

Geología del entorno árido almeriense

guía didáctica de campo

Semana Europea del
Geoparque *Cabo de Gata-Níjar*

Rodalquilar
24 a 28 de septiembre 2007



Geología del entorno árido almeriense

guía didáctica de campo

Semana Europea del
Geoparque *Cabo de Gata-Níjar*

Rodalquilar

24 a 28 de septiembre 2007

Edita: Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía

Director Técnico y Coordinador: Miguel Villalobos Megía

Supervisor Científico: Juan C. Braga Alarcón

Autores: Juan C. Braga Alarcón	José Baena Pérez
José M ^a . Calaforra Chordi	José V. Coves Martínez
Cristino Dabrio González	Carlos Feixas Rodríguez
Juan M. Fernández Soler	José A. Gómez Navarro
José L. Goy Goy	Adrian M. Harvey
José M. Martín Martín	Antonio Martín Penela
Anne E. Mather	Martin Stokes
Miguel Villalobos Megía	Caridad Zazo Cardeña

Diseño, maquetación e infografía: Teresa del Arco, Juan Sánchez Rodríguez, Juan González Cué
y Félix Reyes Morales

Fotografía: Los autores de las fotografías son los mismos que los del capítulo en que van insertadas,
salvo que se especifique en el propio pie de la fotografía.

© de la edición: Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, 2003-2007

© de la información, textos, fotos e ilustraciones: Autores, 2003

Impresión: Bouncopy, Diseño y Comunicación, S.L.

ISBN: 84-933537-0-1

Depósito Legal: M-51602-2003

El medio ambiente constituye uno de los mayores motivos de interés y también de preocupación para el ciudadano/as de la Andalucía del siglo XXI. Hace años que la temática medioambiental dejó de ser el campo exclusivo de la investigación científica y de la preocupación de algunos colectivos especialmente sensibles, para pasar a ser parte de la demanda social de calidad de vida que mayoritariamente expresa el conjunto de nuestra sociedad. El medio ambiente es hoy un componente económico de primer orden, que condiciona la utilización de los recursos, impulsa la investigación y la innovación tecnológica y marca límites a las estrategias empresariales promoviendo la competitividad desde la óptica de la sostenibilidad.

En un mundo globalizado la gestión medioambiental se enfrenta a problemas transterritoriales de carácter regional, continental o mundial, siendo la actual preocupación por el cambio climático la mejor muestra de ello.

La gestión de los problemas ambientales en Andalucía debe adaptarse a las particulares manifestaciones del soporte físico y biótico de su extenso territorio. Son estas características las que originan la excepcional personalidad ambiental andaluza, basada en su extraordinaria variedad ecosistémica.

La diversidad y singularidad de los ambientes andaluces y de los usos a ellos asociados los hacen especialmente sensible a determinados fenómenos (desertificación, incendios forestales, abandono de usos tradicionales, invasiones biológicas, etc.), pero también constituyen una fortaleza y oportunidad única para impulsar un modelo de desarrollo que haga de la sostenibilidad su argumento de gestión real y no una mera argucia teórica.

Hace 20 años que el recién creado Gobierno andaluz apostó por la conservación y uso sostenible de los Subdesiertos ubicados en la porción más oriental de su geografía, en Almería. Detrás de sus aparentemente yermos paisajes se encierran una historia geológica fantástica y apasionante que podía y debía ser el soporte de un modelo de desarrollo rural endógeno y sostenible.

La guía que tienen en sus manos es una magnífica oportunidad para aproximarse al conocimiento de los paisajes geológicos almerienses más sobresalientes, desvelándonos las claves de su evolución y permitiéndonos reconstruir de forma precisa cual fue su origen, el clima... y la vida a lo largo de su corta historia geológica, hasta permitirnos conocer la Memoria de nuestra tierra.

Ampliamente ilustrada, provista de una infografía atractiva y muy asequible y contando con textos hechos con una manifiesta intención divulgadora, busca convertirse en el estímulo imprescindible para la comprensión y puesta en valor de nuestro espléndido patrimonio geológico (Geoparque Cabo de Gata-Níjar y Parajes Naturales del Karst en Yesos de Sorbas y Desierto de Tabernas) mediante iniciativas de desarrollo rural sostenible (Geoturismo, Espeleoturismo, Geoconservación, ..., etc.).

Con ella pretendemos que quienes habitan estos territorios únicos y quienes los visitan, se adentren en la increíble historia de la formación y evolución de sus paisajes, como parte integrante del patrimonio natural y cultural andaluz, y no sólo que los disfrute, también que nos ayude a conservarlos y que encuentre en ellos soporte para iniciativas económicas ambientalmente compatibles. Porque sólo se conserva lo que se valora, sólo se valora lo que se comprende y sólo se comprende lo que se nos descubre y enseña.

Fuensanta Coves Botella
Consejera de Medio Ambiente

La Cuenca de Almería - Níjar



Rasgos geológicos

Rasgos geológicos y evolución

Juan C. Braga - José M. Martín

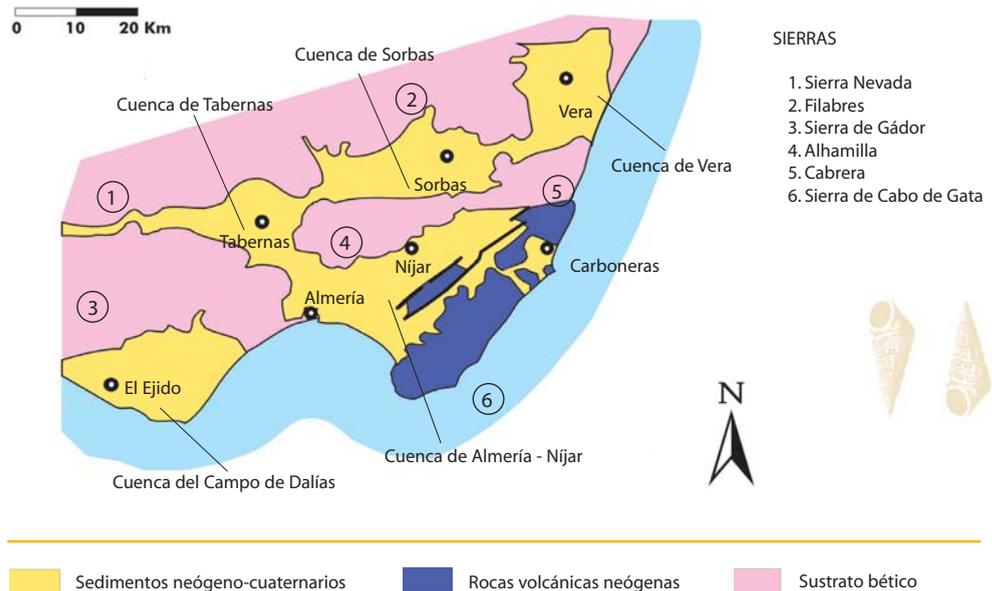
La Cuenca de Almería - Níjar ha constituido una cubeta sedimentaria marina desde hace 15 millones de años, momento en que se produce la emersión de los relieves que hoy constituyen el macizo de Sierra Nevada y la sierra de los Filabres, a cuyos pies se situaba la línea de costa.

En esta época, por tanto, la Cuenca de Almería no se encuentra individualizada de la de Tabernas o Sorbas. A esta cuenca marina abierta llegaban los sedimentos procedentes de la desmantelación de los relieves emergidos a través de grandes aparatos fluviales que generaban extensos abanicos submarinos sobre la plataforma marina, mientras que los volcanes de Cabo de Gata se encontraban en plena actividad, conformando probablemente un cálido archipiélago volcánico.

Será algo más tarde, hace unos 7 millones de años, cuando el levantamiento de la Sierra de Gádor y de la de Alhamilla provocan la individualización de la Cuenca de Almería - Níjar, al sur de las mismas y entre los relieves volcánicos emergidos de Cabo de Gata.

Sierra Cabrera, emergida hace 5,5 millones de años, la separará definitivamente de las cuencas de Sorbas y Vera.

SITUACIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA DE ALMERÍA - NÍJAR



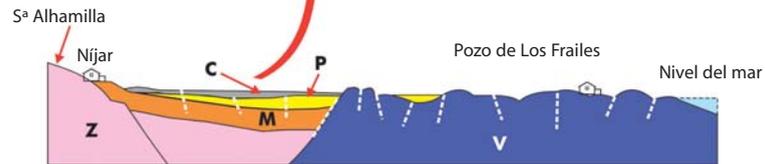
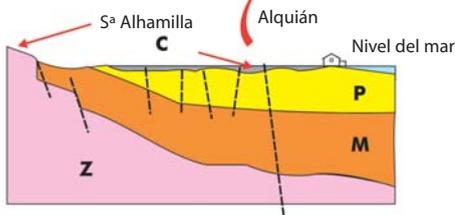
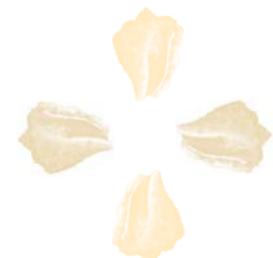
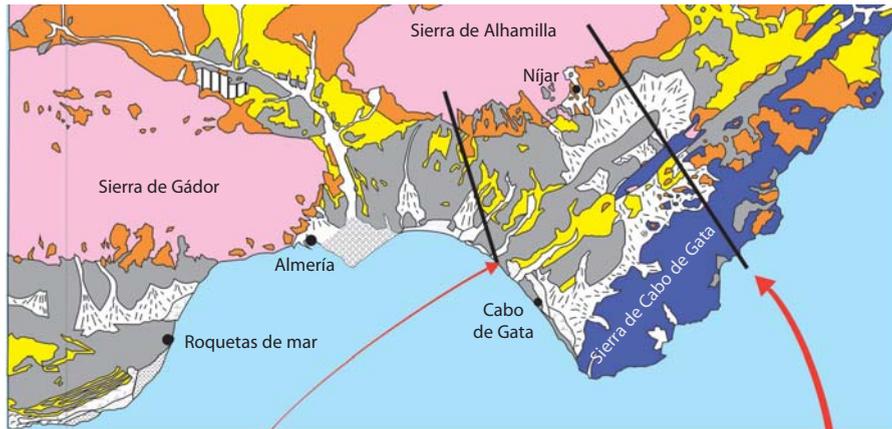
La Cuenca de Almería - Níjar abarca, por tanto, a las actuales tierras bajas comprendidas entre Sierra de Gádor, Sierra Alhamilla y Sierra Cabrera y la línea de costa, incluyendo los relieves volcánicos de la Sierra de Cabo de Gata.

Un territorio que ha constituido durante los 15 últimos millones de años un fondo marino sobre el que ha quedado un registro sedimentario, con unas inmejorables condiciones de observación, excepcional para comprender la evolución en este tiempo de la cuenca mediterránea y de sus cambios geográficos, climáticos y ecológicos.

