norte esta situación es más difícil de encontrar dada la intensa y extensa erosión provocada por la evolución del río Tinto. Por tanto, será aquí donde se puedan apreciar los resultados de los procesos acontecidos tras la retirada del mar al final del Neógeno y principio del Cuaternario. Principalmente, los procesos resultado de la exposición superficial (clima y vegetación) de los últimos depósitos marinos.

**Parada 1 (P1):** sobre el perfil de alteración que aquí aflora se pueden diferenciar cuatro horizontes distintos (Figs.2, 3 y 4), que son de muro (primeros afloramientos sobre el camino) a techo (superficie culminante del relieve):

1. Roca o sedimento inalterado: se trata de una formación arenosa de origen fundamentalmente marino somero, denominada en su conjunto como Formación Arenas de Bonares (ver ficha anterior).
2. Litomarga y horizonte pálido: constituido por unos 10 m de arenas arcillosas rosáceas poco cementadas. Las arcillas están constituidas casi exclusivamente por caolinita.



**Figura 2.** Perfil de alteración. De abajo a arriba: horizonte pálido (ladera), horizonte moteado (pared) y costra ferruginosa (menos visible a techo).



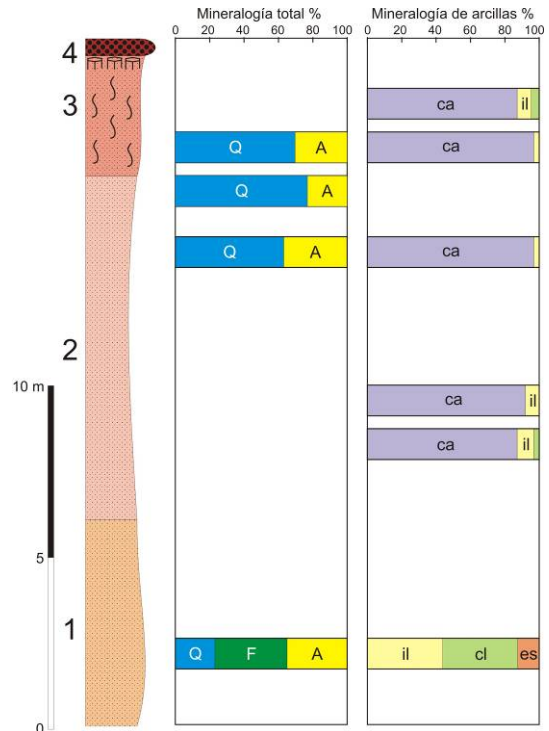
**Figura 3.** Detalle de la costra ferruginosa de pisolitos que culmina el perfil de alteración. Estos nódulos tienen propiedades magnéticas.

3. Horizonte moteado: se trata de unos 3,5 m de arenas arcillosas con manchas ocre a rojizas. Sigue predominando la caolinita (97-86%) entre los minerales arcillosos. A techo son características unas estructuras prismáticas poliédricas enriquecidas en óxidos de hierro en sus márgenes, ligadas a un antiguo desarrollo edáfico.

4. Costra ferruginosa: culmina el perfil con una espesor de 0,2 a 0,4 m, constituida por un aglomerado de pisolitos ferruginosos con intercalaciones a muro de costra laminar de hasta 1 cm. Los pisolitos son estructuras esferoidales (1-3 cm) de arena cementados por óxidos de hierro, con mayor enriquecimiento hacia el exterior.

### Interpretación

La desaparición de los feldespatos en los horizontes 2, 3, y 4 (Fig.4), así como el predominio de la caolinita sobre el resto de los minerales de arcilla en éstos mismos, es el resultado de la alteración superficial sufrida por estos materiales de origen marino. Las características del perfil de alteración (mineralogía, horizontes, espesor) indican unas condiciones ambientales de formación similares a las de un clima tropical, con precipitaciones sobre 1000-1200 mm, una marcada estación seca y cálida y una prolongada estabilidad climática; además de cubierta boscosa y niveles freáticos estables y cercanos a la superficie. Condiciones que se darían al final del Plioceno-principio del Cuaternario (2 millones de años).



**Figura 4.** Perfil esquemático de la alteración de Bonares. Los números se corresponden a los horizontes descritos. Mineralogía total: Q: cuarzo; F: feldespatos; A: arcillas. Mineralogía de arcillas: il: illita; cl: clorita; es: esmectitas; ca: caolinita.



## 31. Terrazas fluviales medias y bajas del río Tinto (noroeste de Villarrasa)

Luis M. Cáceres Puro y Joaquín Rodríguez Vidal

### Localización y accesos

La zona de observación se localiza a unos 2 km al noroeste de Villarrasa (Huelva), en el entorno del río Tinto. La manera más fácil de llegar es desde la misma población de Villarrasa. Desde allí parte un camino principal hacia el noroeste en dirección hacia el puente de la Peñuela o de la Aradilla, que cruza el río. Unos 750 m antes de llegar al puente se deja a la derecha la Casa de los Tablazos, que es el mayor conjunto de construcciones agrícolas del entorno. Desde este mismo punto se pueden ya realizar observaciones hasta aproximadamente 1 km, en la misma dirección, una vez pasado el puente (Fig.1).

**Advertencia:** todo el camino se puede realizar en coche, aunque hay que tener precauciones al cruzar el puente de la Peñuela.

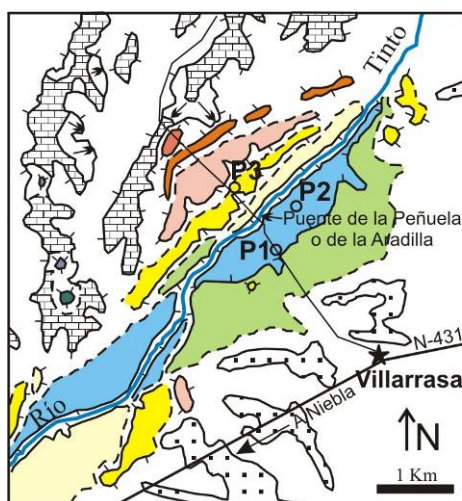
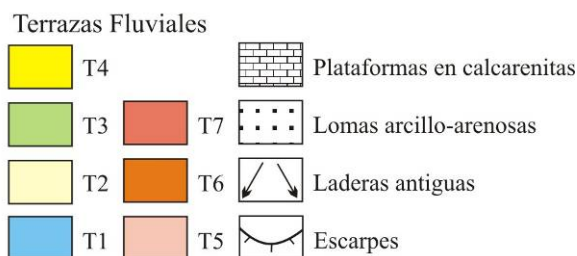


Figura 1. Mapa geomorfológico esquemático del sector y localización de puntos.



### Descripción

Las terrazas fluviales medias y bajas del río Tinto se pueden observar con bastante claridad, en torno al río, desde unos 3 km al norte de Villarrasa, hasta unos 10 km al suroeste de Niebla. Estas terrazas continúan después hacia el suroeste, en dirección a Huelva, aunque su escalonamiento es menos claro y su extensión mayor. En el sector al noroeste de Villarrasa se pueden observar diversos niveles escalonados hacia el río, terrazas que son claramente visibles y diferenciables dada su reducida extensión y su elevado número, hasta siete niveles en unos 2 km (Fig.1). Además esta zona es de los pocos sectores en los que se pueden observar terrazas a ambos lados del río.

**Parada 1 (P1):** la Casa de los Tablazos se sitúa sobre la terraza T3, en la mayor extensión de este nivel en la margen izquierda del río Tinto. Unos 200 m hacia el NO se baja el escalón que separa este nivel del siguiente en este sector, que es el T1. Este salto es claramente visible en la topografía, pudiéndose observar en este punto como se extiende en dirección NE-SO (Fig.2).

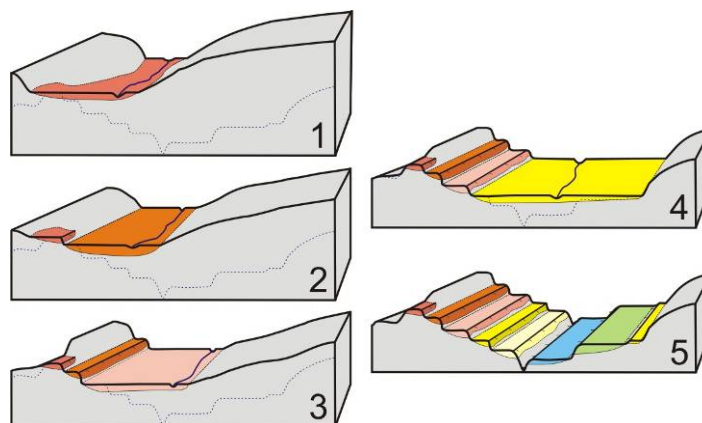


**Figura 2.** Desnivel o salto entre T1 (primer plano) y T3, en la margen izquierda del río Tinto (P1).



**Figura 3.** Terrazas en la margen derecha del Tinto. En primer término T4 y a la izquierda T5 (sobre la que se sitúa el cortijo), a la derecha T2. Obsérvese el fuerte desnivel entre T4 (terrazas medias) y T2 (terrazas bajas), (P3).

**Figura 4.** Formación de terrazas del río Tinto en el NO de Villarrasa (Fig.1). 1. Generación de los depósitos de T7; 2. Encajamiento y desplazamiento del río hacia el SE (derecha), T7 queda colgada sobre la llanura de inundación correspondiente a T6; 3. Idem para T6 y depósito de T5; 4. Idem para T5 y llanura de inundación de T4; 5. Situación actual. Los colores coinciden con los de la figura 1, salvo el gris que es el sustrato indiferenciado. La línea azul discontinua es la referencia del perfil actual.



**Parada 2 (P2):** unos 500 m hacia el N, dejando el camino principal, se accede a unas graveras en las que es posible observar los depósitos fluviales que constituyen esta terraza (T1). Se trata de unos niveles masivos de 3-4 m de espesor mínimo en los que dominan las gravas redondeadas gruesas-medias de pizarras y otras rocas metamórficas. Se intercalan paquetes de arenas gruesas y culminan la secuencia limos y arenas finas. Así queda representado un típico depósito fluvial, con crecimiento en la vertical debido a la formación de barras de gravas y arenas y culminando la serie depósitos finos de llanura de inundación.

**Parada 3 (P3):** en la margen derecha del Tinto, tiene lugar el mayor desarrollo de terrazas, aunque en este sector presenten escasas anchuras (Fig.1). Aquí es posible observar hasta siete niveles, si bien la disposición alternativa de los más bajos dificulta la diferenciación entre ellos y los más altos tienen una representación mínima. En este punto intermedio (T4), se puede observar el claro escalonamiento del relieve descendente hacia el río, con T2 a continuación y T1 al otro lado, y ascendente hacia el N y NO, T5 y T6 (Fig.3).

### Interpretación

Una terraza fluvial es una evidencia del espacio que ocupaba el cauce del río y su llanura de inundación en el pasado y que en la actualidad se dispone en una posición sobreelevada y más o menos alejada respecto al cauce actual. Por tanto su reconocimiento y cartografía permite reconstruir la evolución del río a lo largo del tiempo (Fig.4). El río Tinto en este sector ha sufrido desplazamientos y encajamiento progresivos en los últimos 500.000 años que han ido dejando depósitos con morfología de terrazas escalonadas en sus márgenes.

## 32. Subsistencia de depósitos fluviales antiguos del río Tinto por procesos de disolución en rocas del sustrato (norte de Niebla)

Luis M. Cáceres Puro y Joaquín Rodríguez Vidal

### Localización y accesos

Los puntos propuestos en este itinerario se localizan muy cerca de la población de Niebla (Huelva). El primero de ellos se sitúa en la carretera que une Niebla con la aldea de Candón, aproximadamente a 1.3 km de la salida de la primera población. Se trata de un afloramiento en la trinchera de la carretera, concretamente en su margen derecha. El segundo punto se localiza en la carretera Niebla-Valverde del Camino, a unos 2.3 km (Fig.1).

**Advertencia:** aunque ambos puntos están próximos a Niebla, entre ellos la comunicación directa no existe, por lo que es necesario volver al pueblo para acceder al segundo sector; por tanto, se recomienda el uso del coche. Los dos puntos se sitúan en el arcén de sendas carreteras, por lo que se ha de tener las precauciones necesarias en estas situaciones.

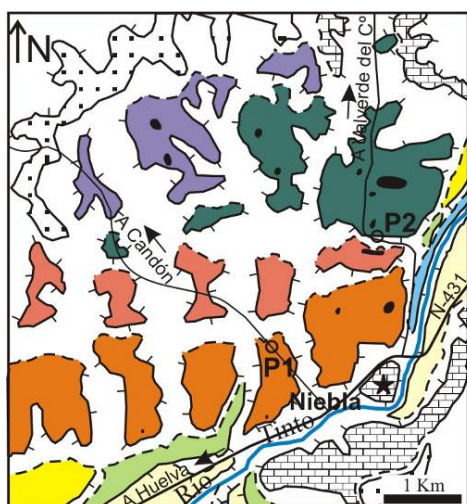


Figura 1. Mapa geomorfológico esquemático del sector al norte de Niebla y situación de los puntos.

#### Terrazas Fluviales

	T4		T9		Plataformas en calcarenitas
	T3		T8		Lomas arcillo-arenosas
	T2		T7		Dolinas aluviales
	T1		T6		Escarpes

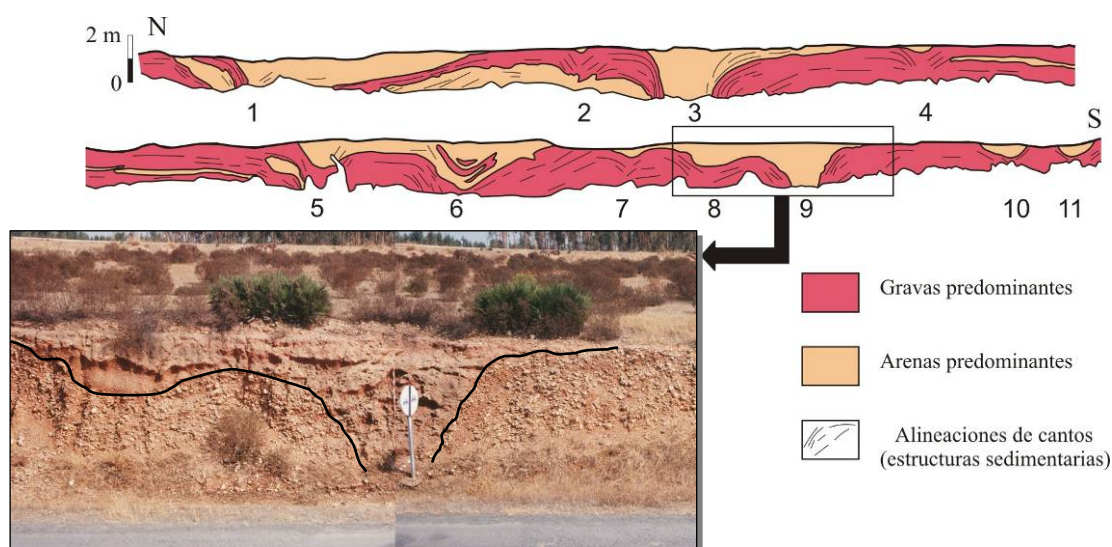
### Descripción

En este sector de las proximidades de la población de Niebla, los depósitos fluviales del río Tinto, que constituyen sus terrazas medias (T6, T7, T8 y T9), se disponen sobre un sustrato neógeno de rocas calcareníticas. Estas rocas han sufrido disolución posterior y la cobertera fluvial se ha adaptado a los huecos deformándose y hundiéndose, lo que se aprecia de forma más o menos evidente en numerosos puntos.