Rasgos geológicos y evolución

ESQUEMA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DE LA CUENCA DE ALMERÍA

Según C. Zazo y J. L. Goy



- C** Terrenos del Cuaternario antiguo (Pleistoceno, 1,8 Ma a 10.000 años)
- P** Terrenos del Plioceno (5,2 a 1,8 Ma)
- M** Terrenos del Mioceno (23,7 a 5,2 Ma)

- V** Formaciones volcánicas miocenas (15,7 a 7,9 Ma)
- Z** Basamento antiguo

Formaciones del cuaternario reciente (Holoceno), desde hace 10.000 años a la actualidad

- | | | |
|--------------------------------|-------------|-------|
| Depósitos fluviales | Albuferas | Dunas |
| Abanicos aluviales | Travertinos | |
| Cordones y/o flechas litorales | Deltas | |

LOS EPISODIOS VOLCÁNICOS

Origen de los procesos magmáticos y formas volcánicas

Juan M. Fernández

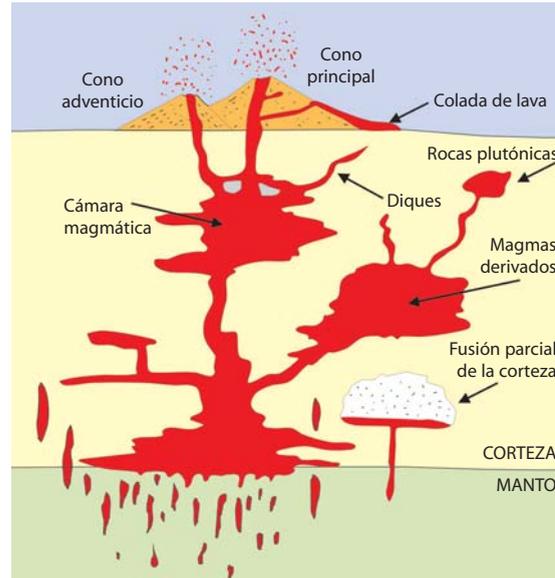
MAGMAS Y ROCAS MAGMÁTICAS

Los magmas se generan por la fusión parcial y localizada de las rocas a alta temperatura en el interior de la tierra. Están constituidos por una mezcla de líquido, gas disuelto (vapor de agua y dióxido de carbono) y minerales.

Los magmas que proceden directamente de la fusión parcial de rocas profundas se llaman magmas primarios. Algunas veces alcanzan la superficie directamente, pero lo más común es que se estanquen a diferentes niveles en el manto y en la corteza terrestre, formando cámaras magmáticas. En estas situaciones los magmas pueden cristalizar en parte, asimilar las rocas encajantes y sufrir otras modificaciones, dando como resultado final una serie de magmas derivados de diferentes composiciones. Esto se conoce como evolución magmática.

Los magmas son generalmente menos densos que el material a partir del cual se forman, y, por tanto, tienden a ascender a través del manto y corteza terrestres, hasta que se enfrían y cristalizan, dando lugar a las rocas ígneas o rocas magmáticas.

Los magmas que solidifican lentamente bajo la superficie terrestre forman los cuerpos de rocas



FUSIÓN PRINCIPAL DE MAGMAS PRIMARIOS



intrusivas o rocas plutónicas. El enfriamiento se produce muy lentamente, por lo que los minerales pueden cristalizar de manera óptima, dando lugar a rocas con minerales de grano grueso, como los granitos.

Cuando el magma alcanza la superficie, da lugar a la actividad volcánica o eruptiva. El resultado son las rocas volcánicas y los llamados edificios volcánicos. El enfriamiento es muy rápido, por lo

que las rocas no cristalizan bien, presentando una matriz vítrea o de grano muy fino. En esta matriz puede aparecer un porcentaje pequeño de minerales de mayor tamaño (fenocristales), que habrían cristalizado previamente en la cámara magmática.

A veces, el magma encaja, en su ascenso, en fracturas, generando diques. A estas rocas se les conoce como rocas filonianas.

Origen de los procesos magmáticos y formas volcánicas

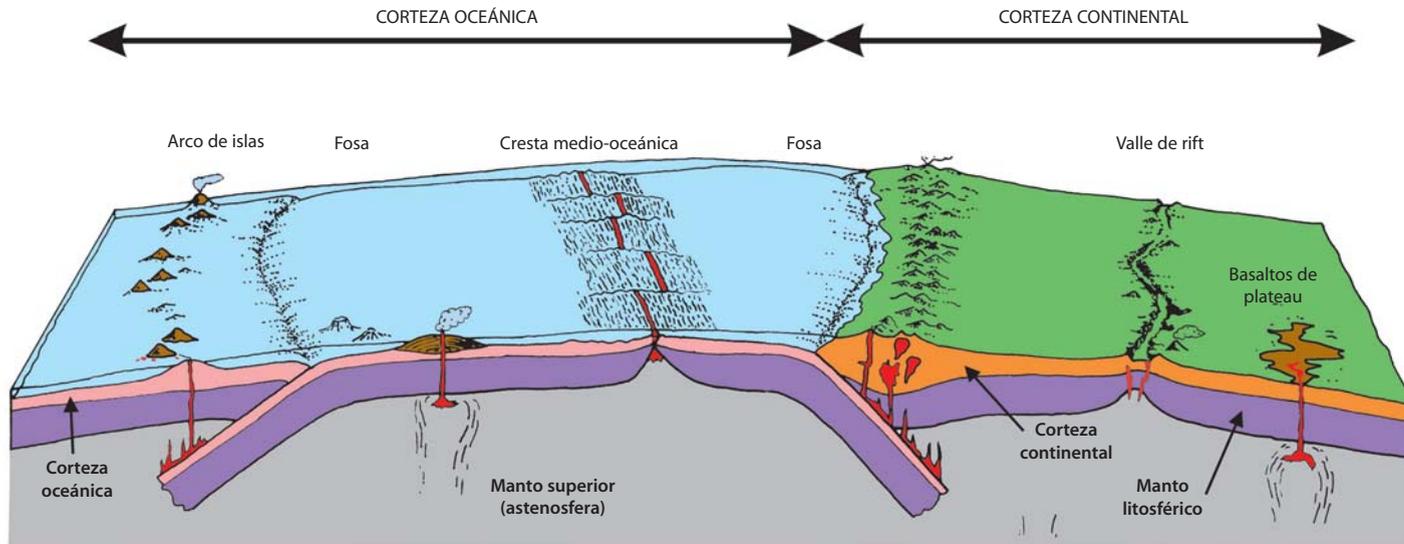
MAGMAS Y TECTÓNICA DE PLACAS

Aunque hay una gran variedad de tipos y composiciones de magmas, los tres grupos genéricos más importantes son los basálticos (o básicos, 50 % de sílice), silíceos (o ácidos, 65 a 70 % en sílice) y andesíticos (o intermedios), como los de Cabo de Gata.

El origen del magma está relacionado con la dinámica en los márgenes de las placas litosféricas: la mayor parte de los magmas basálticos se originan por fusión parcial del manto en los bordes divergentes de placas (dorsales medio-oceánicas). Los magmas andesíticos y los silíceos suelen generarse en zonas de subducción por fusión parcial de la placa oceánica y de la corteza continental.

El origen del volcanismo de Cabo de Gata es complejo y discutido en la actualidad.

En cualquier caso se relaciona con el proceso orogénico de engrosamiento de la corteza en el este área, el dominio de Alborán, debido a la colisión de las placas africana y europea y a su posterior adelgazamiento por fenómenos de carácter extensional o distensivos.



Origen de los procesos magmáticos y formas volcánicas

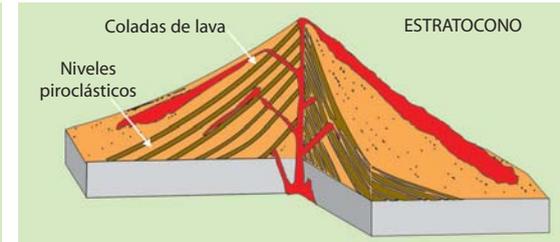
ACTIVIDAD Y FORMAS VOLCÁNICAS

El tipo de erupción y los productos resultantes de la actividad volcánica dependen, sobre todo, de dos aspectos importantes: la viscosidad de la lava, que determina la fluidez, y su contenido en gas.

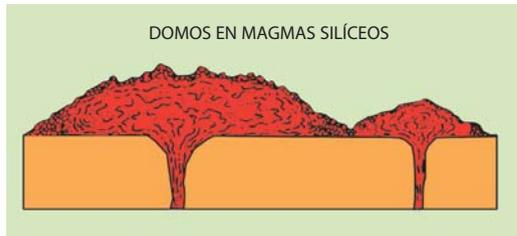
Los magmas basálticos, pobres en silicio, son fluidos. En la superficie fluyen rápidamente formando coladas de lava, que viajan, a veces, grandes distancias (este tipo de volcanismo se conoce como efusivo). Si el magma basáltico es rico en gas, éste es eliminado con relativa facilidad por medio de explosiones intermitentes, dando lugar a los típicos conos de piroclastos (también denominados conos de *cinder*). La alternancia de coladas de lava y episodios piroclásticos conforman otro tipo de edificios volcánicos denominados estratoconos.

Los magmas ácidos, en cambio, ricos en silicio, son mucho más viscosos, al salir a la superficie no pueden fluir fácilmente y forman acumulaciones en torno a la boca eruptiva (domos) o fluyen muy lentamente formando coladas de lava de corto recorrido (este tipo de volcanismo se denomina extrusivo).

MAGMAS BASÁLTICOS



MAGMAS ÁCIDOS



Origen de los procesos magmáticos y formas volcánicas

VULCANISMO EXPLOSIVO COLADAS PIROCLÁSTICAS

La gran viscosidad de la lava de los magmas ácidos hace que en ocasiones los gases no puedan ser liberados con facilidad, acumulándose como burbujas y aumentando su presión interna hasta desencadenar *enormes* fenómenos explosivos que arrojan violentamente grandes volúmenes de roca semifundida a la atmósfera. Se generan así las denominadas coladas piroclásticas, cuya solidificación produce rocas llamadas piroclásticas. Pueden ser de diferentes tipos:

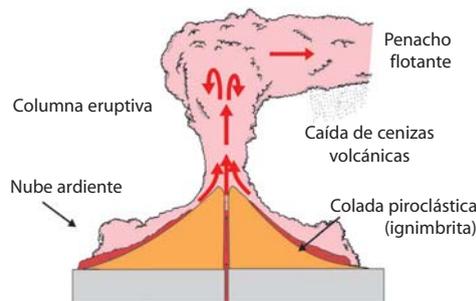
Ignimbritas

Una mezcla muy caliente de gas, cenizas y fragmentos de roca es lanzada por el volcán en una columna eruptiva. La densidad de la mezcla, mayor que la del aire, hace que caiga rápidamente arrastrándose por la pendiente abajo en forma de colada cubierta por una nube de gas ardiente. Son rocas ricas en pómez y cenizas.

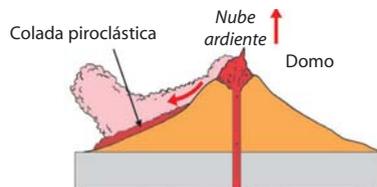
Brechas líticas o aglomerados

La colada se forma por la rotura, explosiva o no, de la cumbre del volcán. Dominan en este caso los fragmentos de la roca que constituía el propio domo.