**Parada 1 (P1):** en este punto se puede observar a lo largo de la trinchera de la carretera Niebla-Candón, un corte de unos 95 m de longitud por unos 2 m de espesor de depósitos fluviales correspondientes a la terraza T6 del Tinto. Estos sedimentos presentan estructuras de hundimientos puntuales, llegándose a contar hasta 11 en todo el corte (Fig.2). En este punto no llega a aflorar el sustrato calcarenítico, por lo que aquí no es posible determinar el origen de dichas estructuras postdeposicionales.

**Parada 2 (P2):** se observa el sustrato de calcarenitas afectado por procesos de disolución, que ha generado huecos cilíndricos verticales (*pipes*) de diversas dimensiones (Fig.3).

## CUENCA DEL GUADALQUIVIR



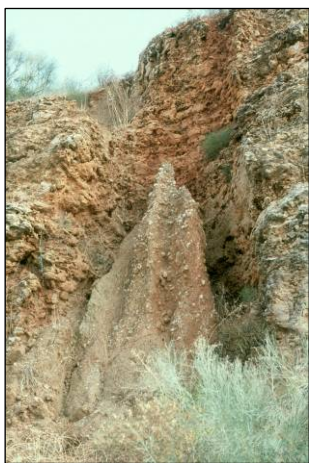
**Figura 2.** Deformación de depósitos fluviales del río Tinto por disolución del sustrato calcarenítico. Arriba, en dos partes, un esquema del corte completo en P1 y abajo una fotografía de campo.

Se puede observar como el interior de estos huecos está relleno mayoritariamente por gravas y arenas que se han hundido y colapsado de los depósitos fluviales que cubren estos materiales. Esta situación es muy frecuente en todo este sector, donde la explotación de una antigua cantera ha dejado al descubierto el interior de la calcarenita y el resultado de los procesos que le han afectado. En este mismo punto, en una vista hacia el S, es posible observar (Fig.4), como este proceso de subsidencia de la cobertera por disolución del sustrato puede reflejarse en superficie mediante la generación de depresiones cerradas de dimensiones y morfologías variables, denominadas dolinas aluviales.

### Interpretación

Las calcarenitas de Niebla, al presentar una importante naturaleza carbonatada, sufren procesos de disolución. La existencia de la cobertera que constituyen las terrazas fluviales no impide esta disolución, puesto que el agua circula con facilidad a través de estos sedimentos porosos, alcanzando la formación carbonatada. Una vez allí, la circulación del agua se realiza a través de sectores preferenciales, más permeables, dando lugar a huecos verticales cilíndricos (*pipes*) que se van ensanchando a medida que progresa la disolución (Fig.3). Como resultado de este proceso la cobertera se va hundiendo paulatinamente y va rellenando los huecos creados en la roca carbonatada.

**Figura 3.** Hueco vertical (*pipe*) por disolución en la calcarenita relleno de depósitos fluviales de la cobertera (P2).



**Figura 4.** Dolina aluvial con el fondo encharcado. Vista hacia el sur desde P2.

### 33. Geomorfología del Parque Nacional de Doñana

Antonio Rodríguez Ramírez

#### 1. Localización y accesos

El Parque Nacional de Doñana abarca un amplio territorio en la margen derecha de la desembocadura del río Guadalquivir, ocupando parte de las provincias de Huelva y Sevilla, con un total de unas 55.000 ha (Fig.1).

Los accesos a las inmediaciones del parque nacional se pueden realizar desde las provincias de Huelva y Sevilla a través de la A-49, A-483 y N-442, o desde Sanlúcar de Barrameda (Cádiz). Las estrictas medidas de conservación impiden el acceso libre al interior del parque, aún así una empresa de autobuses todo terreno realiza un recorrido a lo largo de su geografía, partiendo de El Acebuche. También existen una serie de centros de visitantes en Almonte (El Acebuche), Hinojos (Centenales), El Rocío (La Rocina, Palacio del Acebrón), Aznalcázar (Centro José Antonio Valverde) y Sanlúcar de Barrameda (Fábrica de Hielo).

**Advertencia:** si exceptuamos el verano, debido a las altas temperaturas, cualquier época es adecuada para visitar Doñana, destacando la primavera y el otoño.



Figura 1. Localización y esquema geomorfológico del P. N. de Doñana.

## 2. Descripción

Lo más emblemático de Doñana es su rica y variada fauna (lince, águila imperial, etc.) sin embargo uno de los aspectos sin duda menos conocidos y de mayor relevancia es su geología, representada por toda una serie de formaciones geomorfológicas que lo convierten en un paraje de gran singularidad.

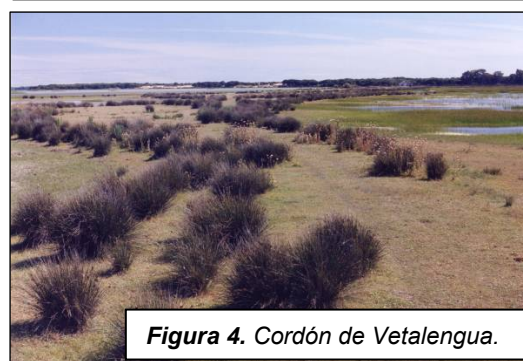
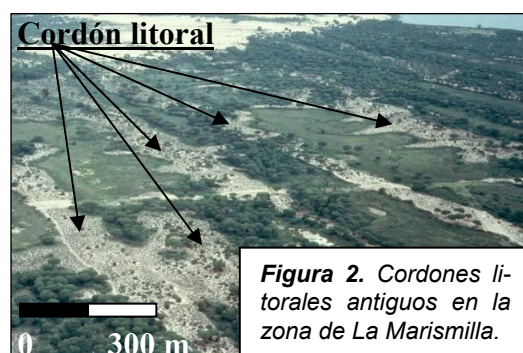
Desde el punto de vista geomorfológico el Parque Nacional de Doñana se caracteriza por el gran desarrollo de formaciones litorales y fluvio/litorales. Las formaciones litorales más significativas son las grandes barreras arenosas (flechas litorales) y los extensos campos de dunas. Las formaciones fluvio/litorales están constituidas por las marismas del Guadalquivir, que rellenan el amplio sector situado tras las flechas litorales (Fig.1).

### 2.1. Flechas litorales

La flecha litoral de Doñana se extiende de NO a SE, con unos 25 km de longitud y hasta un máximo de 5 km de anchura, constituida por sucesivos trenes de dunas activas y una serie de cordones litorales (Fig.1).

En aquellas zonas donde las dunas no fosilizan las formaciones previas (La Marismilla) se pueden observar los cordones litorales que conformaron originalmente la flecha litoral, orientados en la dirección NO-SE. Las depresiones que los separan reciben el nombre local de "navazos", que se suelen inundar en invierno (Fig.2).

Los cordones representan las sucesivas fases de crecimiento de la flecha litoral. Estos se generan por efecto de la corriente de deriva litoral que da lugar a un gran aporte sedimentario desde el oeste. El origen de estos sedimentos está en los aportes de la red fluvial y en la erosión de los acantilados costeros colindantes (acantilado del Asperillo). El resultado de esta dinámica es la formación de sucesivas barras submareales que migran hacia la línea de costa, emergiendo y constituyendo las crestas de playa correspondientes (Fig.3). Inmediatamente después de su emersión la cresta es alterada por la actividad eólica, configurándose las dunas incipientes y constituyéndose el cordón litoral.



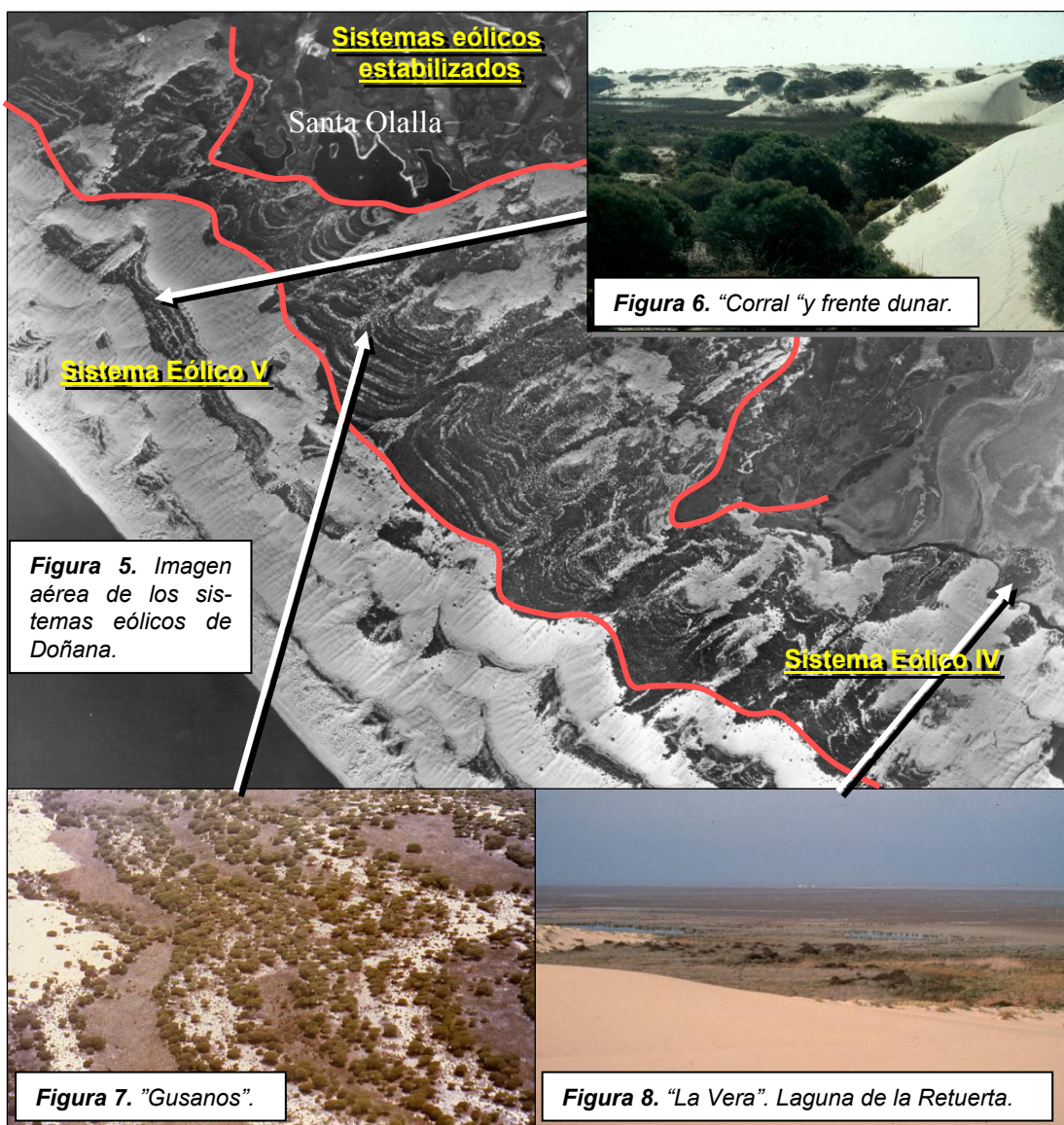
El crecimiento (progradación) normal de la flecha litoral en sucesivos cordones orientados en la dirección NO-SE se ha visto interrumpido varias veces a lo largo de estos últimos miles de años dando lugar a cordones litorales tipo "cheniers" que progradan hacia el NE (Carrizosa, Vetalegua). Estos están relacionados con episodios erosivos (fuertes tormentas o tsunamis) que actuaron sobre la flecha litoral preexistente (Figs.1 y 4).

## 2.2. Sistemas eólicos

Doñana presenta 5 sistemas eólicos, 3 estabilizados, y por tanto más antiguos, y 2 más recientes y activos (IV y V). Los estabilizados se tratan en la ficha del Abalarío y Asperillo.

Los sistemas activos se desplazan en una dirección aproximada SO a NE. Los dos sistemas están ligados a diferentes fases de progradación litoral. La morfología dominante es la de sucesivos trenes transversales, llegando a los 30 m de altura (cerro de los Ánsares) aunque también existen dunas parabólicas muy desdibujadas en el sistema V. Las depresiones interdunares o cubetas de deflación situadas entre los diferentes trenes dunares se llaman "corrales" (Fig.6). En las depresiones interdunares se observa lo que se denomina localmente "gusanos", que son unos relieves alargados, de poca altura, y subparalelos a la parte trasera de la duna, indicando el progresivo avance dunar (Fig.7).

Los acuíferos colgados en los frentes dunares alimentan por un lado a un rosario de lagunas en las cubetas de deflación de los sistemas eólicos estabilizados, que actúan como pequeñas áreas endorreicas, siendo la más importante la de Santa Olalla (Fig.5), así como a "La Vera", en el contacto con la marisma (Fig.8).

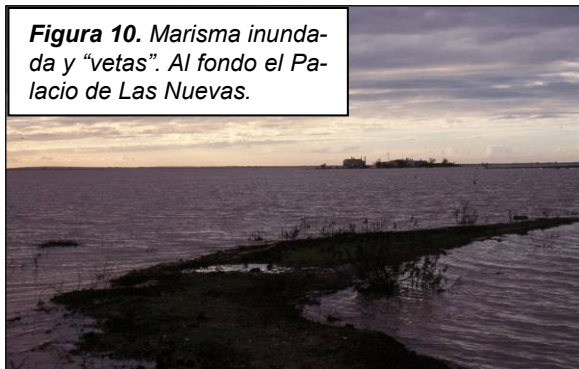


### 2.3. Marismas

Las marismas comprendidas en el P. N. de Doñana abarcan unas 35.000 ha. Su suave microtopografía tiene gran trascendencia hidrológica y ecológica pues condicionan los encharcamientos, las variaciones de salinidad y la distribución de la fauna y la vegetación. El relleno de estos espacios se ha realizado fundamentalmente a base de detríticos finos (arcillas y limos) aportados por la red fluvial y mareal. En su geografía se pueden diferenciar diversos elementos geomorfológicos.

Los *malecones* de los cursos fluviales constituyen la porción topográfica más elevada, es lo que se denomina marisma alta, “*altura*” o “*pacil*”. Estos se constituyen como diques naturales que aíslan el canal del resto de la llanura de inundación (Fig.9). Tienen un papel muy importante en la época de lluvias, pues elevan la lámina de inundación y evitan el desagüe hacia el mar. También impiden la entrada de los flujos mareales. El más importante es el *pacil* del Guadalquivir, llamado “*Montaña del Río*” (Fig.11).

Cuando estos son erosionados por la arroyada superficial dan unas morfologías ovaladas denominadas “*vetas*”, en las cuales tienen lugar los asentamientos humanos, (Fig.10).



**Figura 10.** Marisma inundada y “vetas”. Al fondo el Palacio de Las Nuevas.

Los malecones fluviales delimitan una serie de áreas deprimidas denominadas localmente “*lucios*” (Figs.11 y 12), que son los que más tiempo permanecen inundados.



**Figura 12.** El “lucio” Grande en verano.

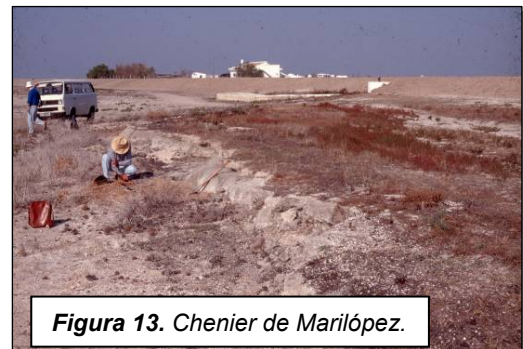


**Figura 9.** “Pacil”, y “Caño” del Travieso.



**Figura 11.** “Paciles” antiguos (azules) y actuales (rojos), delimitando áreas deprimidas (“lucios”).

Los *cheniers* o *cordones estuarinos* son acumulaciones arenosas o conchíferas de escaso espesor y con morfología de cordones alargados, generados por las corrientes fluvio/marinas, olas de tormentas, etc. (Fig.13).



**Figura 13.** Chenier de Marilópez.



Como red encargada de redistribuir el líquido elemento, ya sea fluvial, mareal o pluvial, tenemos los cauces y “caños” (Figs.9 y 14). Los “caños” son redes fluvio/mareales relictas semicolmatadas (Travieso, Guadiamar, Madre de la Marisma). Los cauces funcionales son el Guadalquivir y Brazo de la Torre, por donde circulan la marea y los caudales fluviales actualmente.



Figura 14. El Brazo de la Torre.

#### 2.4. Doñana y el hombre

La relación del hombre con Doñana ha sido muy estrecha desde hace miles de años. Esto ha dado lugar a toda una cultura rica en infinidad de costumbres, usos, tradiciones, etc. (Fig.15). Sin embargo en las últimas décadas este equilibrio se ha roto y esto ha sido especialmente visible en las marismas, el medio más sensible. La dinámica de éstas se ha visto alterada drásticamente por las diferentes actividades antrópicas realizadas (Figs.16 y 17). Éstas han afectado fundamentalmente al importantísimo aporte de la red fluvial tanto en calidad como en cantidad, mediante canalizaciones, muros, actividades agrícolas, contaminación, etc.



Figura 15. Algunas formas tradicionales: ganadería, transporte en “cajón”, chozas de “castañuela”.



Figura 16. Los principales daños han sido producidos por la construcción de canales y diques, transformaciones agrícolas, encauzamientos, presión urbanística en el entorno, etc.

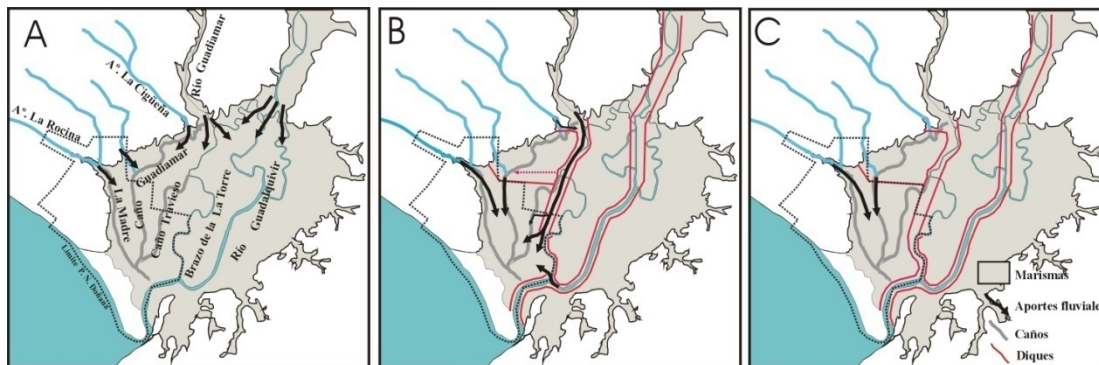


Figura 17. A.- Aportes fluviales a las marismas de la margen derecha del Guadalquivir en régimen natural. B.- Aportes fluviales tras los encauzamientos del Guadiamar y Guadalquivir (década de los 50 a 1998). C.- Situación actual, tras el desastre de la mina de Aznalcollar.

### 2.4. Evolución geodinámica

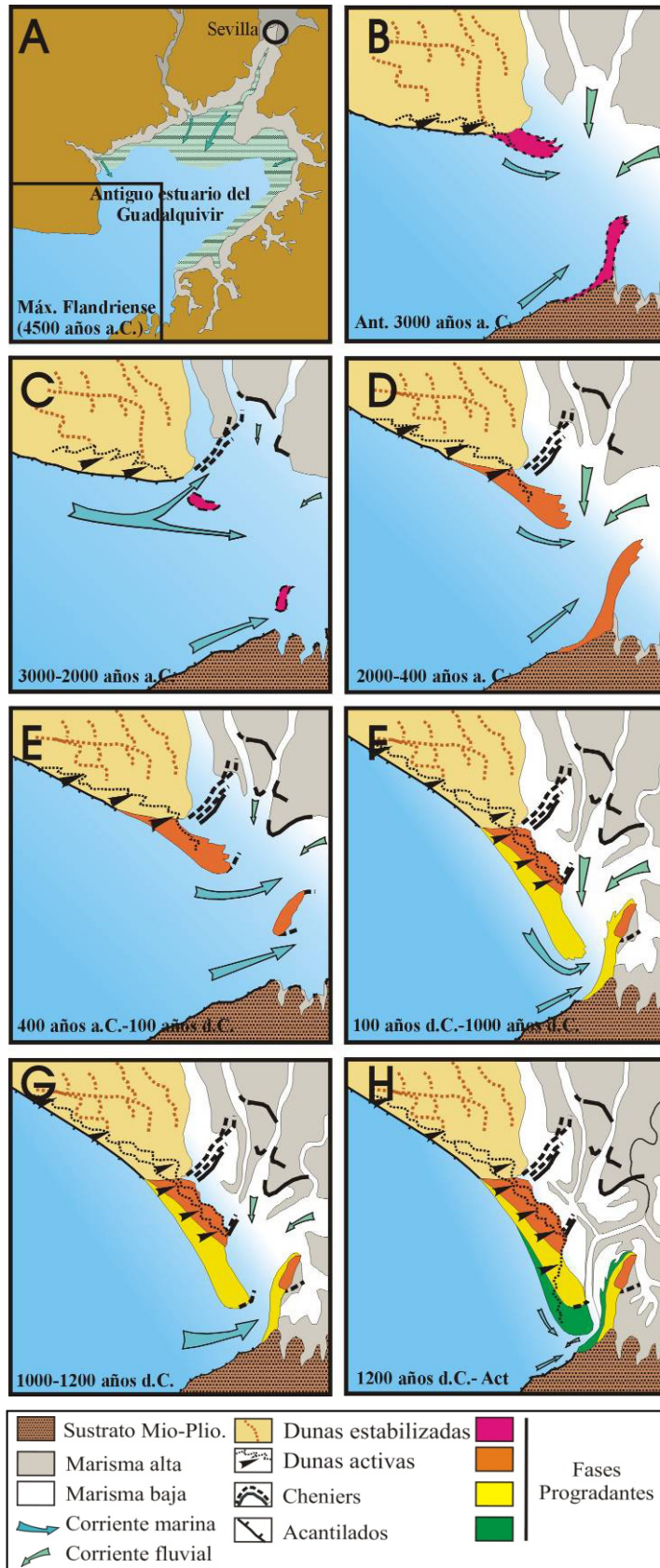
La morfología y evolución del Parque Nacional de Doñana esta ligada al último ascenso a gran escala del nivel marino, denominado transgresión flandriense, que tuvo lugar como consecuencia de la finalización del último período glacial (Würm).

El máximo nivel alcanzado por las aguas marinas en esta transgresión tuvo lugar hace 6.500 años, situándose a la cota actual.

La dinámica generada como consecuencia de este evento dio lugar a la regularización del trazado costero mediante el relleno sedimentario de los entrantes y la erosión de los salientes. Las principales formaciones sedimentarias que van a colmar estos entrantes o estuarios van a ser las barras arenosas y las marismas.

Los estudios geomorfológicos así como las dataciones de Carbono 14 en depósitos ricos en malacofauna (cordones litorales y *cheniers*) han permitido diferenciar varias fases progradantes (Fig.18B, D, F y H) separadas por sucesivas fases erosivas (Fig.18C, E y G) relacionadas con periodos de tormentas o tsunamis.

Las fases erosivas se traducen en las marismas en una mayor presencia de aguas marinas, mientras que las fases progradantes conllevan una disminución de éstas.



## 34. Sistemas eólicos y lagunares de El Abalarío y El Asperillo

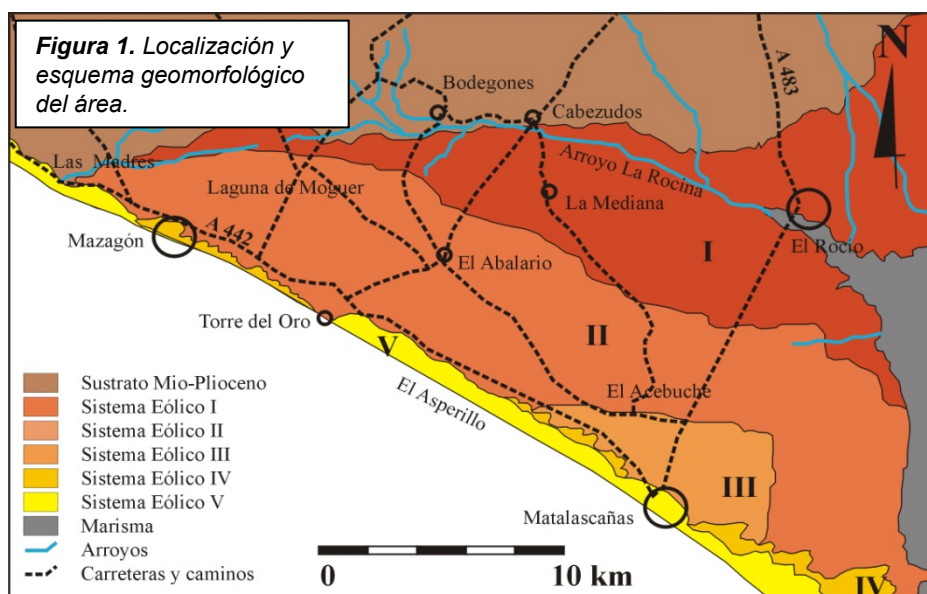
Antonio Rodríguez Ramírez y Mercedes Cantano

### Localización y accesos

Los sistemas eólicos de El Abalarío se extienden desde la Laguna de Las Madres hasta las Marismas del Guadalquivir, en el Parque Nacional de Doñana, y desde la línea de costa hasta algo más allá del arroyo de La Rocina. En total son unas 35.000 ha, excluyendo la superficie incluida en el P.N. de Doñana. Son varios los accesos para llegar a esta zona, los más directos son desde Huelva, a través de la N-442, o desde Almonte, por la A-483 hacia El Rocío (Fig.1). Desde Moguer y Rociana también existen accesos por carreteras comarcales.

### Descripción

El Abalarío se constituye como uno de los complejos dunares más importantes de Europa, en el que se pueden diferenciar un total de cinco sistemas eólicos superficiales imbricados, generados en los últimos 10.000 años. La dirección de avance del sistema es ENE.

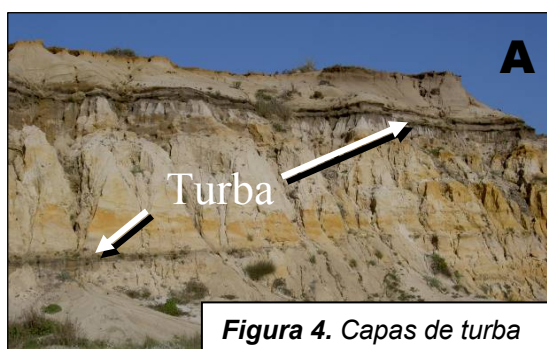


Los sistemas IV y V son los más recientes, situándose a lo largo de la franja costera. Son equivalentes a los sistemas activos de Doñana. El sistema IV está constituido por dunas parabólicas imbricadas. Sobre éstas se sitúa el sistema V, constituido por un gran complejo de dunas transversales apiladas que alcanzan alturas de más de cien metros (El Asperillo, 113 m) (Fig.2).

Los sistemas I, II y III son los más antiguos, (Fig.1). El primer sistema (I) aparece muy transformado por el desarrollo de la arroyada superficial. Es una superficie arrasada donde pueden aparecer diseminadas algunas morfologías dunares de escaso desarrollo. El segundo sistema (II) muestra un modelado sinuoso, ligeramente parabólico, evolucionando en algunos puntos a dunas longitudinales. Los valles y cubetas de deflación aparecen abiertos en su mayoría, dando lugar a corredores deprimidos conectados, en los que se forman numerosas lagunas. El tercer sistema eólico (III) presenta una morfología de dunas transversales de gran continuidad lateral y marcadas ondulaciones.



Estos sistemas eólicos se caracterizan por el gran desarrollo de formaciones lagunares, asociadas claramente a los modelados dunares. Se diferencian tres tipos de lagunas: las lagunas ligadas directamente a la presencia de cubetas deflactadas de paleodunas, con morfología globular o redondeada (Fig.3); lagunas en valles interdunares, con carácter elongado y más profundas; y lagunas procedentes de la evolución por obturación del drenaje (Laguna de Las Madres). Unas ligadas a los ricos mantos freáticos contenidos en los depósitos eólicos y otras alimentadas por aguas superficiales.



A lo largo del acantilado del Asperillo es posible ver una secuencia estratigráfica de sucesivos episodios dunares, separadas por depósitos de turba (Fig.4), de sistemas lagunares antiguos y superficies edáficas (Fig.5). Toda ésta secuencia es previa a los sistemas superficiales (I al V), con edades más antiguas a los 10.000 años.

### Evolución

Toda la secuencia eólica del Abalarío está en relación con el último ascenso marino (transgresión flandriense) después del último periodo glaciario würmiense, hace 20.000 años. La progresiva subida del nivel del mar, la gran disponibilidad de sedimentos arenosos (aportados por los ríos y la erosión de los promontorios continentales), una orografía suave y óptimas condiciones de vientos dieron lugar a lo largo de los miles de años a una potente y extensa secuencia de dunas. La situación sería muy semejante a la actual, aunque con un clima diferente, favoreciendo la formación de turba en los sistemas lagunares (Fig.4). Como consecuencia del continuo ascenso marino, hasta hace unos 6.500 años, estos depósitos se erosionaron dando lugar al acantilado del Asperillo. Este intenso dinamismo es perceptible en la ubicación actual de las torres de Almenara, construidas en el siglo XVI sobre el acantilado (Fig.6).