IGNIMBRITAS



BRECHAS Y AGLOMERADOS

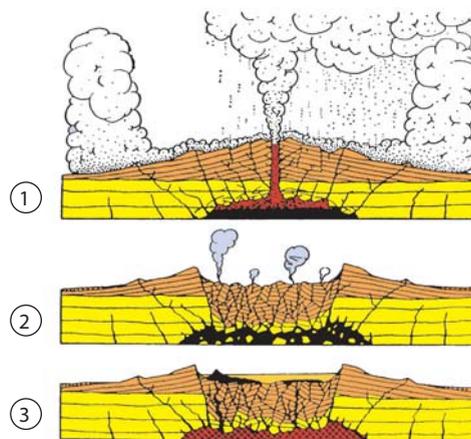


CALDERAS

Las erupciones volcánicas más grandes y explosivas lanzan decenas y centenas de kilómetros cúbicos de magma a la superficie terrestre. Cuando un volumen tan grande de magma es extraído de una cámara magmática, el

terreno se hunde o colapsa dentro del espacio vaciado, formando una enorme depresión llamada caldera. Algunas calderas tienen más de 25 kilómetros de diámetro y varios kilómetros de profundidad. Cuando, tras la formación de una caldera, la cámara magmática recibe nuevos aportes desde zonas más profundas, el interior de la caldera se puede volver a elevar, fenómeno que se llama resurgencia. Las calderas son uno de los elementos volcánicos *dinámicamente* más activos y a las que con frecuencia se asocian terremotos y actividad térmica, geysers, aguas termales, etc.

FORMACIÓN DE UNA CALDERA VOLCÁNICA



El Complejo Volcánico de Cabo de Gata

Juan M. Fernández

CONTEXTO GEOLÓGICO Y EDAD

El Complejo Volcánico de Cabo de Gata es el elemento de mayor tamaño de todas las manifestaciones volcánicas del sureste español. Se continúa ampliamente bajo el Mar de Alborán, y ha sido traído hasta su posición actual por el funcionamiento de la Falla de Carboneras - Serrata. La mayor parte del volcanismo de la Cuenca de Alborán está en la actualidad sumergido. Los edificios volcánicos de Cabo de Gata también presentan signos de haberse generado, en una buena parte al menos, bajo el mar. Algunos de los edificios

volcánicos mayores pudieron crecer lo suficiente como para alcanzar la superficie, formando islas de origen volcánico rodeadas de plataformas sedimentarias marinas.

La edad del Complejo Volcánico de Cabo de Gata se conoce a partir del estudio de los fósiles presentes en las rocas sedimentarias asociadas a los elementos volcánicos y a partir de la datación con isótopos (sobre todo potasio/argón) en las rocas volcánicas. La actividad volcánica se desarrolló en un amplio periodo que va desde unos 14 - 15 hasta unos 7,5 millones de años (es decir, Mioceno Medio y Superior). Durante ese

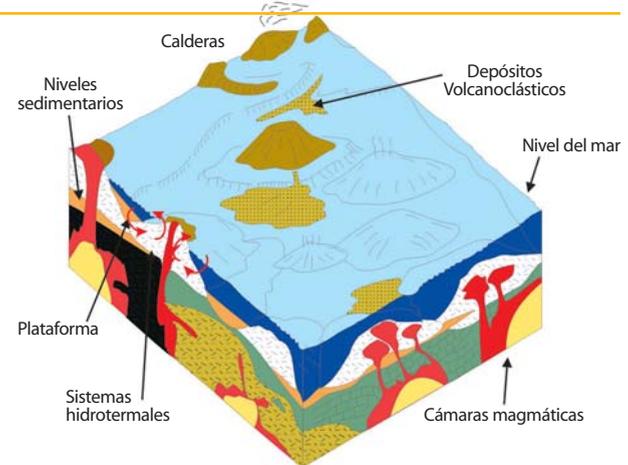
intervalo la actividad volcánica ocurrió en varios ciclos. Los elementos volcánicos mejor conocidos y conservados son los más recientes, producidos entre hace unos 9 y 7,5 millones de años.

La base del Complejo Volcánico aflora en algunos puntos (Serrata de Níjar y Carboneras) y está formada por rocas del basamento bético (rocas carbonatadas y filitas del Complejo Maláguide y Alpujárride) y algunos sedimentos marinos (margas) del Mioceno Inferior - Medio. A techo, la actividad volcánica está fosilizada por el depósito de sedimentos marinos del Mioceno terminal (arrecifes del Messiniense).

EL COMPLEJO VOLCÁNICO DE CABO DE GATA EN EL CONTEXTO DEL MAR DE ALBORÁN

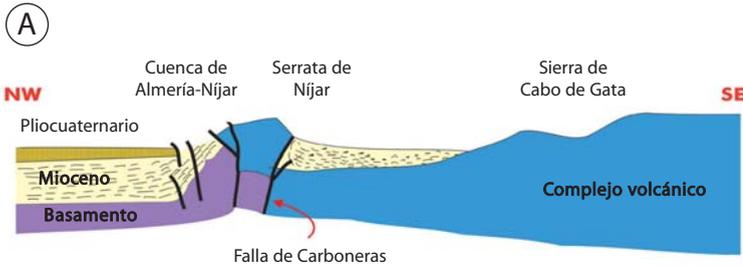


VULCANISMO SUBMARINO

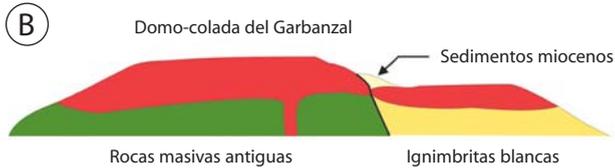


El Complejo Volcánico de Cabo de Gata

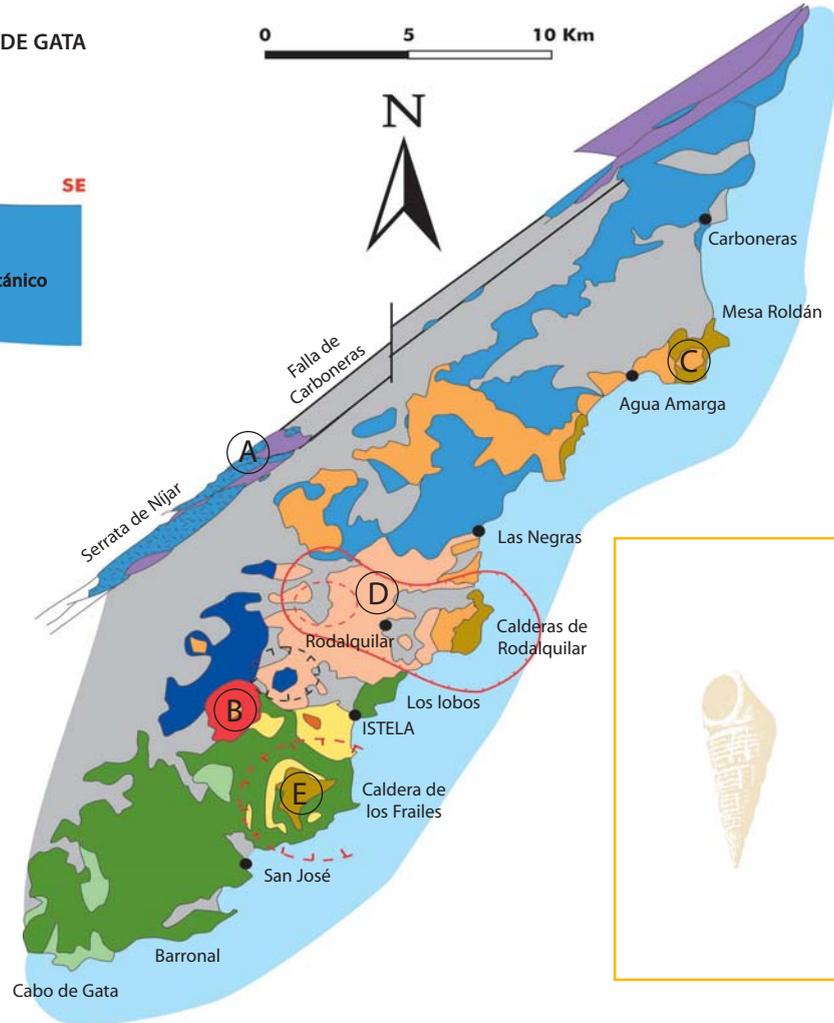
ELEMENTOS DESTACADOS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO DE CABO DE GATA



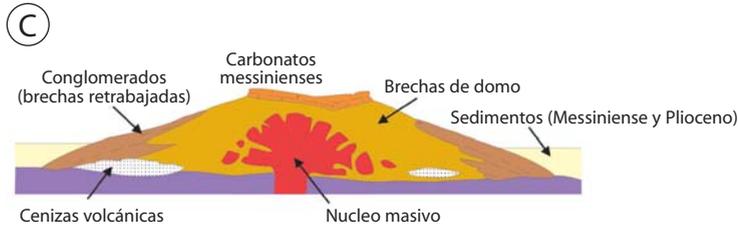
La **Serrata de Níjar** es una zona de origen volcánico, asociada a la Falla de Carboneras. Las rocas, ocultas bajo el relleno sedimentario en el Campo de Níjar, han salido a la superficie en la Serrata al ser levantadas por pinzamiento entre varias fracturas de la zona de falla.



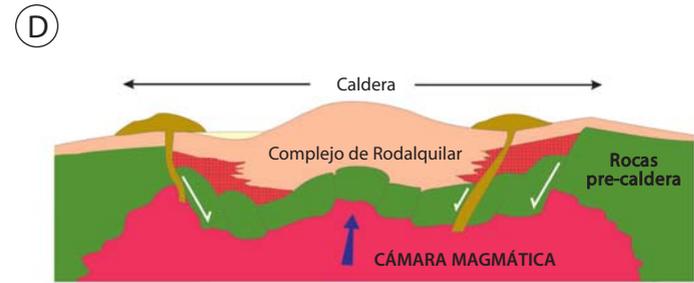
El Cerro del Garbanzal es un edificio volcánico único, de planta casi circular, formado por la emisión de un domo - colada masivo. La geometría de este tipo de edificios es conocida en algunos lugares como domos en fortaleza o *tortas*. Bastante erosionado, conserva aún un resto de sedimentos marinos en su techo.



El Complejo Volcánico de Cabo de Gata

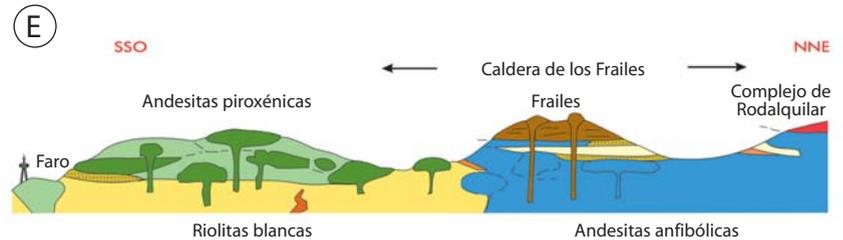


Mesa Roldán (y Los Lobos) son excelentes ejemplos de los edificios volcánicos fosilizados por rocas sedimentarias marinas y coronados por los arrecifes coralinos del Mioceno terminal. Se trata de característicos domos de lava andesítica, rodeados por roca fragmentaria (brechas de domo), producidos en erupciones submarinas de nula o baja explosividad. Son, junto con el volcán de Los Frailes, las emisiones volcánicas más recientes en Cabo de Gata.