## 35. Marismas en la costa de Huelva: el Paraje Natural Marismas del Odiel

Nieves López González

### Localización y acceso

En la desembocadura de los ríos Tinto y Odiel se forma un estuario conocido como Ría de Huelva, en cuyo interior se encuentra el Paraje Natural Marismas del Odiel, calificado como Reserva de la Biosfera por la UNESCO en 1989. Con una superficie de más de 7.000 hectáreas las Marismas del Odiel contienen las Reservas Naturales de Marismas del Burro e Isla de Enmedio, y constituyen junto con el Parque Nacional de Doñana las reservas naturales más importantes de Andalucía. Otras áreas de marisma localizadas a lo largo de la costa de Huelva se muestran en la Figura 1.

Las Marismas del Odiel se sitúan entre las poblaciones de Huelva, Gibraleón, Aljaraque y Punta Umbría. El acceso se encuentra junto al puente de la A-49 que enlaza Huelva con Punta Umbría, con dirección hacia el Espigón Juan Carlos I. Esta carretera atraviesa toda la marisma y permite acceder al centro de visitantes Calatilla y a varios caminos que se adentran en los diferentes ecosistemas del interior de la marisma.

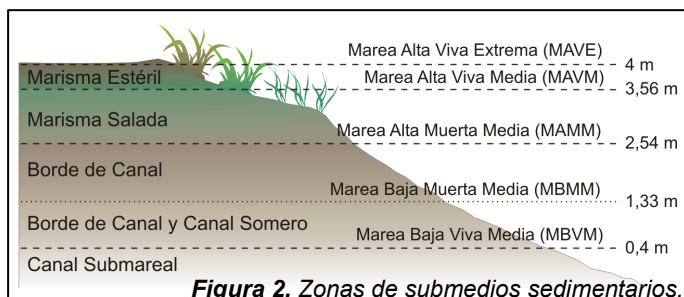


**Figura 1.** Localización de las Marismas del Odiel y otros ecosistemas costeros de la provincia de Huelva: 1) Marismas del Guadiana y Carreras, 2) Marismas del río Piedras y Flecha de Nueva Umbría, 3) Lagunas de El Portil, 4) Marismas de Punta Umbría y Los Enebrales, 5) Estero Domingo Rubio y 6) Lagunas de Palos y Las Madres.

### Definición y distribución

Las marismas son medios sedimentarios que se desarrollan como consecuencia de la interacción entre los sistemas fluviales y la marea en zonas de transición costeras. En función del rango de marea se pueden establecer una serie de “niveles críticos” que están directamente relacionados con la formación de diferentes submedios sedimentarios que, a grandes rasgos, son: el canal, el borde de canal y la marisma (Fig.2). La formación de las marismas se produce cuando los depósitos fluvio-marinos alcanzan una altura topográfica suficiente como para permanecer emergidos más del 93% del tiempo.

La costa de Huelva presenta un régimen mesomareal con un rango mareal medio de 2,10 m que permite establecer la siguiente zonación de submedios sedimentarios en función de los niveles topográficos alcanzados por la marea:



El sedimento de la marisma se forma por la decantación de limos entre los que se pueden intercalar arenas depositadas en momentos de crecida fluvial, que no pueden ser removilizadas posteriormente por la marea. Estos sedimentos presentan un alto contenido en materia orgánica debido a la degradación de los restos vegetales (Fig.3).

La intensa colonización vegetal en estas zonas tiene un doble efecto, por un lado actúa como pantalla reduciendo la velocidad de las corrientes y por otro, induce la precipitación química y la floculación del material fino transportado por las aguas. Debido a los largos periodos de exposición a los que están sometidas las marismas y a la bioturbación por raíces, se generan condiciones oxidantes en el sedimento que le confieren un color anaranjado diagnóstico de este submedio sedimentario.



**Figura 4.** Marisma salada de *Salicornia* y canales de drenaje mareal.

La marisma salada es una zona intermareal caracterizada por una vegetación halófila de los géneros *Spartina*, *Salicornia* y *Sarcocornia*. Suele aparecer una zonación topográfica definida por diferentes especies vegetales, en función de su tolerancia a los diferentes grados de exposición/sumersión y, por tanto, de salinidad. En el estuario del río Odiel, esta zonación también está influenciada por los bajos valores de pH (4,5) de sus aguas.



**Figura 3.** Aspecto de la marisma de *Spartina* sobre sedimentos de borde de canal.

El drenaje de las zonas de marisma salada se produce mediante una compleja red de canales, en general bastante estrechos y escarpados, con una profundidad inferior al metro (Fig.4). Son zonas de alta productividad biológica, en las que se pueden encontrar abundantes madrigueras de anélidos y crustáceos. Los sedimentos suelen ser arcillas limosas con altos contenidos en materia orgánica y con frecuentes fragmentos de conchas y restos vegetales residuales.

En la marisma estéril dominan las condiciones de exposición subaérea, ya que solo se encharca durante grandes crecidas fluviales y/o mareas altas vivas extremas. El depósito de material en suspensión se produce en forma de láminas, correspondiendo a los momentos de inundación esporádica. Son zonas de muy baja pendiente con escasa o nula vegetación por sus características hipersalinas, ocasionadas por su escaso drenaje y alta evaporación.

## 36. Estructuras de cierre de un sistema estuarino: Isla Saltés

Berta Carro Flores

### Localización y accesos

La Isla de Saltés se encuentra en la desembocadura de los estuarios de los ríos Tinto y Odiel (Fig.1). El itinerario se realiza siguiendo la carretera del dique Juan Carlos I, a la que se accede desde la ciudad de Huelva a través del puente de Punta Umbría en la salida indicada a la altura de la travesía de Corrales. Esta carretera atraviesa longitudinalmente las islas de Bacuta Sur y Saltés, las cuales se encuentran conectadas a través del puente sobre el Canal de la Mojarrera. **Advertencia:** se recomienda realizar este itinerario en vehículo ya que la distancia a recorrer es de unos 15 Km. Las paradas son opcionales, ya que las observaciones pueden realizarse desde el vehículo si se circula despacio.

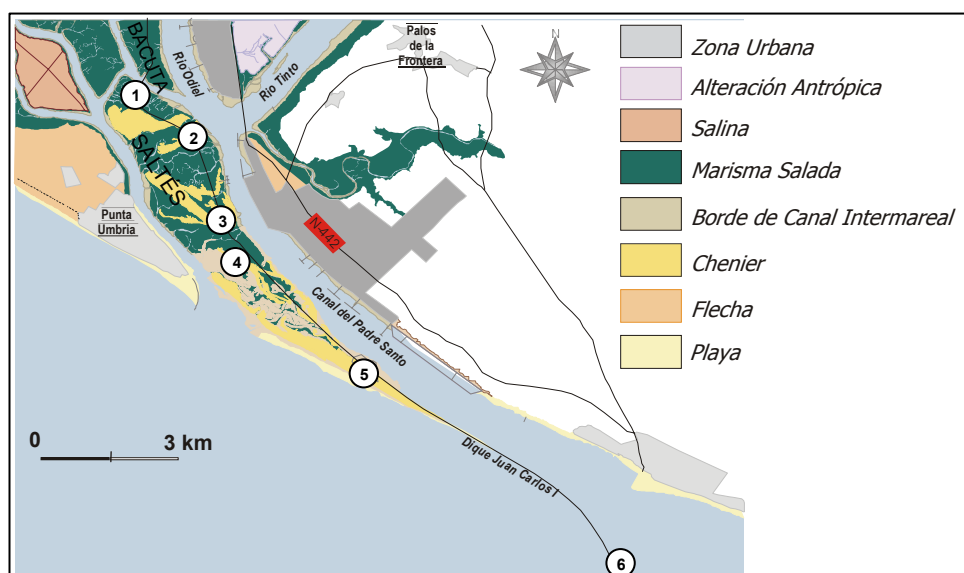


Figura 1. Mapa cartográfico de medios sedimentarios de la zona de cierre del estuario de Huelva.

### Descripción

Isla Saltés corresponde a una sucesión de cordones arenosos subparalelos a la línea de costa, entre los que se desarrollan cuerpos de marisma salada y en cuya zona frontal se forma una llanura intermareal, interpretada como una llanura de *cheniers*. En la cara expuesta del espigón de contención del Puerto de Huelva se extiende una extensa playa adosada, inducida por dicha construcción en el cierre del sistema estuarino.

**Parada 1:** el inicio del itinerario comienza bajo el puente del Canal de la Mojarrera donde se observa una amplia marisma salada desarrollada sobre los sedimentos intermareales y submareales del estuario. Estos sedimentos son de origen mixto (marino y continental), pero con dominio de los marinos. Desde el puente, mirando hacia el Sur pueden observarse los restos de la ciudad de Saltés, donde aparecen ruinas tartésicas y fenicias y las murallas de una fortaleza árabe.

**Parada 2:** a la izquierda de la carretera se desarrolla un extenso borde de canal expuesto en marea baja (Fig.2) y constituido por fangos con un alto contenido en materia orgánica y con un alto grado de bioturbación.



**Figura 2.** Borde de canal y marisma salada (P2).

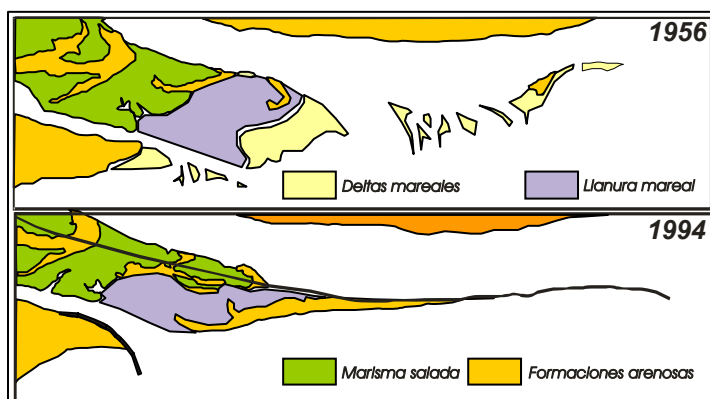
**Parada 5:** la playa está constituida por arenas cuarcíticas. Aunque su formación es producto de la actividad antrópica, presenta todas las zonas de una típica playa natural (Fig.3)

**Parada 6:** al final del espigón del dique Juan Carlos I puede observarse el mar abierto al sur y el puerto de Mazagón en dirección oeste.

### Interpretación

Desde la inundación marina del estuario ocurrida durante la transgresión flandriense, se produce en el interior del estuario el depósito de arenas fangosas y fangos. Estos sedimentos son representativos de ambientes protegidos de la acción del oleaje en una etapa que se correspondería con un estuario abierto. En las zonas externas de este sistema el oleaje construyó formas arenosas generando condiciones hidrodinámicas que evolucionaron hacia un medio litoral de características similares a las actuales. Estas formaciones arenosas dieron lugar a los sistemas de cierre del estuario. Entre estas formaciones arenosas se localizaba un sistema de deltas mareales muy parecido en el que hoy se observa frente a la Flecha de Nueva Umbría.

La formación de sucesivos sistemas de *cheniers*, llanuras mareales y marismas saladas han dado lugar, al menos durante los últimos 200 años, a la aparición de la llanura de *cheniers* de



**Figura 3.** Vista aérea de la zona de desembocadura del Canal de Punta Umbría y del Canal del Padre Santo. Llanura mareal (P4) y disposición de la playa adosada al dique (P5).

Isla Saltés en la desembocadura de los estuarios de los ríos Tinto y Odiel. Esta llanura es única en el SO de la Península Ibérica.

A partir de la construcción del dique de contención de arenas del Puerto de Huelva se cortó la circulación mareal de los deltas de marea originando su desmantelamiento y la aparición de una playa adosada.



## 37. El estuario del río Piedras y la flecha de Nueva Umbría

Irene Delgado Rodríguez

### Localización

El Estuario del río Piedras se ubica al sur de la provincia, entre las cuencas del río Odiel y Guadiana (Fig.1), delimitando los términos de Cartaya y Lepe. Desemboca directamente en el océano Atlántico, en un pequeño y estrecho sistema mesomareal, con un canal principal reducido y el cual está caracterizado por el desarrollo de una amplia flecha litoral en cuyo frente se dispone un sistema de deltas de reflujo mareal. La extensa flecha arenosa característica del sistema estuarino, conocida como Flecha de Nueva Umbría o del Rompido, es una estructura excepcional, formada por el aporte de materiales del río Piedras, por el flujo de las mareas y por el oleaje. Ésta limita la influencia mareal en su lado interno y refleja con su morfología el dominio de la acción del oleaje, debido a su crecimiento paralelo al litoral.



Figura 1. Localización y entorno geológico esquemático del sector de estudio.

### Descripción

El sistema estuarino ha evolucionado desde la unión de diferentes islas barreras hasta configurar una larga flecha litoral que se extiende más de 10 km en sentido oeste-este (Fig.2) gracias a un rápido proceso de acreción apical de barras de oleaje, facilitado por la migración del sistema de deltas mareales situado en su zona frontal.

**Parada 1 (P1): Mirador de El Rompido.** se puede observar una panorámica de la flecha litoral (Fig.2) y de las crestas y surcos que la conforman. La flecha va creciendo en longitud por adosamiento de barras de oleaje sobre la más occidental de estas plataformas intermareales (Fig.3).

**Parada 2 (P2): deltas de reflujo de la zona frontal de la flecha.** Este sistema de deltas mareales, único en España, presenta dos canales que migran hacia el este erosionando las plataformas intermareales que se sitúan entre ellos (Fig.3).

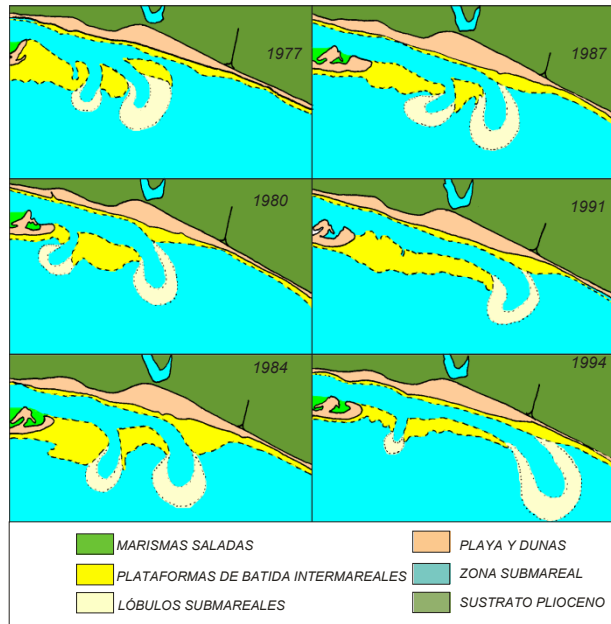


Figura 2. Panorámica de la Flecha litoral de Nueva Umbría en la desembocadura del estuario (P1).

La migración de los canales de reflujo de los deltas mareales responde a un desplazamiento cíclico donde el canal situado al oeste migra más rápido disminuyendo la extensión de la plataforma de batida situada entre los dos canales. Finalmente este canal acaba capturando al que se sitúa al este, generando una situación como la que se observa en 1991 donde existe un solo canal. Esta situación es inestable y el reflujo de alguna marea extrema acaba abriendo un nuevo canal en la punta de la flecha, como muestra la situación de 1994.