La **Caldera de Rodalquilar**, uno de los elementos volcánicos más notables, se generó debido al hundimiento del fondo de la caldera en el interior de la cámara magmática subyacente en una serie de procesos eruptivos de muy alta explosividad, produciendo el depósito de varias unidades de rocas piroclásticas (ignimbritas). La posterior alteración hidrotermal de estas rocas dio lugar a los yacimientos minerales característicos de este área, especialmente a los de oro.

- | | |
|----------------------------|--------------------------------------|
| Sedimentos post-volcánicos | SEDIMENTOS RECIENTES |
| | CARBONATOS MESSINIENSES |
| | SEDIMENTOS MIOCENOS |
| Secuencias volcánicas | SECUENCIAS DE LA SERRATA |
| | ANDESITAS PIROXÉNICAS |
| | SECUENCIA DE LAS NEGRAS Y CARBONERAS |
| | DOMOS DE ESTRADA, PANIZA, ETC... |
| | DOMO DEL GARBANZAL |
| | COMPLEJO DE RODALQUILAR |
| | TOBAS Y SEDIMENTOS |
| | ANDESITAS |
| | RIOLITAS BLANCAS |
| Sustrato | BASAMENTO BÉTICO |



El **volcán de Los Frailes** se formó hace unos 8 millones de años sobre rocas más antiguas (más de 10 - 12 m.a.) que se extienden hasta el extremo sur de la Sierra de Cabo de Gata. En este caso, la actividad volcánica no dio lugar a típicos volcanes centrales, sino a un campo extenso de domos volcánicos más o menos dispersos. Entre las fases de la erupción de los diferentes domos se depositaron niveles de sedimentos marinos fosilíferos que sirven como niveles guía. También se produjeron algunos procesos eruptivos de alta explosividad (ignimbritas), relacionables con el hundimiento de calderas.

Alteraciones hidrotermales y mineralizaciones en el Complejo Volcánico

Juan M. Fernández

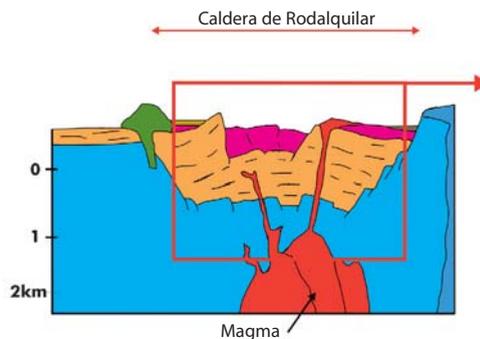
LOS SISTEMAS HIDROTERMALES

Los sistemas hidrotermales asociados al Complejo Volcánico de Cabo de Gata han generado importantes mineralizaciones de interés económico cuyo beneficio ha dejado una marcada impronta en la historia y en el paisaje de este territorio. Sin duda el yacimiento más celebre es el de oro de Rodalquilar, explotado hasta época muy reciente. Han existido, sin embargo, otras explotaciones de menas metálicas como las de plomo y zinc, cobre o manganeso .

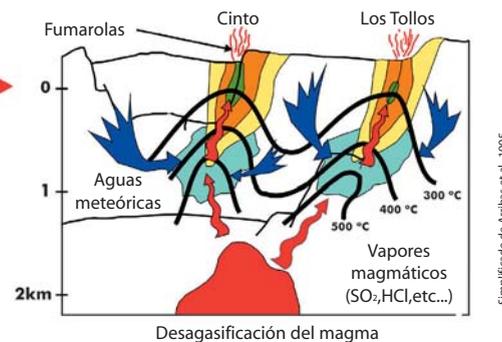
También asociadas a estos sistemas se han generado otras mineralizaciones no metálicas de interés comercial. Las bentonitas son actualmente las más importantes. Antaño se benefició la alunita, mineral (sulfato de aluminio y sodio o potasio) que se concentra en filones purísimos de color amarillento cortando la roca volcánica alterada, de color blanco y aspecto pulverulento. Tiene numerosas aplicaciones industriales, entre otras se utiliza como fuente para la producción de alumbre, para el curtido de cueros, etc.

Los procesos hidrotermales son un fenómeno frecuente en áreas volcánicas. Se producen cuando un cuerpo magmático no llega a salir a la superficie, enfriándose lentamente

A. ESQUEMA GEOLÓGICO



B. SISTEMA HIDROTERMAL



a centenares de metros o pocos kilómetros de profundidad. En estas condiciones, el cuerpo subvolcánico suministra calor al entorno, que alcanza temperaturas de hasta unos 400 - 500° C, y emite gases y fluidos ricos en ácidos, como el clorhídrico o el sulfuroso (entre 200 y 350° C). Estos fluidos hidrotermales ascienden a través de las rocas encajantes, las transforman (alteración hidrotermal) y lavan (lixivian) de ellas muchos componentes químicos, como el oro y otros metales que originalmente están muy dispersos en las rocas. Al llegar a zonas más superficiales los fluidos se enfrían y mezclan con aguas subterráneas o de origen marino, lo que provoca que los metales y otros componentes disueltos precipiten en grietas

y fracturas, formando yacimientos hidrotermales, como el célebre de oro de Rodalquilar.

En Cabo de Gata, los principales depósitos hidrotermales de oro se sitúan en el Complejo de Calderas de Rodalquilar, asociados a una zona de intensa alteración hidrotermal. Esta zona de alteración se produjo por intrusión y enfriamiento, bajo las calderas, de un cuerpo magmático. Los fluidos hidrotermales aportados por este cuerpo lavaron el oro en profundidad y aprovecharon las numerosas fracturas existentes en las calderas para circular y depositar el oro en las zonas más someras.

La edad de formación de los depósitos se estima en torno a unos 10,4 millones de años.

Alteraciones hidrotermales y mineralizaciones en el Complejo Volcánico

SITUACIÓN DE LAS MINERALIZACIONES EN EL ÁMBITO DE CABO DE GATA



MINERALIZACIONES



Fundición de Los Alemanes Nuevos, al oeste de San José, para la recuperación de plomo y cinc (foto J. M. Alonso).



Las coloraciones azuladas y verdosas corresponden a los minerales de alteración superficial de los sulfuros de cobre y plomo.



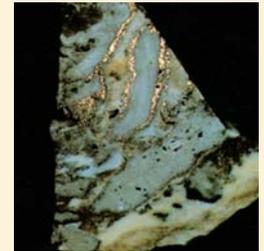
Explotaciones de manganeso del Cerro del Garbanzal. La mineralización corresponde a la zona oscura.



Aspecto de campo característico de las arcillas bentónicas: masas pulverulentas de color blanco, untuosas al tacto y muy plásticas.



Explotación de alunita por galerías en las proximidades de Rodalquilar. La mineralización corresponde al veteado (filoncillos) de color amarillento.



Brecha hidrotermal de calcedonia blanca con oro nativo (foto Arribas).

El oro de Rodalquilar

Carlos Feixas

EL DESCUBRIMIENTO (finales del siglo XIX-1939)

La existencia de oro en el distrito almeriense de Rodalquilar fue descubierta casualmente a finales del siglo XIX. El oro se detectó en las fundiciones de plomo de Cartagena y Mazarrón, que utilizaban el cuarzo procedente de las minas de plomo de Cabo de Gata como fundente. Los fundidores de Mazarrón empleaban el cuarzo aurífero, y con el escaso contenido en oro financiaban los gastos de transporte.

En un ambiente de auténtica *fiebre del oro* se registraron en esta época numerosas



Ruinas de la primera planta de tratamiento que se instaló sobre 1915 en la mina M^o Josefa, en el Madroñal (Rodalquilar) (foto Col. Evaristo Gil Picón).

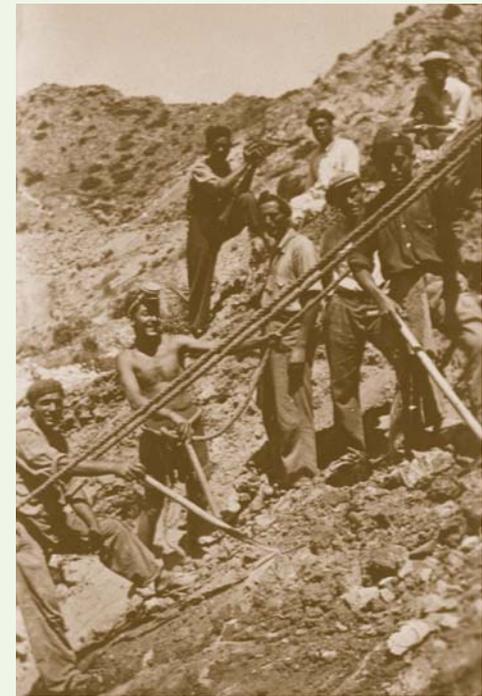
concesiones que dieron lugar a multitud de litigios y que retrasaron la consolidación minera a lo largo de todo el siglo XX.

Esta primera etapa del descubrimiento del oro de Rodalquilar, y el desarrollo de las primeras minas, coincide con la gran crisis económica almeriense: la emigración hacia Argelia y, posteriormente, con destino a América, la caída de la minería del plomo y, más tarde, la del hierro, y la crisis del mercado de la uva.



Antiguos filones beneficiados a finales del siglo XIX para plomo encajados en diques de cuarzo, a partir de los cuales se detectó la existencia de oro en Rodalquilar (foto Col. Evaristo Gil Picón).

La sociedad inglesa *Minas de Rodalquilar* trató hasta 1939 un total de 107.000 toneladas de roca mineralizada, obteniendo 1.125,5 kg de oro. De ellos tan sólo 39 correspondieron al periodo 1936-1939.



Labores de extracción en la Mina de los Ingleses (sobre 1930) (foto Col. Evaristo Gil Picón).

El oro de Rodalquilar

EL SUEÑO (1940-1966)

En 1940, el Estado decretó la incautación de las minas, encomendando las tareas de investigación al Instituto Geológico y Minero de España (IGME), que actuó sobre los antiguos filones ya explotados sin resultados favorables. Hasta 1942, fecha en que terminó su actuación, se beneficiaron un total de 37 Kg de oro.

A finales de 1942 el Instituto Nacional de Industria (INI), a través de la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras (ENADIMSA), amplía e intensifica las investigaciones, abandonando los filones y centrandos los trabajos en la zona del Cerro del Cinto, donde la



"El Ruso", primer camión de transporte en la minería de Rodalquilar (sobre 1940) (foto Col. Evaristo Gil Picón).

mineralización se presentaba en forma de diseminado en la masa de rocas volcánicas ácidas, cubriéndose una masa de 4.000 toneladas de roca mineralizada con 4,5 gramos de oro por tonelada.



Labores de perforación en las minas a cielo abierto durante la época de explotación de ENADIMSA (foto Col. Evaristo Gil Picón).

Hasta 1966 Rodalquilar vivió su sueño dorado. Su población llegó a alcanzar los 1.400 habitantes. Contaba con servicios poco frecuentes para la época en las poblaciones del entorno, cine, club social, economato, escuela, etc.