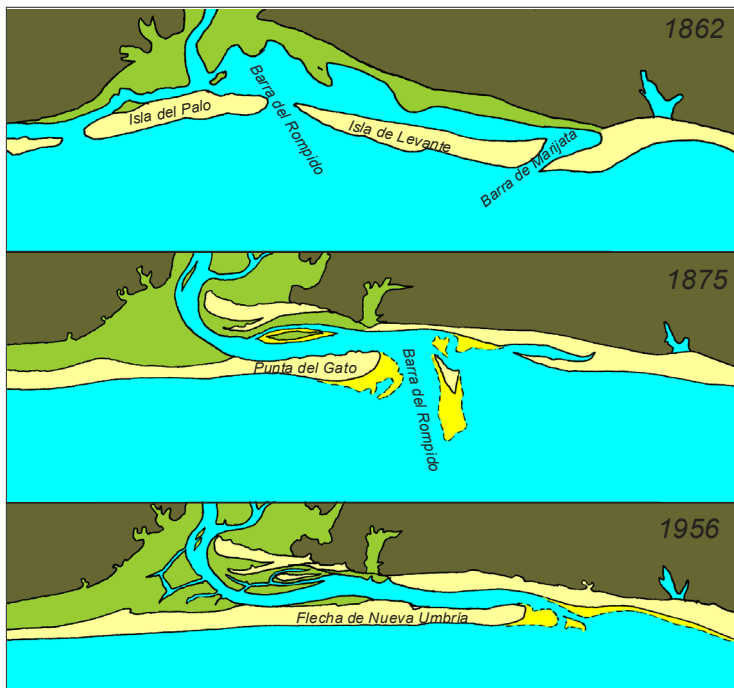


**Figura 4.** Megaripples desarrollados en las plataformas de batida del oleaje.



**Figura 3.** Evolución cíclica del sistema de deltas mareales (P2).

Las plataformas de batida del oleaje de los deltas de reflujo desarrollan una gran profusión de formas de fondo que varían de tamaño y orientación de acuerdo con la velocidad de las corrientes mareales que circulan sobre ellas (Fig.4).



**Figura 5.** Evolución histórica de la Flecha litoral de Nueva Umbría.

**Interpretación**

De acuerdo con la interpretación de cartas náuticas antiguas se sabe que la flecha que actualmente cierra el estuario se formó por la unión de antiguas islas barrera, tales como la Isla del Palo y la Isla de Levante (Fig.5). A finales del siglo XIX la Isla de Levante sufre una importante erosión debido a las nuevas condiciones dinámicas, quedando reducida en su extensión. Durante el siglo XX la flecha ha crecido hacia levante debido a la acción combinada de las olas y las mareas, mediante un sistema de crestas y surcos.

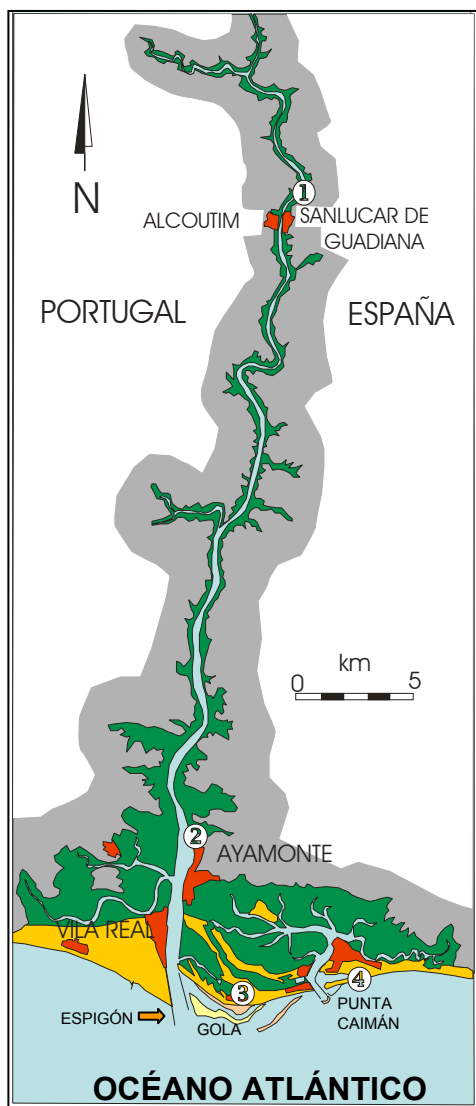
## 38. La desembocadura del río Guadiana

Juan A. Morales

### Localización

La desembocadura del río Guadiana se ubica en el límite suroeste de la provincia de Huelva y hace frontera con el Algarve portugués (Fig.1). Consiste en un largo y estrecho estuario confinado por las rocas de las formaciones paleozoicas de la Zona Surportuguesa acompañado de un amplio delta en su sector marino, donde el confinamiento rocoso se abre a la acción del oleaje.

La morfología de la zona más externa de la desembocadura consiste en el margen portugués en una amplia flecha litoral acompañada de marismas en su zona trasera. En la orilla española de varias líneas de islas barrera separadas por sedimentos mareales, donde se desarrollan las marismas de Ayamonte-Isla Cristina. En el área frontal del canal estuarino se desarrolla un extenso delta sumergido, constituido por las amplias plataformas de batida sumergidas que se conocen localmente como "la Gola".



### Descripción

El canal estuarino está dominado por el enfrentamiento dinámico entre la corriente fluvial y las mareas, produciendo un proceso de mezcla de aguas responsable de la sedimentación de material fino además de una descarga del material arenoso transportado en carga de fondo.

**Parada 1 (P1): Sanlúcar de Guadiana (Fig.2).** Se observa el sector canal estuarino en el que tiene lugar la mezcla de aguas.

**Parada 2 (P2): Parador Nacional de Ayamonte (Fig.3).** En el tramo bajo del estuario el canal adquiere una configuración meandriforme, con sedimentación activa en las barras mareales laterales y tránsito sedimentario de arenas en la zona más profunda del canal.

En el sector marino del sistema, la posición del delta sumergido (la Gola) está controlada por el equilibrio de fuerzas entre la marea que desplaza los bajos hacia el mar y el oleaje que los hace migrar hacia tierra.

**Parada 3 (P3): Isla Canela (Fig.4).** Desde la construcción de los espigones la Gola ha sufrido un proceso de migración hacia la playa de Isla Canela.

Figura 1. Localización y fisiografía de la desembocadura del río Guadiana. Leyenda en Fig.6.



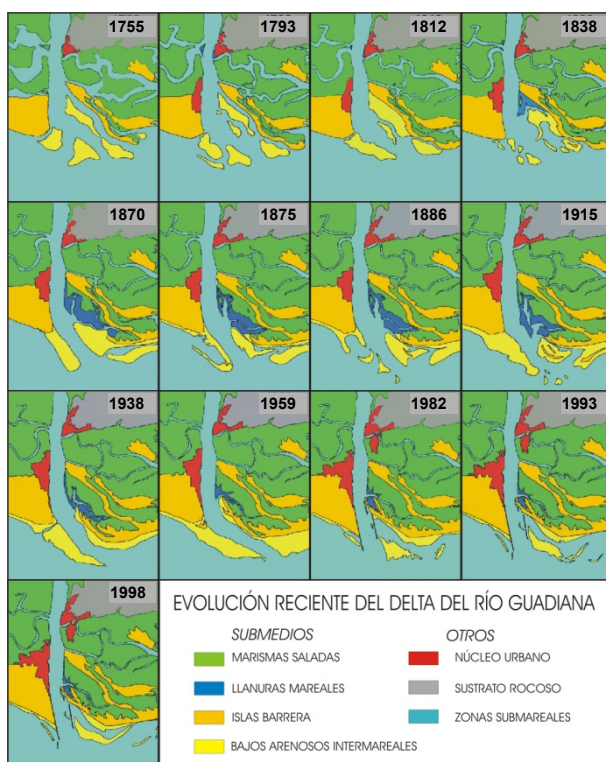
**Figura 2.** Sanlúcar de Gadiana (P1).



**Figura 3.** Tramo bajo del estuario del Gadiana.

Además del canal estuarino, las marismas de la orilla española están drenadas por el canal mareal del Carreras. En su desembocadura, también regulada por espigones el oleaje ha construido una flecha litoral utilizando la arena de los antiguos deltas mareales.

**Parada 4 (P4): Punta del Caimán.** Se observan los deltas de flujo mareal originados por la entrada de la marea entre el espigón y la flecha litoral (Fig.5).



**Figura 6.** Evolución histórica de la desembocadura del río Gadiana.



**Figura 4.** Panorámica de la Gola en 1996.



**Figura 5.** Nueva flecha litoral de Punta Caimán.

### Interpretación

La interpretación de cartas náuticas antiguas (Fig.6) permite observar el avance hacia el mar de la línea de costa a partir del adosamiento por oleaje de los bajos arenosos del delta cada vez que un evento de alta energía rompe la conexión con el margen portugués. La posición actual de los bajos arenosos (la Gola) está controlada por el oleaje al haberse encauzado las mareas artificialmente mediante dos espigones.



## BIBLIOGRAFÍA FUNDAMENTAL



- Baceta, J.I. y Pendón, J.G. (1999): Estratigrafía y arquitectura de facies de la Formación Niebla, Neógeno superior, sector occidental de la Cuenca del Guadalquivir. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 12 (3-4), p: 419-438.
- Bard, J.P. (1969): *Le métamorphisme regional progressif des Sierras d'Arcena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment Hercynien sud-Ibérique*. Tesis Doctoral, Universidad de Montpellier, 398 p.
- Borrego, J., Morales, J.A. y Pendón, J.G. (1995): Holocene estuarine surface facies along the mesotidal coast of Huelva, S.W. Spain. En: *Tidal signatures in modern and ancient sediments* (W.F. Flemming y A. Bartholoma, Eds.). I.A.S. Spec. Public. 24, p: 151-170.
- Civis, J., Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Flores, J.A., Andres, I., Porta, J. y Valle, M.F. (1987): El Neógeno marino de la Provincia de Huelva: antecedentes y definición de sus unidades litoestratigráficas. En: *Paleontología del Neógeno de Huelva* (W Cuenca del Guadalquivir) (J. Civis, Ed.). Ediciones de la Universidad de Salamanca, p: 9-21.
- Dallmeyer, R.D. y Martínez García, E. (Eds.) (1992): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, 416 p.
- Comba, J.A. (Coord.) (1983): *Geología de España*. Libro Jubilar J.M. Ríos, Tomo I. IGME, Madrid, 656 p.
- Dirección General de Industria, Energía y Minas. Consejería de Economía e Industria. Junta de Andalucía (1986): *Libro blanco de la minería andaluza*, 2 tomos.
- Dirección General de Industria, Energía y Minas. Consejería de Trabajo e Industria. Junta de Andalucía (1998): *Mapa Geológico y Minero de Andalucía, a escala 1:400.000*.
- Esteban, M., Braga, J.C., Martín, J.M. y Santisteban, C. (1996): Western Mediterranean reef complexes. En: *Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean Regions* (E.K. Franseen et al., Eds.). Concepts in Sedimentology and Paleontology 5, SEPM, p: 55-75.
- Fernandez Caliani J.C. y Requena Abujeta A.A. (1992): *Minerales y rocas industriales de Huelva*. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Sevilla y Cámara de Comercio de Huelva, 185 p.
- Gibbons, W. y Moreno, T. (Eds.) (2002): *The Geology of Spain*. Geological Society, Londres, 649 p.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1974): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, Escala 1:1.000.000*. Memoria explicativa, IGME, Madrid, 113 p.
- Leistel, J. M., Marcoux, E., Thieblemont, D., Quesada, C., Sánchez, A., Almodóvar, G. R., Pascual, E. y Sáez, R. (1998): The volcanic-hosted massive sulphide deposits of the Iberian pyrite belt; review and preface to the thematic issue. *Mineralium Deposita* 33 (1-2), p: 2-30.
- Lotze, F. (1945): Einige Probleme der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6: 1-12. Trad. español Ríos, J.M. (1950): Algunos problemas de la Meseta Ibérica. *Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España*, p: 41-58.
- Mayoral, E. (1989): Dinámica sedimentaria y concentraciones fósiles: implicaciones en la realimentación tafonómica. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 2, p: 31-40.
- Mayoral, E. y Pendón, J.G. (1986-1987): Icnofacies y sedimentación en zona costera. Plioceno superior (?), litoral de Huelva. *Acta Geológica Hispánica* 21-22, p: 507-513.
- Morales, J.A. (2000). Evolution and facies architecture of the mesotidal Guadiana river delta (S.W. Spain-Portugal). *Marine Geology* 138, p: 127-148.
- Pendón, J.G. (Ed.) (1997): *Geología costera. Aspectos metodológicos y ejemplos locales*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Huelva, 240 p.
- Pinedo Vara I. (1963): *Piritas de Huelva*. Ed. Summa, Madrid, 1003 p.



- Routhier, P., Aye, F., Boyer, C., Lécolle, M., Moliere, E.P., Picot, P. y Roger, G. (1980): *La Ceinture Sud-Ibérique à amas sulfurés dans sa partie espagnole mediane*. Mémoire du BRGM 94, 265 p.
- Ruiz, F., González-Regalado, M.L. y Sanz, J.L. (1997): *Guía de fósiles del sur de la provincia de Huelva*. Ed. Diputación Provincial de Huelva, 206 p.
- Sáez, R., Almodóvar, G.R. y Pascual, E. (1996): Geological constraints on massive sulphide genesis in the Iberian Pyrite Belt. *Ore Geology Reviews* 11, p: 429-451.
- Schermerhorn, L. J. G. (1971): An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Boletín Geológico y Minero* 82 (3-4), p: 23-52.
- Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Flores, J.A., Dabrio, C.J. y Civis, J. (1990): The Neogene of the Guadalquivir Basin (SW Spain). *Paleontología i Evolució*, Mem. Spec. 2, p: 209-250.
- Sierro, F.J., González-Delgado, J.A., Dabrio, C.J., Flores, J.A. y Civis, J. (1996): Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). En: *Tertiary Basins of Spain* (P.F. Friends y C. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press: 339-345 p.
- Simancas, J.F. (1983): *Geología de la extremidad oriental de la Zona Sudportuguesa*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 439 p.
- Simancas, J.F., Carbonell, R., González Lodeiro, F., Pérez Estaún, A., Julin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Ruiz de Almodóvar, G., Pascual, E., Sáez, R. y Expósito, I. (2003): The crustal structure of the transpressional Variscan Orogen of SW Iberia: The IBERSEIS deep seismic reflection profile. *Tectonics* 22(6), 1062. doi:10.1029/2002TC001479.
- Vera, J.A. (Ed.) (2004): *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 p.

### Contribución de Tesis Doctorales 25 Años de Geología en Huelva

- Abad de los Santos, M. (2007): *La transgresión tortoniense en el margen pasivo de la Cuenca del Guadalquivir: respuesta estratigráfica e implicaciones paleontológicas*. Universidad de Huelva, 510 p.
- Borrego Flores, J. (1992): *Sedimentología del estuario del río Odiel (S.O. España)*. Universidad de Huelva, 311 p.
- Cáceres Puro, L.M. (1995): *Geomorfología del sector occidental de la Depresión del Guadalquivir*. Universidad de Huelva, 292 p. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Huelva (1999).
- Capitán, M.A. (2006): *Mineralogía y geoquímica de la alteración superficial de depósitos de sulfuros masivos en la Faja Pirítica Ibérica*. Universidad de Huelva, 260 p.
- Crespo-Blanc, A. (1991): *Evolución geotectónica del contacto entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Surportuguesa en las Sierras de Aracena y Aroche (Macizo Ibérico Meridional): Un contacto mayor en la Cadena Hercínica Europea*. Universidad de Sevilla, 327 p.
- De la Rosa, J.D. (1992): *Petrología de las rocas básicas y granitoides del batolito de la Sierra Norte de Sevilla, Zona Surportuguesa, Macizo Ibérico*. Universidad de Sevilla, 312 p.
- Díaz Azpiroz, M. (2006): *Evolución tectono-metamórfica del dominio de alto grado de la Banda Metamórfica de Aracena*. Universidad de Huelva. Serie Nova Terra, nº 30, La Coruña, 857 p.
- Duclos Bautista, B. (2004): *Estudio de la orientación cristalográfica preferente de las plagioclasas en las metabasitas de Acebuches (Macizo Ibérico meridional)*. Universidad de Huelva, 321 p.