Mayo de 1956. El entonces Jefe del Estado asiste, con todo el despliegue propagandístico del Régimen, a la obtención de uno de los lingotes de oro (foto Col. Evaristo Gil Picón).

El oro de Rodalquilar

En los primeros años de actividad de este período trabajan en Rodalquilar del orden de 700 obreros, gran parte de ellos dedicados a la construcción de las infraestructuras e instalaciones. Terminadas éstas, permanecieron en la explotación entre 200 y 300 trabajadores. ENADIMSA continuó, en un principio, con el sistema de extracción por minería subterránea que habían implantado los ingleses. En 1961, sin embargo, se acometen las primeras labores a cielo abierto en el Cerro del Cinto.

Durante esta etapa el peso de la producción de oro en España lo lleva Rodalquilar, con más del 90% de la producción total. Sin embargo este sueño duraría poco. La inversión exigida por la puesta en marcha de nuevas explotaciones y el alza de los salarios de la década de los sesenta elevaron considerablemente los costes de producción en un yacimiento ya de por sí difícil por la distribución extremadamente irregular de las leyes. Todo ello forzó el cierre de las explotaciones en 1966.

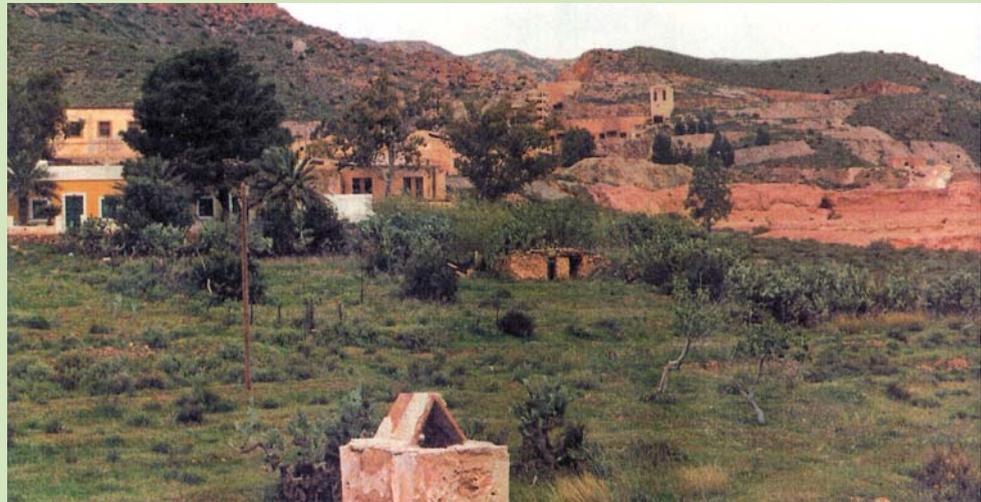
LA REALIDAD (1967-1990)

El cierre de las minas en 1966 acabó con la época de esplendor. Poco después la población descendió vertiginosamente hasta los 75 habitantes, cifra casi similar a la actual.

Después de la explotación llevada a cabo por ENADIMSA en la época anterior, las concesiones y permisos retornan a sus propietarios. Aún así perduran las investigaciones durante esta época, realizadas

tanto por empresas mineras nacionales como, en mayor medida, extranjeras. Este período se caracteriza por la intensa investigación del distrito minero de Rodalquilar, pero haciendo énfasis en los modelos genéticos de la mineralización de oro.

A pesar de todo ello la realidad se impone, aunque se estiman aún unas reservas de unas 3 toneladas de oro pendientes de beneficio, su explotación no es rentable dada la complejidad del yacimiento.



Poblado minero de Rodalquilar (foto Evaristo Gil Picón).

LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS EN EL ARCHIPIÉLAGO VOLCÁNICO

Los episodios sedimentarios

Juan C. Braga - José M. Martín

Tras los primeros episodios volcánicos y con posterioridad a los últimos, el mar invadía los relieves volcánicos generando un extenso archipiélago. En las cuencas marinas entre relieves volcánicos se produjo el depósito de sedimentos marinos. Pueden reconocerse cinco episodios sedimentarios:

1. En un primer episodio los sedimentos se depositan sobre las primeras rocas volcánicas. Su edad es Tortoniense inferior (entre 9 y 8,7 millones de años). Son sobre todo carbonatos bioclásticos.
2. En un segundo episodio los sedimentos se forman sobre las rocas del último evento volcánico. Su edad es Tortoniense superior a Messiniense (entre hace 8,5 y 6,5 millones de años). Son también carbonatos bioclásticos, y margas, que se acumulan en zonas más profundas.
3. Sobre el episodio anterior se depositan un conjunto de unidades caracterizadas por la presencia de cuerpos arrecifales. Su edad es Messiniense (hace unos 6 millones de años).

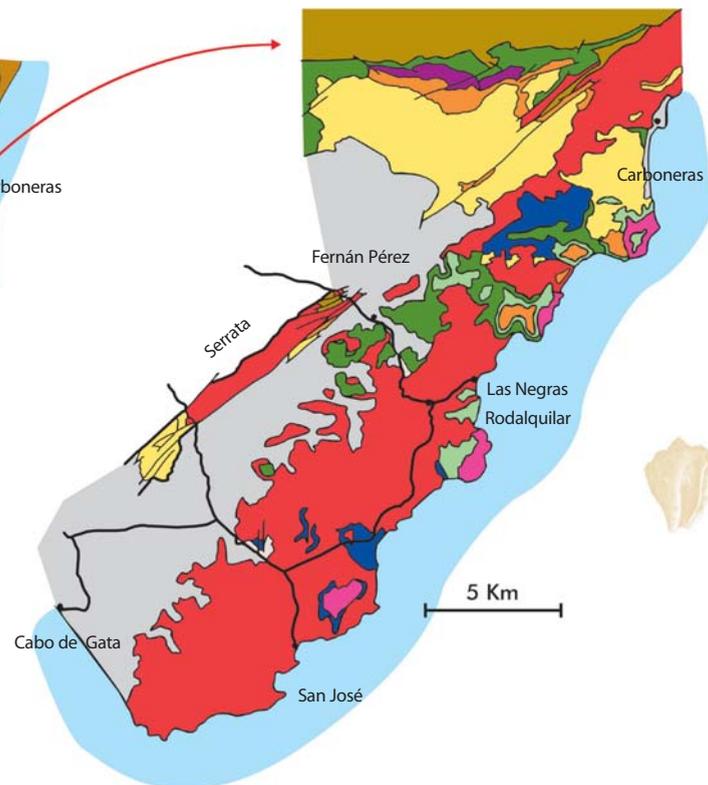
LAS CUENCAS TERCIARIAS EN EL SURESTE PENINSULAR



- Sedimentos neógenos
- Rocas volcánicas neógenas
- Sustrato bético



MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE CABO DE GATA



Leyenda en la página siguiente >>

Los episodios sedimentarios

EPISODIOS SEDIMENTARIOS

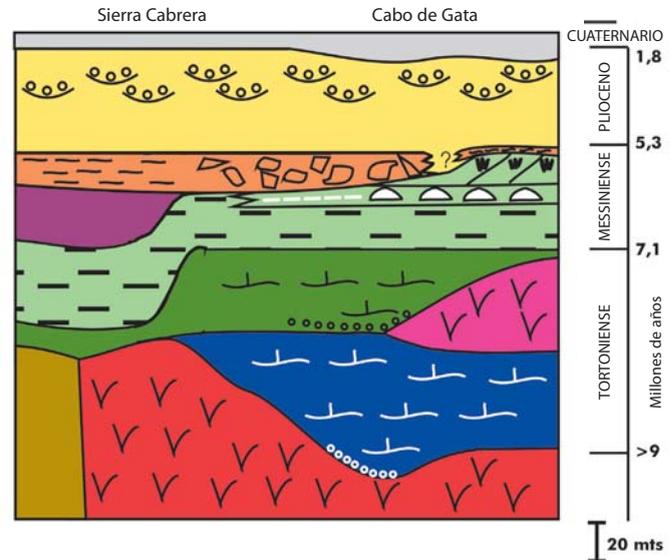


4. Tras el depósito de los arrecifes tiene lugar un fenómeno conocido como *la crisis de desecación del Mediterráneo*. El Mediterráneo se secó hace 5,5 millones de años como consecuencia de su desconexión con el Atlántico. Durante este período los materiales de los bordes fueron erosionados parcialmente y en las áreas centrales de la Gran Cuenca Mediterránea y de sus pequeñas

cuenas marginales se depositaron importantes espesores de yeso y de otras sales. Sobre ellos, o sobre la superficie erosiva, se depositaron sedimentos carbonatados típicos de mares cálidos: oolitos y estromatolitos.

5. Un último episodio marino da ya paso a la continentalización del medio (en el Plioceno, entre hace 5 y 2 millones de años).

ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE CABO DE GATA



El depósito en las primeras cuencas marinas

Juan C. Braga - José M. Martín

Tras la formación de los primeros relieves volcánicos de Cabo de Gata el mar invadió la zona generando pequeñas cuencas marinas, prolongaciones del propio mar mediterráneo. En estas pequeñas cuencas marinas, y sobre los relieves volcánicos, se depositaron los primeros sedimentos marinos conocidos en el área de Cabo de Gata, hace unos 9 a 8,7 millones de años (Tortonense inferior). Mayoritariamente son rocas carbonatadas procedentes de sedimentos formados por esqueletos (fósiles) de briozoos, bivalvos, algas rojas calcáreas, equinodermos (erizos de mar), balánidos (bellotas de mar) y foraminíferos (a este tipo de rocas se les denomina carbonatos bioclásticos). Estos restos fósiles (conchas, caparzones, etc.) son bastante similares a los que están produciendo los organismos que actualmente viven en el Mediterráneo, aguas afuera de Cabo de Gata. Junto a los carbonatos generados por los seres vivos marinos, también se acumularon sedimentos procedentes de la denudación de los relieves volcánicos ya emergidos (se les llama depósitos volcanocásticos).

La cuenca de Agua Amarga, hacia el oeste de la población, es una de las áreas donde mejor representación tienen estos sedimentos.



El mar, en el Tortonense inferior rodeaba los relieves volcánicos. La costa tenía características similares a la actual.



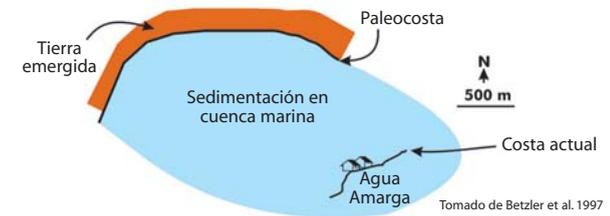
Detalle de fondo marino actual en la Polacra. Los organismos (briozoos y algas rojas) son similares a los que vivieron y produjeron sedimentos en este período.



Sedimentos (carbonatos bioclásticos) del Tortonense inferior compuestos por restos fósiles de briozoos, algas rojas y bivalvos.

La cuenca de Agua Amarga, por ejemplo, era en aquel período una pequeña prolongación del Mediterráneo que se extendía entre los relieves volcánicos recientemente surgidos en el área de Cabo de Gata. Las estructuras sedimentarias indican que los carbonatos bioclásticos del Tortonense inferior en la cuenca de Agua Amarga se formaron en medios litorales y marinos someros. No obstante, se puede reconocer en estos materiales una sucesión, en la que cada fase tuvo una geografía distinta, caracterizada por diferentes procesos sedimentarios.