- El-Biad, H. (2000): *Generación de granitoides en ambientes geológicamente contrastados del Macizo Ibérico*. Universidad de Huelva, 310 p.
- El-Hmidi, M. (2000): *Petrología y geoquímica de los sistemas andesíticos ricos en Mg: estudio petrológico y experimental de las noritas de la Banda Metamórfica de Aracena, SO de España*. Universidad de Huelva, 239 p.
- Flores Hurtado, E. J. (1994). *Tectónica reciente en el margen ibérico suroccidental*. Universidad de Huelva, 458 p.
- García García, E.X.M. (2008): *Condriactos y Osteictios del Neógeno de Huelva (Formación "Arenas de Huelva")*. Universidad de Salamanca, 313 p.
- García Navarro, E. (2000): *Análisis de poblaciones de fallas en el extremo suroccidental de la Península Ibérica*. Universidad de Huelva, 225 p.
- González-Regalado, M<sup>a</sup>. L. (1986): *Las asociaciones de foraminíferos bentónicos en las arenas fosilíferas del Plioceno de Huelva*. Universidad de Sevilla, 313 p.
- González, F. (2005): *Las pizarras negras del límite Devónico/Carbonífero de la Faja Pirítica Ibérica (S.O. de España). Estudio bioestratigráfico e implicaciones sobre la paleogeografía de la cuenca y el origen de las mineralizaciones de sulfuros*. Universidad de Huelva, 196 p.
- Mayoral, E. (1986): *Tafonomía y Paleoecología del Plioceno de Huelva-Bonares*. Universidad de Sevilla, 599 p.
- Morales, J.A. (1993): *Sedimentología del Estuario del Río Guadiana (S.W. España- Portugal)*. Universidad de Sevilla. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Huelva (1995), 274 p.
- Moreno, C. (1987): *Las facies Culm del Anticlinorio de Puebla de Guzmán, Huelva, España*. Universidad de Granada, 375 p.
- Monterde, J. (2004): *Ambientes sedimentarios y morfología de la pirita diagenética temprana en los sedimentos recientes de la Ría de Huelva (SO España)*. Universidad de Huelva, 296 p.
- Muñiz Guinea, F. (1998): *Paleoicnología del Neógeno Superior en el Sector Suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir, Área de Lepe-Ayamonte (Huelva)*. Universidad de Huelva, 272 p.
- Oliás, M. (1995): *Evaluación de la recarga y comportamiento de la zona no saturada en el acuífero Almonte-Marismas (Huelva)*. Universidad de Granada, 242 p.
- Pérez López, R. (2007): *Estudio experimental de la atenuación de la oxidación de un lodo pirítico mediante la adición de cenizas volantes*. Universidad de Huelva, 256 p.
- Rodríguez Ramírez, A. (1996): *Geomorfología continental y submarina del Golfo de Cádiz (Guadiana-Guadalquivir) durante el Cuaternario reciente*. Universidad de Huelva 370 p. Organismo Autónomo de Parques Nacionales (1998).
- Ruiz Muñoz, F. (1995): *Los ostrácodos del litoral de la provincia de Huelva*. Universidad de Huelva. Servicio de Publicaciones Universidad de Huelva, Edición Electrónica nº 1. 275 p.
- Sánchez de la Campa A. (2004): *Geoquímica del material particulado atmosférico de Huelva Suroeste de España*. Universidad de Huelva, 283 p.
- Sánchez Jiménez, N. (2003): *Estructura gravimétrica y magnética de la corteza del Suroeste peninsular (Zona Surportuguesa y Zona de Ossa-Morena)*. Universidad Complutense de Madrid, 243 p.
- Santos, A. (2005): *Tafonomía e paleoicnología do Neogénico superior do sector Cacela-Huelva (SE da Ibéria)*. Universidade do Algarve, Faro, 282 p.
- Sarmiento, A.M. (2007): *Estudio de la contaminación por drenajes ácidos de mina de las aguas superficiales en la cuenca del río Odiel (SO España)*. Universidad de Huelva, 395 p.



# ÍNDICE TEMÁTICO Y GLOSARIO



**Anticlinal:** pliegue que muestra rocas progresivamente más antiguas hacia su núcleo. Un **anticlinorio** es un anticlinal, generalmente de grandes dimensiones, en cuyo interior se identifican pliegues de menor longitud de onda (*p: 11, 18, 119, 122, 124, 125*).

**Antiforme (también antiforma):** pliegue con geometría convexa visto desde arriba. También puede describirse como un pliegue que se cierra hacia arriba o cuyos flancos se inclinan en sentido contrario a la posición de su charnela. Los conceptos de flanco y charnela se explican en la definición de pliegue (*p: 72, 102*).

**Astenosfera:** capa del manto terrestre situada bajo la litosfera y sobre la mesosfera (parte más profunda del manto). Se caracteriza por mostrar una viscosidad inferior en varios órdenes de magnitud a la de la litosfera (*p: 85*).

**Aureola de contacto:** zona de la roca que rodea a una intrusión ígnea y que ha sufrido un metamorfismo por el aumento de la temperatura. Puede llegar a alcanzar varios kilómetros de anchura y en ella se forman las rocas metamórficas denominadas corneanas (*p: 79, 111*).

**Autobrecha volcánica:** depósito formado por fragmentación (no explosiva) de una lava o magma originado por su flujo (*p: 105*).

**Barra submareal:** forma de fondo arenosa de escala métrica originada por las corrientes de marea por debajo de las bajamares medias, presenta estructura interna en forma de estratificación cruzada de doble vergencia en forma de "raspa de pescado" (*p: 30, 151, 164*).

**Batial (medio):** medio sedimentario situado por debajo de 6000 metros, normalmente en fosas oceánicas asociadas a límites de placa convergentes (*p: 139*).

**Bentónico:** organismo que vive en relación directa con el fondo, ya sea fijo a él, o bien desplazándose por la superficie o por el interior del sedimento (*p: 135, 139, 140*).

**Bioerosión:** destrucción por métodos físicos, químicos o ambos, de sustratos consolidados, tanto inertes (rocas, piedras) como de seres vivos (conchas, huesos) (*p: 132*).

**Bioturbación:** proceso de mezcla del sedimento no consolidado por acción de los seres vivos que habitan dentro o sobre él, viéndose modificada su consistencia y su estructura primarias (*p: 140, 141, 143, 159, 160*).

**Bivalvos:** organismos pertenecientes al filo de los Moluscos que se caracterizan por tener una concha calcárea formada por dos valvas articuladas a través de una charnela (*p: 60, 61, 130, 131, 133, 140, 142, 143*).

**Cabalgamiento:** véase falla (*p: 18, 19, 111, 117, 118, 119, 124, 125*).

**Calcarenitas bioclásticas:** roca sedimentaria detrítica, normalmente formada por granos calizos de tamaño arena y fragmentos de fósiles. Los granos y el cemento que los aglutina tienen un porcentaje en carbonato cálcico inferior al 50 % (*p: 134*).

**Chert:** roca silíceas no detrítica formada mayoritariamente por cuarzo micro o criptocristalino. Son rocas duras, de brillo vítreo y fractura concoidea. En la Faja Pirítica Ibérica es muy frecuente una variedad de chert de tonos rojizos denominada jaspe (*p: 16*).

**Deflación:** erosión producida por la acción del viento sobre la superficie del terreno al llevarse este consigo las partículas más finas del suelo. Es especialmente intenso en zonas de escasa humedad, poca vegetación y suelos poco cohesionados (*p: 152, 156*).

**Delta:** medio sedimentario localizado en una desembocadura fluvial en el que se ha acumulado al cantidad de sedimento que la costa ha avanzado hacia el mar hasta constituir un saliente costero (*p: 24, 32, 135, 161, 162, 163, 164, 165*).

**Delta mareal:** se trata de medios arenosos generados por las corrientes mareales de flujo y reflujos entre dos islas barrera o entre una barrera y el continente (*p: 161, 162, 163, 165*).

**Depósito residual (lag):** material grosero generalmente acumulado en el fondo de un canal y constituido por los clastos que la corriente no fue capaz de transportar (*p: 136*).

**Deriva litoral:** componente de transporte arenoso que tiene lugar a lo largo de la costa debido a la incidencia oblicua de los trenes de olas sobre la línea de playa (*p: 28, 32, 33, 151*).

**Dextrorso:** término que describe el componente de movimiento en dirección de las fallas. Cuando nos situamos sobre uno de los bloques de la falla, el movimiento se dice dextrorso (también **dextral** o **dextro**) si observamos que el bloque opuesto se mueve hacia nuestra derecha. Se puede utilizar como sinónimo la expresión movimiento lateral derecho (*p: 25*).

**Diaclasa (también junta):** superficie de fractura caracterizada porque el movimiento relativo de los dos bloques de roca separados por ella no muestra un desplazamiento apreciable paralelo a dicha superficie (*p: 90, 100*).

**Dique:** estructura originada por la intrusión de un magma que posee una morfología tabular y atraviesa a las rocas encajantes (*p: 78, 79, 101, 118*).

**Discordancia erosiva:** superficie que representa una ruptura en el registro estratigráfico debida a la erosión y ausencia de depósito (*p. 23, 27*).

**Discordancia angular:** discontinuidad estratigráfica donde los estratos más antiguos poseen una inclinación diferente a la mostrada por los más recientes (*p:134, 135*).

**Disyunción columnar:** conjunto de fracturas regulares desarrolladas en una roca ígnea por la contracción que se produce durante su enfriamiento. Estas juntas son perpendiculares a las superficies de enfriamiento (*p: 105, 113*).

**Dolinas:** cavidad de dimensiones muy variables (entre unos pocos y centenares de metros) formadas sobre la superficie del terreno, originada por corrosión química. Se trata de una formación típicamente kárstica por disolución de la roca (*p: 90, 149*).

**Dunas:** acumulaciones arenosas originadas por la acción del viento. Las dunas **longitudinales** son aquellas en las que la cresta de la duna es paralela a la dirección predominante del viento. Las dunas **transversales** cuando la cresta es perpendicular a la dirección de este. Las dunas **parabólicas** son aquellas en que las crestas aparecen convexas al sentido del viento predominante, con los extremos de la duna en forma de alas dirigidos en la dirección contraria a este. Cuando estas aparecen superpuestas unas a otras se denominan **imbricadas** (*p: 24, 43, 49, 130, 151, 152, 156, 157, 163*).

**Epicontinental:** medio sedimentario localizado en la zona interior de un continente (*p: 129*).

**Epifauna:** organismos bentónicos, que viven sobre el sustrato, ya sean fijos a él (adheridos, cementados, reclinados) o desplazándose sobre el mismo (*p: 69*).

**Estratificación cruzada:** estructura interna de un cuerpo sedimentario de escala métrica, formada por agrupaciones de láminas que presentan un ángulo con los planos superior e inferior del mismo. Se generan por la migración de una forma de fondo (*p: 128, 134, 135, 143*).

**Estuario:** medio sedimentario localizado en una desembocadura fluvial consistente en un entrante costero en el que aun no se ha depositado una cantidad de sedimento suficiente para rellenarlo (*p: 5,29, 30, 31, 32, 34, 59, 60, 61, 68, 69, 155, 158, 159, 161, 162, 163, 164, 165*).

**Eustatismo:** teoría que explica el régimen de fluctuaciones del nivel del mar producidos por fenómenos climáticos o tectónicos globales (*p: 24, 27, 139*).

**Facies:** conjunto de propiedades físicas, químicas y biológicas que constituyen un material. Puede emplearse además con connotaciones interpretativas cuando se refiere a las condiciones de formación de un material (*p: 17, 24, 99, 108, 124, 125, 131, 134, 135, 137, 138*).

**Falla:** superficie de fractura caracterizada porque el movimiento relativo de los dos bloques de roca separados por ella muestra un desplazamiento apreciable paralelo a dicha superficie. Si el plano de falla no es vertical, el bloque de roca situado sobre la falla se llama bloque de techo, y el situado bajo ella, bloque de muro. Una **falla normal** es aquella en la que el bloque de techo desciende en relación con el bloque de muro. Es **inversa** cuando el bloque de techo asciende con respecto al bloque de muro. Un **cabalgamiento** es una falla inversa cuya inclinación es menor de 45°. Cuando ambos bloques se desplazan lateralmente uno con respecto al otro, sin ascensos o descensos relativos, hablamos de **falla transcurrente o de desgarre** (*p: 10, 12, 19, 56, 57, 60, 89, 106, 108, 111, 112, 118, 119, 124, 126, 127, 128, 129*).

**Flysch:** facies sedimentaria consistente en una alternancia entre pizarras y areniscas depositadas en un medio marino de alta pendiente durante la Orogenia Alpina (*p:* 19, 123).

**Foliación:** sistema o conjunto de planos paralelos, finamente espaciados, presente en las rocas. Cuando es debida a la deformación originada por fuerzas de origen interno se denomina **foliación tectónica** (*p:* 18, 81, 82, 83, 84, 85, 86, 87, 95, 115, 124, 125).

**Foraminíferos:** organismos unicelulares, pertenecientes al Reino de los Protoctistas, que presentan un núcleo y protoplasma diferenciado, con un aparato pseudopodial y una concha mineralizada (*p:* 25, 134, 138, 139, 140).

**Gasterópodos:** organismos pertenecientes al filo de los Moluscos, generalmente asimétricos, casi todos con una concha externa enrollada en espiral (*p:* 130, 131, 133, 140, 143).

**Glauconita:** mineral (silicato del grupo de las micas), de color verdoso que aparece comúnmente en forma de agregados redondeados formados por partículas escamosas de grano muy fino. Frecuente en algunas rocas sedimentarias (*p:* 21, 23, 27, 41, 138, 139, 140).

**Gondwana:** antiguo gran continente que abarcaba los actuales bloques continentales de África, Madagascar, Suramérica, Australia, India, la Antártida y buena parte de la Europa meridional y occidental. Se formó hace unos 550 Ma por colisión de continentes de menor tamaño. A finales del Paleozoico formó parte del supercontinente Pangea, y desapareció hace unos 200 Ma debido al último episodio de rotura y disgregación continental (*p:* 82, 83).

**Gossan:** afloramiento de rocas que contenían originalmente sulfuros y que al quedar expuestas en superficie han sufrido un proceso de alteración física y química muy significativo, denominado alteración supergénica. Estos procesos producen la alteración de los sulfuros, disolución y precipitación de otros minerales y una lixiviación importante en las rocas, dando lugar a rocas con colores rojizos debido a la transformación de los sulfuros originales en óxidos (*p:* 41, 43, 44, 102, 103, 108, 110).

**Graben:** bloque de roca hundido, limitado por fallas normales. En un **semigraben** sólo uno de los lados del *graben* está limitado por una falla normal, mientras que el otro se arquea (*p:* 18).

**Iconofósil:** estructura que registra en mayor o menor grado, el comportamiento de un productor o productores, individualmente identificables, y que reflejan en mayor o menor grado, su morfología. Es sinónimo de Pista fósil (*p:* 21, 22, 24).

**Infauna:** organismos bentónicos, que viven en el interior del sustrato, ya sean fijos a él o desplazándose a través de su interior (*p:* 69).

**Inselberg:** cerro rocoso aislado que queda de forma residual como resultado de una mayor resistencia a la erosión y meteorización y que se eleva de una manera abrupta en un área de bajo relieve (*p:* 100).

**Isla barrera:** formación geológica de naturaleza arenosa en forma de isla originada por la acción del oleaje sobre un frente costero de baja pendiente. Una vez originada la formación arenosa, sobre su frente se desarrollan playas y dunas arenosas, mientras que en su parte trasera queda aislada una laguna costera o llanuras mareales (*p:* 28, 29, 30, 162, 163, 164).

**Kinzigita:** roca de grano grueso originada por el metamorfismo de rocas de composición pelítica (arcillosa) a altas temperaturas (facies de las granulitas). Compuesta por granate y feldespatos potásico, con contenidos variables de cordierita, sillimanita, cuarzo y micas (*p:* 83).

**Laminación paralela:** estructura sedimentaria de ordenamiento interno que consiste en láminas paralelas horizontales o inclinadas que se originan por la acción de un flujo de alta velocidad sobre un fondo arrasado y gran aporte de arenas (laminación paralela de alto régimen), o bien por un flujo débil unido a decantación de partículas finas (laminación paralela de régimen bajo) (*p:* 23).

**Lavas almohadilladas (pillow-lavas):** lavas que al enfriarse en un medio submarino muestran una morfología similar al apilamiento de almohadas (*p:* 16, 76, 77, 126, 127).



**Listofera:** capa exterior de la Geosfera constituida por la corteza (continental y oceánica) y por la parte más superficial del manto. Su espesor medio es de unos 100 km. Se encuentra compartimentada en grandes bloques o placas litosféricas, cuyo desplazamiento sobre la astenosfera da lugar a la Tectónica de Placas (*p: 94, 129*).

**Limonitización:** proceso de mineralización de un elemento conservado en el que se sustituye su composición mineralógica original por limonita (oxihidróxido de hierro) (*p: 142*).

**Mesomareal:** afectado por la marea con un rango comprendido entre los 2 y los 4 metros (*p: 28, 159, 162*).

**Metabasita:** roca procedente del metamorfismo de una roca ígnea de composición básica (*p: 13, 84, 85, 86*).

**Metamorfismo:** proceso geológico que implica cambios en la composición mineralógica y textural de una roca en estado sólido. Este proceso se debe a un cambio de las condiciones físicas (fundamentalmente presión y temperatura) existentes cuando la roca se formó originalmente (*p: 10, 12, 17, 20, 23, 77, 81, 82, 83, 86, 90, 95, 97*).

**Metamorfismo regional:** tipo de metamorfismo asociado a procesos tectónicos a gran escala que afecta a grandes áreas y volúmenes de rocas (*p: 19, 81, 90*).

**Metasomatismo:** proceso geológico que implica cambios en la composición química de una roca debidos a la introducción de fluidos procedentes del exterior (*p: 19, 41, 79*).

**Milonita:** roca de grano fino cuya estructura se debe principalmente a una intensa deformación plástica de los minerales que la componen (*p: 87*).

**Montera de oxidación:** véase *gossan*.

**Nivel de Base:** concepto aplicado normalmente a la escorrentía superficial (arroyos, ríos, etc.). Es el nivel, topográficamente más bajo, al que las aguas se dirigen. Puede haber un nivel de base local, que sería un lago, y un nivel de base general, que es el mar (*p: 99*).

**Nivel Guía:** estrato o conjunto de estratos que poseen características litológicas y/o paleontológicas claramente distintivas, que sirven como herramienta de correlación en la interpretación de los datos geológicos (*p: 17, 113*).

**Olistostroma:** acumulación, más o menos caótica de materiales de muy diverso tamaño, de origen sedimentario o erosivo de frentes de manto de corrimiento. En este caso, los restos se aportan a la cuenca sedimentaria deslizándose bruscamente sobre ella (*p: 20*).

**Orogénesis (también orogenia):** conjunto de procesos geológicos que tienen lugar en la zona de contacto entre dos placas tectónicas que convergen y que conducen a una intensa transformación de las rocas afectadas y a la génesis de importantes relieves. El resultado de la orogénesis es la formación de un **cinturón orogénico u orógeno**. Los procesos orogénicos se desarrollan a lo largo de dilatados periodos de tiempo dando lugar a los **ciclos orogénicos** (*p: 6, 8, 10, 11, 12, 13, 18, 57, 79, 81, 82, 83, 94, 111, 118, 119, 128*).

**Paleoicnología:** disciplina paleontológica que se ocupa del estudio de las pistas fósiles (*p: 139*).

**Paraconformidad sedimentaria:** tipo de discontinuidad estratigráfica donde los estratos situados a ambos lados son esencialmente paralelos (*p: 23*).

**Plataforma de abrasión:** plataforma desarrollada por la erosión del oleaje al frente de una costa rocosa (*p: 33*).

**Pliegue:** deformación heterogénea de las rocas que se manifiesta mediante la curvatura de elementos planares o lineares previos. La zona de mayor curvatura de la superficie plegada se denomina **charnela**. El área comprendida entre charnelas adyacentes constituye el **flanco**. Los pliegues pueden clasificarse por, entre otros muchos factores, el valor del ángulo entre sus flancos. Un pliegue **isoclinal** muestra flancos paralelos, es decir, su ángulo entre flancos es de 0° (*p: 10, 11, 18, 19, 82, 83, 86, 87, 95, 111, 124, 125, 128*).

**Pluma mantélica:** columna subcilíndrica ascendente de rocas del manto más calientes y menos densas que su entorno. El movimiento de las plumas (o **penachos**) mantélicos constituye una forma básica de convección en el manto (*p: 19*).

**Plutón:** cuerpo intrusivo (se exceptúan los cuerpos tabulares) de dimensiones relativamente pequeñas (*p: 17, 100*).

**Prisma de acreción:** cuerpo de materiales fuertemente deformados, acumulados tectónicamente en la región de pre-arco de un cinturón orogénico subductivo. La **subducción** es una modalidad de convergencia entre dos placas tectónicas en la que una de las placas desciende por debajo de la otra introduciéndose en el manto ) (*p: 84, 85*).

**Rango mareal:** diferencia entre los niveles de marea alta y baja medidos en vertical (*p: 159*).

**Regresión:** desplazamiento de la línea de costa hacia el mar. Proceso por el que la tierra le gana terreno al mar (*p: 24, 27*).

**Rifting:** conjunto de procesos geológicos por los que un bloque litosférico continental se fractura y adelgaza según una zona de deformación alargada (un **rift**) que, eventualmente, puede conducir a la separación del continente en dos bloques distintos y a la formación de nueva litosfera oceánica entre ambos (*p: 10, 77, 128*).

**Ripple:** ondulación observada en la superficie de un estrato, de un fondo marino o de una duna, que se origina por la migración de una forma de fondo centimétrica gracias a la acción de un flujo de agua o aire, que puede ser unidireccional (corrientes) u oscilatorio (olas) (*p: 23, 119, 121, 124, 143, 161, 163*).

**Seláceos:** subclase de peces Condrictios o cartilaginosos, que incluye a los escualos o tiburones. Presentan cinco pares de branquias y la piel cubierta por dentículos dérmicos. Su boca que está provista de una poderosa dentadura armada con varias filas de dientes (*p: 21*).

**Semigraben:** ver **graben**

**Siliciclástico:** término utilizado para denominar a las rocas sedimentarias detríticas de composición esencialmente silicatada (*p: 21, 134, 137*).

**Sill:** estructura de forma tabular originada por la intrusión de un magma. A diferencia de los diques (ver definición) el magma no corta a las rocas encajantes, sino que se dispone de forma concordante a su estructura (*p: 104, 113, 129*).

**Sistema fluvial trenzado:** tipo de río de alta pendiente que presenta más de un canal de escasa curvatura (*p: 135*).

**Sinclinal:** pliegue que muestra rocas progresivamente más modernas hacia su núcleo. Un **sinclinorio** es un sinclinal, generalmente de grandes dimensiones, en cuyo interior se identifican pliegues de menor longitud de onda (*p: 11, 12, 107, 124*).

**Sinforme (también sinforma):** pliegue con geometría cóncava visto desde arriba. También puede describirse como un pliegue que se abre hacia arriba o cuyos flancos se inclinan hacia su charnela. Los conceptos de flanco y charnela se explican en la definición de pliegue (*p: 78*).

**Sinistrorso:** término que describe el componente de movimiento en dirección de las fallas. Cuando nos situamos sobre uno de los bloques de la falla, el movimiento se dice que es sinistrorso (también **sinistral** o **senestro**) si observamos que el bloque opuesto se mueve hacia nuestra izquierda. Se puede utilizar como sinónimo la expresión movimiento lateral izquierdo (*p: 19, 87, 124*).

**Sinorogénico:** hace referencia a cualquier proceso desarrollado o material formado contemporáneamente con la evolución de un orógeno (*p: 10, 11, 57, 119*).

**Sinsedimentario:** que se produce al mismo tiempo que la sedimentación (*p: 126*).

**Skarn:** roca formada esencialmente por minerales calco-silicatados que se origina por metasomatismo de rocas originalmente carbonatadas en contacto con una intrusión ácida o intermedia (*p: 37, 78, 79, 96, 97*).

**Stockwork:** sistema complejo de venas de sulfuros y minerales de alteración que pueden estar estructuralmente orientadas. Comúnmente, se encuentran por debajo de los depósitos de sulfuros masivos, representando los canales de alimentación de éstos (*p: 16, 40, 102, 103, 107, 108, 109, 110, 111, 117*).

**Sulfuros masivos:** acumulaciones de sulfuros de Fe-Cu-Pb-Zn, predominantemente estratiformes e intercalados en secuencias vulcanosedimentarias, que han sido precipitados a partir de fluidos hidrotermales sobre (o bajo) el fondo marino en un amplio número de contextos geológicos. Están compuestos mayoritariamente por pirita y, en menor proporción, calcopirita, esfalerita y galena (*p: 7, 15, 16, 19, 37, 62, 102, 106, 108, 111, 115, 116, 118, 119*).

**Textura:** término que se refiere a la configuración geométrica y a las relaciones mutuas (forma, tamaño, disposición) de los componentes de una roca (*p: 104, 105, 112, 113*).

**Textura afanítica:** una roca posee este tipo de textura cuando no se pueden distinguir a simple vista todos los minerales que la componen. Esta textura es típica de rocas volcánicas (riolitas, basaltos, andesitas, etc.) (*p: 112*).

**Textura fanerítica:** una roca posee este tipo de textura cuando se pueden distinguir a simple vista todos los minerales que la componen. Esta textura es típica de las rocas plutónicas (granitos, gabros, dioritas, etc.).

**Textura perlítica:** tipo de textura que se produce como resultado de la hidratación de un vidrio volcánico y consiste en la aparición de pequeñas fracturas con forma curvada (*p: 105*).

**Textura porfídica:** las rocas con este tipo de textura se caracterizan por mostrar cristales grandes incluidos en una masa de cristales (matriz) de menor tamaño (*p: 104, 105, 113*).

**Transgresión:** desplazamiento de la línea de costa hacia el continente. Proceso por el que el mar gana terreno a la tierra (*p: 24, 25, 26, 27, 28, 29, 139, 155, 157, 161*).

**Transpresión y transtensión:** patrones de deformación tectónica en los que interviene un componente de desplazamiento paralelo a la zona de deformación y otro perpendicular. Si el componente de desplazamiento perpendicular implica acercamiento de los bloques situados a ambos lados de la zona deformada, se habla de transpresión. Si ambos bloques se separan, se trataría de transtensión (*p: 19*).

**Travertino:** roca formada por precipitación de carbonato cálcico, normalmente en las proximidades de manantiales al aflorar el agua subterránea de acuíferos carbonatados. Si contiene restos vegetales también se denomina toba (*p: 89, 90, 98, 99*).

**Varisco:** antiguo cinturón orogénico de la Europa occidental formado a finales del Paleozoico. El término también hace referencia al ciclo orogénico correspondiente, que abarca buena parte del Paleozoico (*p: 5, 6, 8, 10, 12, 13, 18, 19, 78, 79, 81, 83, 94, 95, 111, 118, 119, 123, 128*).

**Vergencia:** sentido opuesto al de inclinación o buzamiento de una superficie. En el caso de pliegues asimétricos indica el lugar contrario al de buzamiento de su superficie axial. Si los pliegues se asocian a cabalgamientos, la vergencia orienta acerca del sentido de desplazamiento en estos últimos (*p: 18, 118, 124*).

**Vulcanoclástico:** término descriptivo utilizado para denominar los depósitos compuestos esencialmente por fragmentos de rocas volcánicas (*p: 16, 17, 103, 104, 105, 107, 111, 113, 114*).

**Zócalo:** unidad geológica de escala mayor y resistente a la deformación. En contraste, el término **cobertera** alude a los materiales más blandos que suelen recubrir al zócalo. La cobertera se pliega bajo el efecto de las mismas deformaciones que fracturan el zócalo. Durante un ciclo orogénico dado, la cobertera estará constituida por los sedimentos depositados durante ese ciclo, mientras que el zócalo suele coincidir con los terrenos formados durante ciclos anteriores (*p: 5, 128*).

**Zona de cizalla:** volumen de roca de geometría aproximadamente tabular donde se concentra la deformación. El comportamiento de las rocas dentro de la zona de cizalla puede variar desde frágil (**falla**) a dúctil (**zona de cizalla dúctil**) (*p: 8, 9, 10, 11, 12, 13, 84, 85, 86, 87, 95, 124*).