PALEO GEOGRAFÍA DEL ÁREA DE AGUA AMARGA HACE 9 MILLONES DE AÑOS (TORTONIENSE INFERIOR)



Estratificaciones cruzadas debidas a la acumulación de granos carbonatados de tamaño arena de esqueletos de organismos marinos (briozoos, bivalvos, algas rojas, etc.) en dunas submarinas a poca profundidad.

El reinicio de la sedimentación tras el último episodio volcánico

Juan C. Braga - José M. Martín

Los últimos volcanes del área de Cabo de Gata fueron activos entre hace 8,7 y 7,5 millones de años. En este período se formaron los domos de algunos de los relieves más característicos del Parque Natural, como son la parte superior de Los Frailes, el Cerro de los Lobos o Mesa de Roldán. La extrusión de material volcánico rompió en algunos puntos las rocas sedimentarias más antiguas, siendo algunos bloques englobados por las lavas.

Sobre estos nuevos volcanes, y en ocasiones sobre rocas más antiguas, se instaló al final del período geológico Tortoniense, hace unos 7 millones de años, una plataforma marina somera que fue, de nuevo, una extensión del Mediterráneo entre el archipiélago de pequeñas islas generadas por la actividad volcánica. En este ambiente marino somero se depositaron sobre todo sedimentos carbonatados formados por restos de organismos marinos, por lo que se les llama carbonatos bioclásticos.



Las erupciones volcánicas fragmentaron los sedimentos del episodio inferior (Tortoniense inferior), en la foto material rosado claro, y los englobaron en las lavas, en la foto material oscuro.



Fondo marino actual de Cabo de Gata. Los organismos presentes (briozoos, bivalvos y algas rojas) son los productores de carbonato, que se acumula en el fondo generando sedimentos carbonatados.



Carbonatos bioclásticos del Tortoniense superior compuestos por restos fósiles de briozoos, bivalvos y algas rojas.

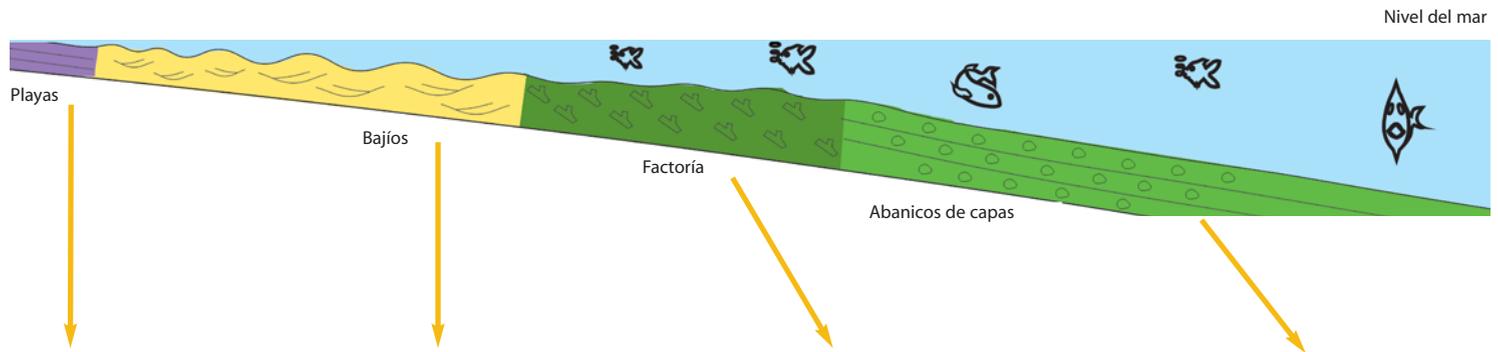
El reinicio de la sedimentación tras el último episodio volcánico

Dentro de estas cuencas marinas someras, los organismos productores de carbonato, es decir aquellos que tienen conchas, caparazones, etc., vivieron de modo preferente inmediatamente por debajo de las zonas batidas por el oleaje, asociados

en gran medida a praderas de plantas con flor marinas. Las partículas de carbonatos producidas en esta *factoría* eran distribuidas por los temporales hacia la costa, donde se acumularon en playas y bajíos, y hacia mar adentro, en sucesivas

capas. Hacia zonas aún más profundas las partículas de carbonato eran cada vez más finas y, finalmente, daban paso a margas formadas por la mezcla de arcillas, transportadas por el mar en suspensión, y microesqueletos de organismos planctónicos.

MODELO SEDIMENTARIO DEL TORTONIENSE SUPERIOR



Estratificaciones y laminaciones cruzadas típicas de depósitos de playa.



Estratificaciones en artesa típicas de las dunas submarinas de los bajíos.



Acumulaciones de restos de organismos que producen el carbonato.



Abanicos de capas en la rambla de Los Viruegas

Los arrecifes messinienses

Juan C. Braga - José M. Martín

LOS ARRECIFES DE CORAL

Hace unos 6 millones de años, en el período geológico Messiniense, y tras el depósito de los carbonatos templados y margas descritos anteriormente, un aumento de la temperatura del agua facilitó que se instalasen en el sureste peninsular y, en concreto, en la región de Cabo de Gata, arrecifes de coral. En la actualidad los corales arrecifales viven en aguas poco profundas en latitudes intertropicales, donde la temperatura media invernal del agua no baja de los 20° C. En estos emplazamientos construyen enormes volúmenes de roca y sedimentos a base de sus esqueletos calcáreos. La presencia de arrecifes en nuestra región indica que, en la época de su formación, el agua era más cálida que en el Mediterráneo actual.

En Cabo de Gata los arrecifes de coral se formaron sobre o alrededor de los relieves volcánicos. Como puntos más característicos dentro del Parque Natural se encuentran los arrecifes del Cerro de los Lobos, La Molata de las Negras, La Higuera y la Mesa de Roldán. Estos relieves eran islas o altos fondos que fueron colonizados por corales arrecifales y acabaron siendo cubiertos o rodeados por arrecifes.



Arrecifes construidos por coral (en la foto tonos claros), rodean en los mares actuales islas de origen volcánico, tal como sucedía hace 6 millones de años en Cabo de Gata.



Los corales calcáreos que viven actualmente en los trópicos son los constructores de los arrecifes.



En Mesa Roldán, un arrecife de coral rodeaba y cubría, hace 6 millones de años, un domo volcánico (tonos oscuros).

Evaporitas y carbonatos tras la recuperación del Mediterráneo

Juan C. Braga - José M. Martín

En determinados sectores de Cabo de Gata tales como La Molata de las Negras, Mesa Roldán y otros, sobre el episodio arrecifal anterior se observa una superficie de erosión que afectó al arrecife y eliminó buena parte de sus depósitos. Esta superficie de erosión es la expresión en esta área de la desecación messiniense del Mediterráneo, conocida como *Crisis de Salinidad*.

Su edad es de aproximadamente 5,5 millones de años (Messiniense terminal). En efecto, hacia esa edad el Mediterráneo se secó, al cerrarse la comunicación entre el Atlántico y el Mediterráneo, evitando así la entrada de agua desde el primero. Durante ese período, los arrecifes de borde quedaron expuestos a la erosión, y en los sectores centrales, tanto de la cuenca marina principal, el Mediterráneo, como de las pequeñas cuencas marginales que comunicaban con él, como la de Sorbas o la de Almería, se produjo el depósito de importantes masas de yeso.



Aspecto de campo de los bancos de yeso.



Aspecto de campo de los estromatolitos, con su típica estructura laminar.

Tras el depósito de los yesos, bien sobre ellos o sobre la superficie de erosión que culmina los arrecifes, se identifica un depósito de sedimentos formados fundamentalmente por carbonatos con estromatolitos y oolitos.

Los oolitos son partículas esféricas, con estructura interna de capas concéntricas de carbonato cálcico.

INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA DE LOS YESOS DE ALMERÍA EN EL CONTEXTO MEDITERRÁNEO



EVOLUCIÓN RECIENTE Y CONTINENTALIZACIÓN DE LA BAHÍA DE ALMERÍA

J. Baena - C. Zazo - J. L. Goy - C. J. Dabrio

La Bahía de Almería y su entorno, Valle del Andarax, Campo de Níjar y área de Roquetas de Mar, ha constituido durante todo el Plioceno y Cuaternario (desde hace 5,2 millones de años) una gran cuenca sedimentaria, con predominio de materiales depositados en ambientes marinos.

Al comienzo del Plioceno el mar ocupaba todas las actuales áreas deprimidas. Hacia el poniente llegaba hasta las laderas de la Sierra de Gádor. Por el Valle del Andarax alcanzaba la localidad de la Rioja y bordeaba Sierra Alhamilla, penetrando por todo el Campo de Níjar, en donde sólo emergía la Sierra de Cabo de Gata y partes de la Serrata de Níjar. El río Andarax, que actualmente desemboca próximo a Almería y en dirección norte - sur, lo hacía en el Plioceno más al noreste, entre Rioja y Viator.

Los fuertes relieves que bordeaban la cuenca sedimentaria eran atravesados por ramblas que, como en la actualidad, suministraban materiales detríticos (bloques, cantos, arenas) a la cuenca marina.

Durante el Plio - Cuaternario se produce un levantamiento de la región, que ocasionó un desplazamiento de la línea de costa en dirección sur.



*Detalle de una playa de arena cementada. Restos de fauna marina típica cálida (*Strombus bubonius*) señalada por el lápiz. Rambla de Amoladeras.*



Depósito marino de una playa de cantos cubierta por depósitos continentales con costra calcárea a techo. Retamar.



Detalle de una playa de cantos cementada. Retamar.

Durante el Cuaternario, como consecuencia de los repetidos cambios climáticos, alternancia de períodos fríos glaciales y cálidos interglaciales, el nivel del mar sufre fuertes variaciones, que llegaron a ser del orden de 130 metros. Estas variaciones han condicionado continuos cambios en el trazado de la línea de costa y en la distribución y abundancia de los distintos depósitos marinos y continentales.

En la bahía de Almería se observa, un magnífico registro de los distintos ambientes sedimentarios cuaternarios, tanto continentales (abanicos aluviales, sistemas dunares, etc.), como litorales y de transición (deltas submarinos de rambla, playas, albuferas y flechas litorales, etc.).



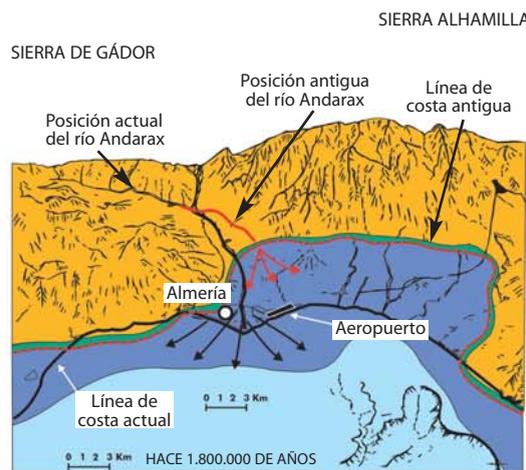
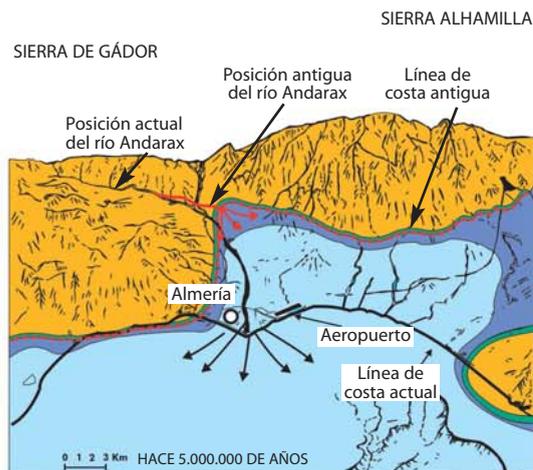
Depósitos marinos profundos en la Bahía de Almería. Margas limosas amarillas denominadas localmente margas con lepra.



Depósitos marinos someros carbonatados. Calcarenitas blanquecinas con fauna.

EVOLUCIÓN RECIENTE Y CONTINENTALIZACIÓN DE LA BAHÍA DE ALMERÍA

EVOLUCIÓN DE LA LÍNEA DE COSTA EN LA BAHÍA DE ALMERÍA DESDE EL PLOCIENO (HACE 5 MILLONES DE AÑOS) HASTA LA ACTUALIDAD



ÁREAS CONTINENTALES

Interior continental

Franja litoral

ÁREAS MARINAS

Aguas someras

Aguas profundas

Delta antiguo

Delta actual

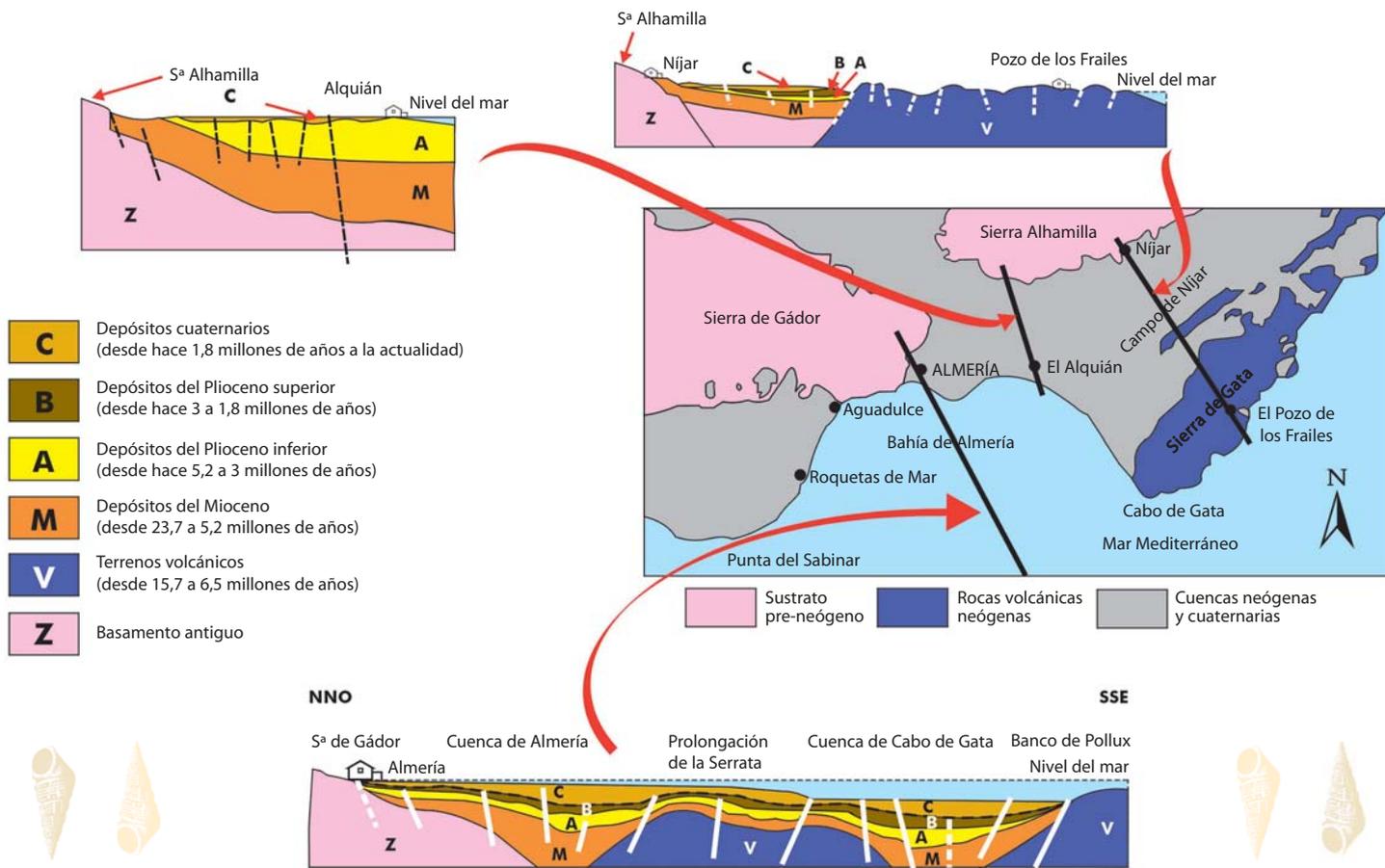
Línea de costa antigua

Línea de costa actual



EVOLUCIÓN RECIENTE Y CONTINENTALIZACIÓN DE LA BAHÍA DE ALMERÍA

PERFILES GEOLÓGICOS ILUSTRATIVOS DE LA ESTRUCTURA DEL RELLENO SEDIMENTARIO DE LA BAHÍA DE ALMERÍA



La Cuenca de Almería - Níjar



Itinerario didáctico



1. Dinámica aluvial de ramblas: Las Amoladeras

A. Martín Penela

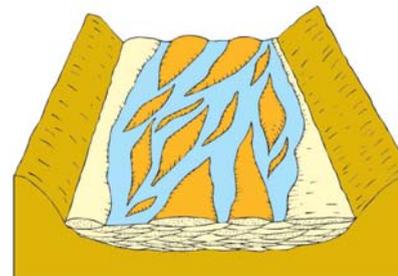
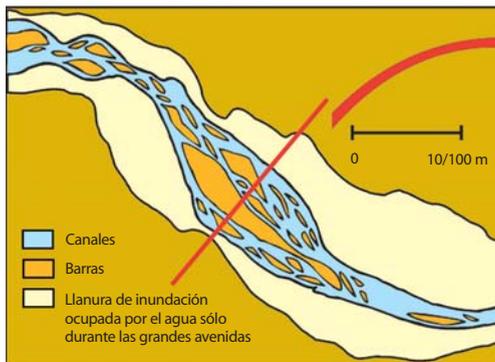
LAS RAMBLAS

La rambla de las Amoladeras es un magnífico ejemplo de los sistemas aluviales de zonas áridas. Estos cauces, habitualmente secos, representan los canales por los que circulan corrientes de corta duración que fluyen como respuesta directa a las precipitaciones, sin apenas recibir agua de otra procedencia.

La dinámica de estos sistemas aluviales está condicionada fundamentalmente por el clima y la escasez de vegetación. Las lluvias estacionales, frecuentemente violentas y de corta duración, generan una importante escorrentía superficial, con gran poder erosivo, que alimenta de agua y de sedimentos a estos cauces.



Suelen presentar amplios valles, normalmente poco sinuosos. Su lecho está ocupado por numerosos canales entrelazados y el fondo tapizado por sedimentos organizados en barras y depósitos de canal. Sus sedimentos están constituidos mayoritariamente por partículas de tamaño grava.



Los canales son muy móviles y se presentan como surcos que se entrecruzan entre sí, rodeando a las barras, que aparecen como montículos, sobre los que frecuentemente se asienta la vegetación. Las barras, de diferentes formas y tamaños, cambian su disposición y morfología después de cada avenida.

La llanura de inundación representa una porción del cauce que sólo es inundada en épocas de importantes avenidas. En ella suelen depositarse gran parte de los materiales finos que eran transportados en suspensión, dando lugar a depósitos que favorecen el desarrollo de suelos fértiles.

1. Dinámica aluvial de ramblas: Las Amoladeras

AVENIDAS

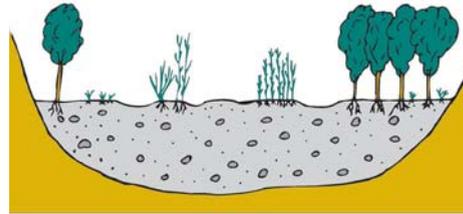
Como resultado de una intensa tormenta, los cauces secos de las ramblas pueden transformarse, en corto tiempo, en violentos torrentes de agua cargada de lodo y detritos. Estas avenidas de gran intensidad, bruscas y violentas, pueden ser catastróficas y ocasionar grandes destrozos en zonas agrícolas y en construcciones realizadas, indebidamente, en los lechos de las ramblas o en las llanuras de inundación de las mismas. Las grandes avenidas tienen lugar esporádicamente, ligadas a cambios estacionales u ocasionales en las precipitaciones.



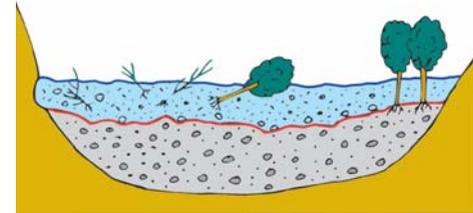
Daños ocasionados por una avenida.

FASES DE UNA AVENIDA

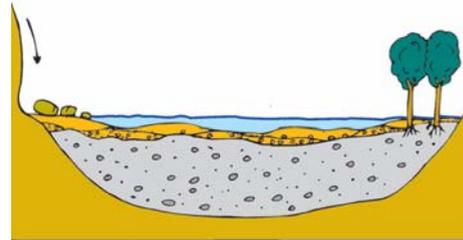
1. EPISODIO SECO



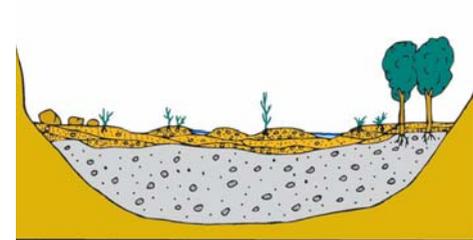
2. EPISODIO DE FUERTE CRECIDA



3. EPISODIO DE DISMINUCIÓN DE FLUJO



4. EPISODIO DE ESCASA ACTIVIDAD



1. Dinámica aluvial de ramblas: Las Amoladeras

LAS TERRAZAS ALUVIALES

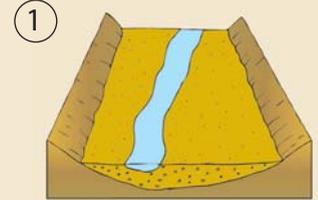
Las terrazas aluviales son depósitos situados escalonadamente a los lados de un valle que corresponden a porciones no erosionadas de sedimentos aluviales anteriores. Cuando por cambios climáticos, tectónicos u otros se produce un rejuvenecimiento del sistema aluvial, las corrientes de agua erosionan profundamente los sedimentos de su lecho, quedando el nuevo cauce en una posición topográfica más baja con respecto al antiguo lecho.