# ÍNDICE DE LOCALIDADES



- Acebuche: 13,80,84,85,87,170.  
 Alájar: 88, 98, 99.  
 Aljaraque: 158.  
 Almonaster la Real: 11, 43, 80, 82, 84, 86, 114, 115.  
 Almonte: 46, 48, 49, 150, 156, 171.  
 Alosno: 64.  
 Aracena: 9, 10, 11, 12, 13, 41, 45, 46, 62, 76, 78, 80, 81, 82, 83, 85, 86, 88, 90, 91, 92, 93, 94, 95, 100, 101, 169, 170.  
 Aroche: 11, 41, 42, 43, 78, 80, 88, 90, 170.  
 Asperillo: 151, 152, 156, 157.  
 Ayamonte: 32, 38, 42, 46, 47, 128, 129, 130, 164, 171.  
 Beas: 46.  
 Berrocal: 100.  
 Bollullos Par del Condado: 140.  
 Bonares: 21, 23, 24, 26, 27, 140, 142, 143, 144, 145, 171.  
 Cabezas Rubias: 38.  
 Cala: 37, 41, 96, 97.  
 Calabazares: 86.  
 Calañas: 114.  
 Campofrío: 18, 47, 100, 101.  
 Candón: 148.  
 Cartaya: 38, 162.  
 Castaño del Robledo: 41, 43.  
 Chucena: 21.  
 Corrales: 152, 160.  
 Cortegana: 11, 13, 80.  
 Cueva de la Mora: 63.  
 Cumbres Mayores: 76.  
 El Abalarío: 152, 156, 157.  
 El Acebuche: 150.  
 El Almendro: 118, 124.  
 El Campillo: 106.  
 El Cerro del Andévalo: 41.  
 El Granado: 122.  
 El Mustio: 78.  
 El Portil: 158.  
 El Rocío: 49, 150, 156.  
 El Rompido: 162, 163.  
 El Terrón: 130.  
 El Villar: 16.  
 Encinasola: 45.  
 Escacena del Campo: 21.  
 Fuente de la Corcha: 42.  
 Fuenteheridos: 41, 43, 47.  
 Galaroza: 47.  
 Gibraleón: 21, 24, 27, 42, 45, 64, 139, 140, 158.  
 Gil Márquez: 17, 18, 43.  
 Higuera de la Sierra: 11, 90.  
 Hinojales: 11, 12.  
 Hinojos: 43, 150.  
 Huelva: 21, 23, 32, 43, 58, 64, 67, 68, 69, 71, 140, 142, 158, 160, 161.  
 Isla Canela: 33, 164.  
 Isla Cristina: 32, 130, 164.  
 Jabugo: 114.  
 La Antilla: 130.  
 La Corte: 13.  
 La Granada de Riotinto: 18.  
 La Joya: 37, 43.  
 La Nava: 41.  
 La Palma del Condado: 41, 134, 135.  
 La Peñuela: 146.  
 La Rábida: 43, 142.  
 La Zarza: 7, 15, 16, 39.  
 Lepe: 17, 38, 47, 130, 131, 162, 171.  
 Lucena del Puerto: 24, 142, 146.  
 Manzanilla: 21.  
 Matalascañas: 41, 49.  
 Mazagón: 33, 41, 161.  
 Mina de Cala: 37, 96, 97.  
 Minas de Riotinto: 15, 39, 40, 64, 65, 106, 108, 109, 111, 112, 115.  
 Moguer: 21, 24, 26, 43, 142, 143, 156, 157.  
 Nerva: 62, 112.  
 Niebla: 21, 42, 43, 51, 66, 126, 127, 129, 134, 135, 138, 139, 140, 146, 148, 149, 169.  
 Palos de la Frontera: 142, 158, 160.  
 Paterna del Campo: 71.  
 Paymogo: 14, 15, 16.  
 Puebla de Guzmán: 18, 119, 120, 122, 125, 171.

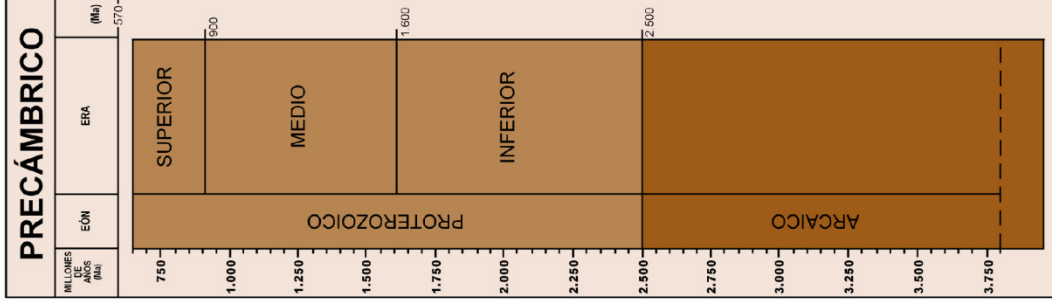
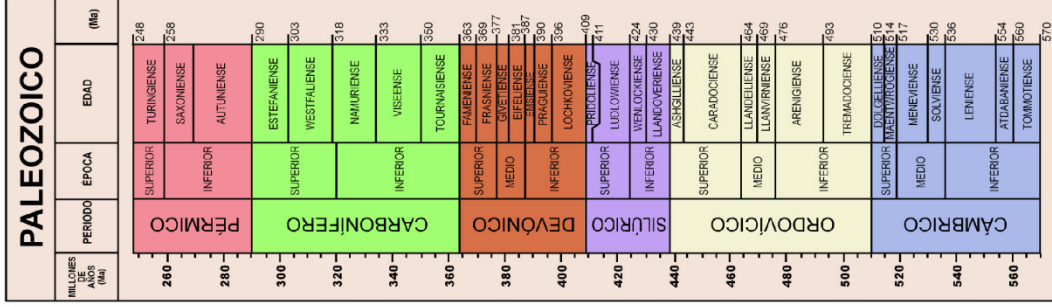
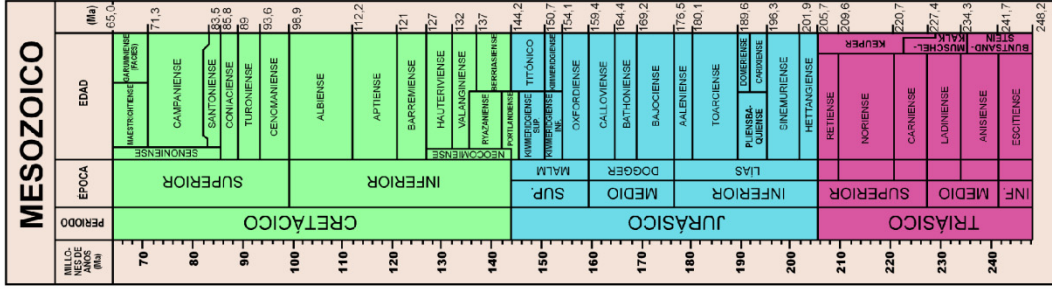
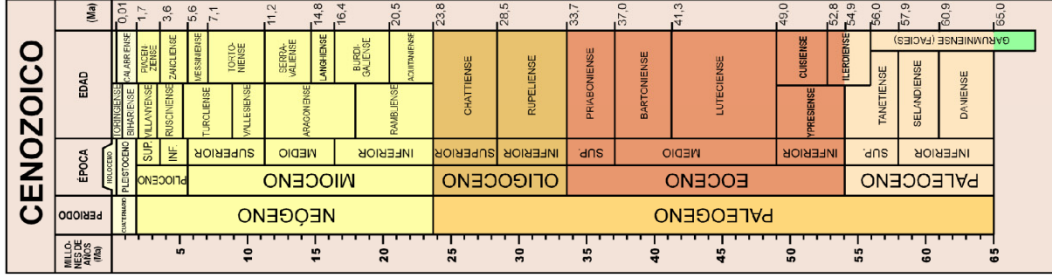
Puerto de la Laja: 122.  
Punta Umbría: 32, 33, 68, 69, 158, 160, 161.  
Rociana del Condado: 140, 144, 156.  
Rosal de la Frontera: 14.  
San Bartolomé de la Torre: 120, 122  
San Juan del Puerto: 68  
San Silvestre de Guzmán: 17  
San Telmo: 65.  
Sanlúcar de Guadiana: 164, 165.  
Santa Ana la Real: 80, 82, 84.  
Santa Olalla de Cala: 42, 43, 49, 96, 98, 152.  
Sotiel Coronada: 7, 43.  
Tharsis: 7, 14, 15, 37, 39, 40, 65, 72, 116, 120.  
Trigueros: 21, 71.  
Valdelarco: 12.  
Valverde del Camino: 18, 39, 134, 135, 148, 150.  
Veredas: 80.  
Villanueva de los Castillejos: 119, 124, 125.  
Villarrasa: 146, 147.  
Zalamea la Real: 104, 114.  
Zufre: 45, 46, 90, 98, 99, 106, 107.

# ANEXOS

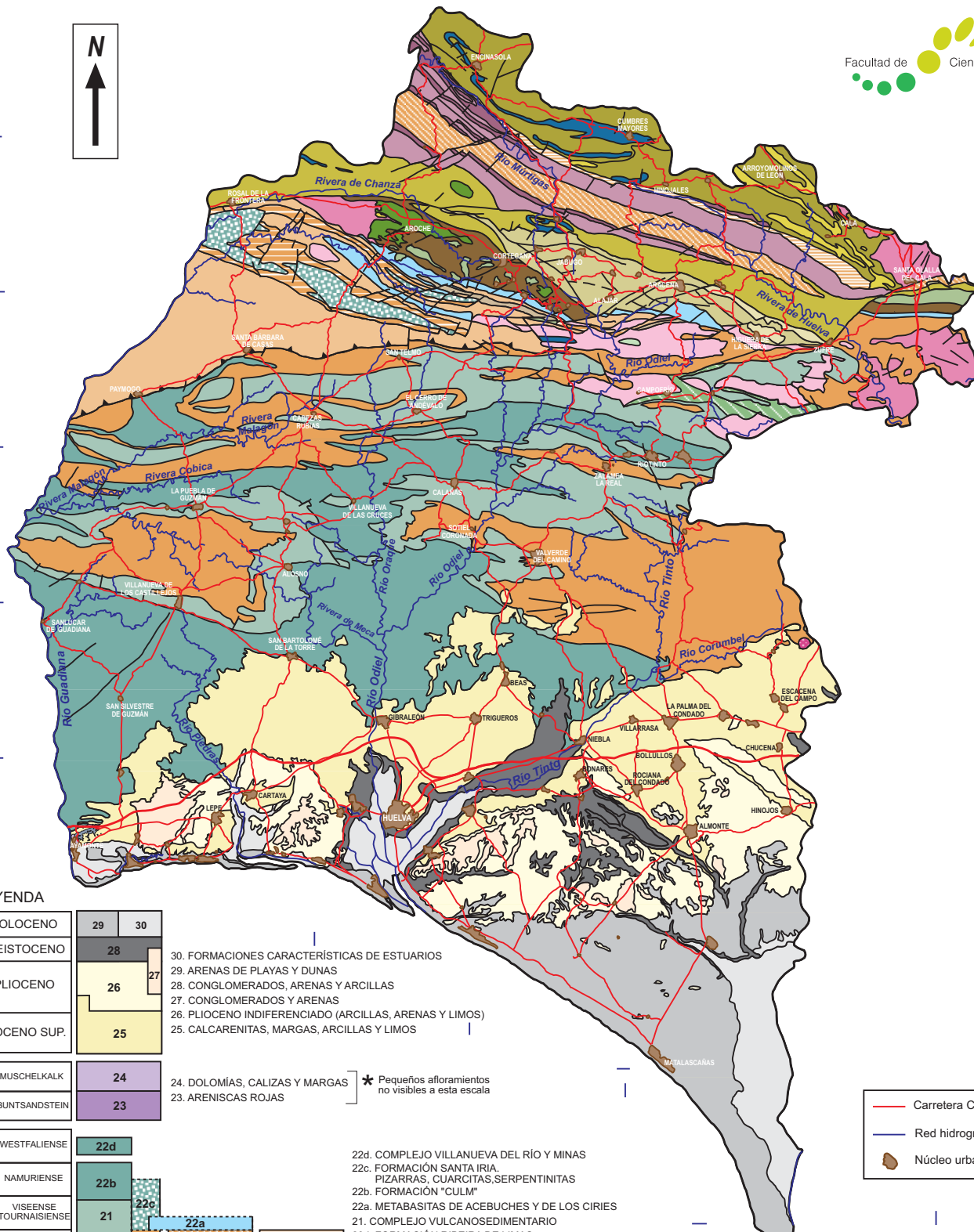




# TABLA TIEMPO GEOLOGICO



# MAPA GEOLÓGICO DE LA PROVINCIA DE HUELVA



## LEYENDA

HOLOCENO	29	30	
PLEISTOCENO	28		
PLIOCENO	26	27	
MIOCENO SUP.	25		
TRIÁSICO	24		
	23		
CARBONIFERO	22d		
	22b	22c	
	21	22a	
	20c	20d	20a
DEVÓNICO		19	20b
SILÚRICO			18
			17
ORDOVÍCIO			16
			15
CÁMBRICO			14
PRECÁMBRICO			13
			12
ZONA SUR-PORTUGUESA			11
			10

- 30. FORMACIONES CARACTERÍSTICAS DE ESTUARIOS
- 29. ARENAS DE PLAYAS Y DUNAS
- 28. CONGLOMERADOS, ARENAS Y ARCILLAS
- 27. CONGLOMERADOS Y ARENAS
- 26. PIOCENO INDIFERENCIADO (ARCILLAS, ARENAS Y LIMOS)
- 25. CALCARENITAS, MARGAS, ARCILLAS Y LIMOS
- 24. DOLOMIÁS, CALIZAS Y MARGAS
- 23. ARENISCAS ROJAS
- 22d. COMPLEJO VILLANUEVA DEL RÍO Y MINAS
- 22c. FORMACIÓN SANTA IRIA. PIZARRAS, CUARCITAS, SERPENTINITAS
- 22b. FORMACIÓN "CULM"
- 22a. METABASITAS DE ACEBUCHES Y DE LOS CIRIES
- 21. COMPLEJO VULCANOSEDIMENTARIO
- 20d. FORMACIÓN RIBEIRA DE LIMAS. ESQUISTOS Y GRAUVACAS
- 20c. GRUPO PQ. PIZARRAS Y CUARCITAS
- 20b. CALIZAS, CONGLOMERADOS
- 20a. ESQUISTOS, PIZARRAS, GRAUVACAS, CUARCITAS
- 19. FORMACIÓN "PULO DO LOBO". ESQUISTOS Y CUARCITAS
- 18. FILITAS, GRAUVACAS, PIZARRAS Y CUARCITAS
- 17. PIZARRAS, ESQUISTOS, GRAUVACAS, CUARCITAS
- 16. FORMACIÓN "CUBITO". ESQUISTOS, FILITAS, METAVULCANITAS
- 15. CALIZAS, DOLOMIÁS
- 14. PIZARRAS, GRAUVACAS Y CALIZAS
- 13. MÁRMOLES
- 12. GNEISES LEUCOCRÁTICOS Y METABASITAS
- 11. SERIE NEGRA. ORTOANFIBOLITAS, GNEISES
- 10. PIZARRAS; ESQUISTOS GRISOS

\* Pequeños afloramientos no visibles a esta escala

- Carretera Convencional
- Red hidrográfica
- Núcleo urbano

Proyección U.T.M. Huso 30  
Elipsoide Hayford  
**15 km**

PLUTÓNICAS	7	9
	3	8
	6	5
VOLCÁNICAS	4	2
	1	

- 9. GRANITOIDES SUBVOLCÁNICOS
- 8. GRANODIORITAS
- 7. ROCAS PLUTÓNICAS ÁCIDAS INDIFERENCIADAS
- 6. TONALITAS Y CUARZODIORITAS
- 5. DIORITAS
- 4. GABROS
- 3. ROCAS PLUTÓNICAS BÁSICAS INDIFERENCIADAS
- 2. BASALTOS MESOZOICOS \*
- 1. BÁSICAS (DOLERITAS, DIABASAS, BASALTOS)

Facultad de  Ciencias **Experimentales**  
Universidad de Huelva

  
GEOLOGÍA  
HUELVA



Universidad  
de Huelva