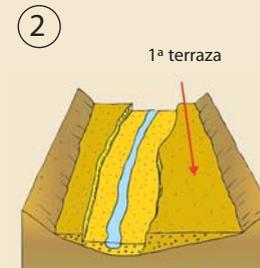
Terraza aluvial en rambla de Amoladeras.



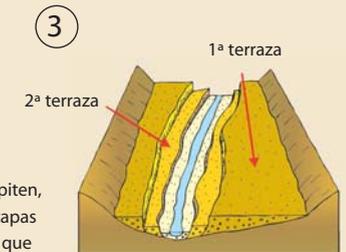
ETAPAS EN LA FORMACIÓN DE UN SISTEMA DE TERRAZAS



Etapa de relleno aluvial. La corriente deposita gran parte de los sedimentos que transporta y se produce el relleno del cauce.



Un cambio en el nivel de base hace que la rambla evolucione para alcanzar su estado de equilibrio. Sobre los depósitos antes formados se instala un nuevo lecho que erosiona los aluviones anteriores, que pasan a constituir el nivel de terraza más antiguo.



Si las condiciones se repiten, se sucederán nuevas etapas de relleno y de erosión que originarán varios niveles de terrazas.

2. Las playas fósiles de la rambla de Las Almoladeras

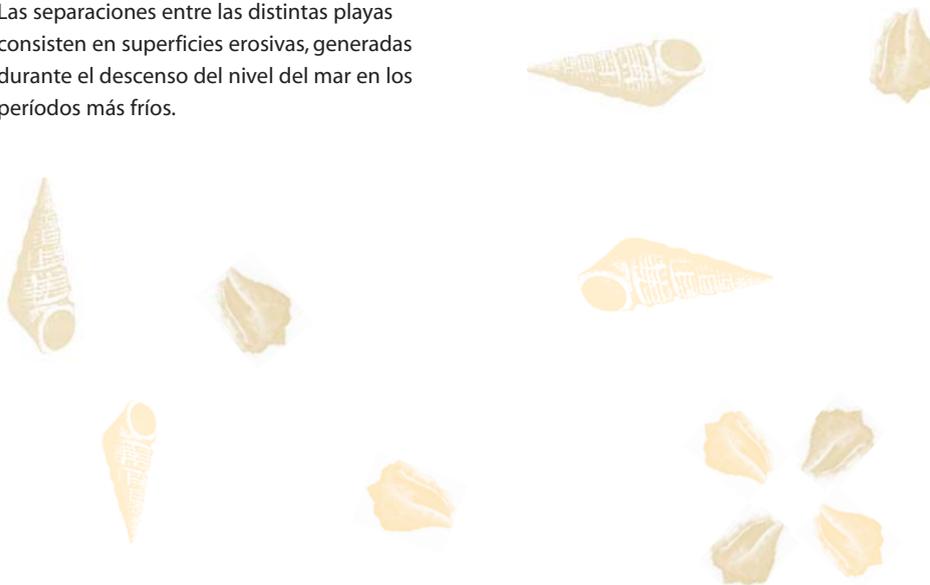
C. Zazo - J. L. Goy - C. J. Dabrio - J. Baena

El entorno de la Rambla de las Almoladeras se caracteriza por presentar uno de los registros geológicos más completos, y con mejores condiciones de observación, de playas antiguas cuaternarias del litoral español. Estas playas marinas, que se desarrollaron fundamentalmente entre los últimos 200.000 años y la actualidad, están parcialmente cubiertas en superficie por sistemas dunares que empezaron a formarse hace unos 2.500 años. En el talud de la margen derecha de la desembocadura de la rambla pueden verse un conjunto de depósitos constituidos por arenas y cantos con fauna marina, muy cementados (conglomerados), que representan las playas antiguas y, por consiguiente, la posición de la línea de costa en ese momento. Mediante dataciones absolutas (Torio-Uranio), se han obtenido edades de 180.000, de 128-130.000 y de 95-100.000 años para los tres niveles de playas diferenciables. Todas las playas contienen fósiles de *Strombus bubonius*. Se denominan playas tirrenienses, nombre que deriva del mar Tirreno, por ser allí donde, por primera vez, fueron descritas playas con esta fauna característica.

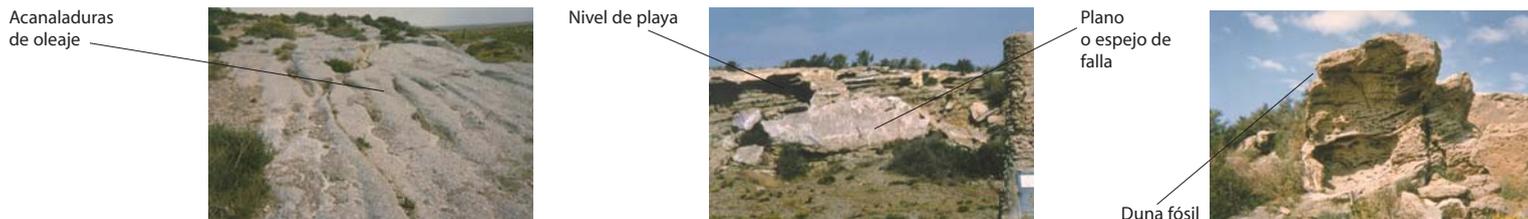
Una interpretación de la geometría del afloramiento permite diferenciar, de derecha a izquierda: en primer lugar unos sedimentos

conglomeráticos (A) correspondientes a la playa más antigua, de edad desconocida, que contiene restos de fauna semejante a la que actualmente vive en nuestras costas.

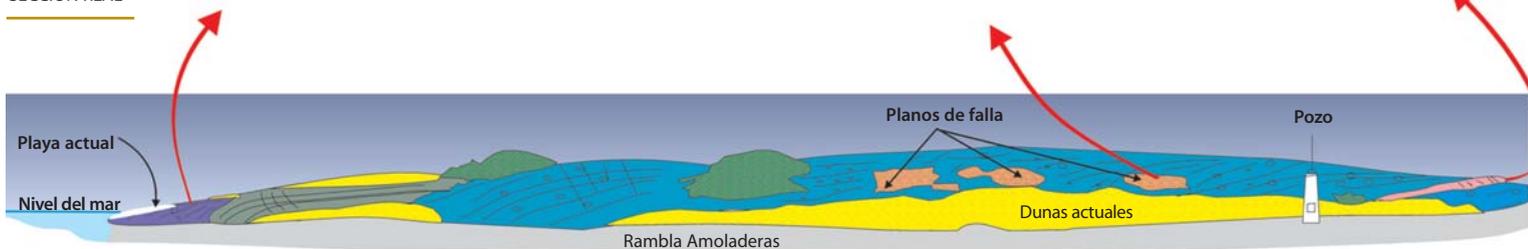
Esta playa está separada de las siguientes por un depósito de arenas cementadas que corresponden a una duna fósil, que se formó cuando el mar descendió, dejando los depósitos de la playa emergidos y sueltos, lo que permitió que el viento acumulara la arena. Los siguientes depósitos (B, C y D) consisten en conglomerados cementados, ricos en *Strombus bubonius*. Las separaciones entre las distintas playas consisten en superficies erosivas, generadas durante el descenso del nivel del mar en los períodos más fríos.



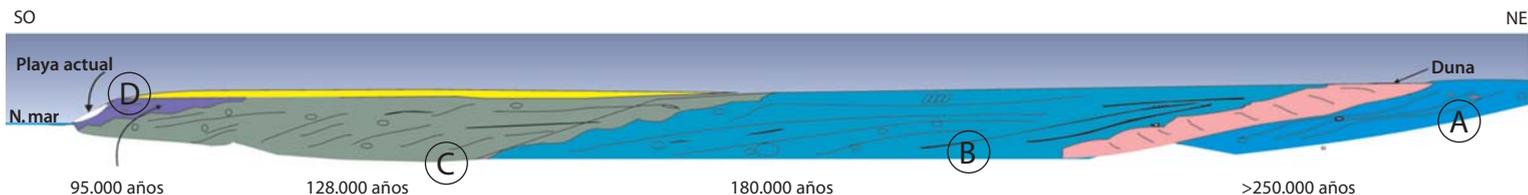
2. Las playas fósiles de la rambla de Las Almoladeras



SECCIÓN REAL



SECCIÓN INTERPRETADA



Cada posición de la línea de costa ha dejado un nivel de playa fósil asociado. En el afloramiento de la desembocadura de Rambla de las Almoladeras pueden observarse cuatro niveles de playas fósiles superpuestos con edades de más de 250.000, 180.000, 128.000 y 95.000 años, respectivamente. Los tres niveles últimos contienen fósiles de un molusco marino (*Strombus bubonius*), que aún pervive en costas actuales tropicales, lo que manifiesta el carácter cálido, casi tropical, del clima de esta costa en esas épocas.

2. Las playas fósiles de la rambla de Las Almoladeras

Las playas antiguas del litoral de Almería contienen abundantes fósiles de especies marinas que no habitan estas costas en la actualidad, pero que poblaron este litoral entre hace 180.000 y 70.000 años. El *Strombus bubonius* es, entre ellos, un fósil de especial importancia. Este hecho se debe a que es un excelente indicador paleoecológico, ya que acusa con gran sensibilidad las variaciones de salinidad y temperatura del agua del mar. Su presencia en estas playas fósiles nos indica que el mar que bañaba la costa de Almería fue en otro momento más cálido, propio de ambientes subtropicales.

El *Strombus bubonius* es un molusco marino, Gasterópodo, típico de mares cálidos que, procedente del África Ecuatorial Atlántica, entró en el Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar cuando la temperatura superficial del agua del mar, y la atmosférica, era unos grados más alta que la actual. Durante la última glaciación, entre los 65.000 y los 10.000 años, las aguas oceánicas se enfriaron, lo que provocó una nueva migración de estas especies hacia el África Ecuatorial, en cuyas costas siguen viviendo en la actualidad, formando parte, incluso, del régimen alimenticio de los pobladores de este litoral.

DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA ACTUAL Y FÓSIL DE *STROMBUS BUBONIUS*



S. bubonius, (actual) *S. bubonius*, (fósil) Corriente fría de Canarias



Detalle de la forma de *Strombus bubonius* en niveles de playas fósiles, sobre las que se instala el actual cordón litoral.



Vistas dorsal y ventral de un ejemplar de *Strombus bubonius*.

3. El sistema dunar de la desembocadura de rambla Morales

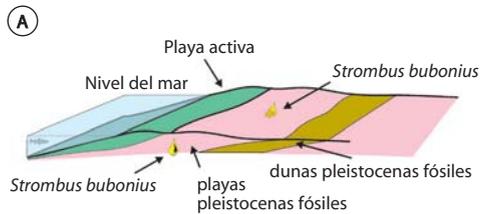
C. Dabrio - J. L. Goy - J. Baena - C. Zazo

Los sistemas de dunas que se observan en los alrededores de la desembocadura de la Rambla Morales se producen por la acción de los vientos de poniente, que levantan la arena de las playas y la transportan próxima al suelo, acumulándola alrededor de pequeños arbustos o irregularidades topográficas del suelo. Así se inicia la construcción de la duna.

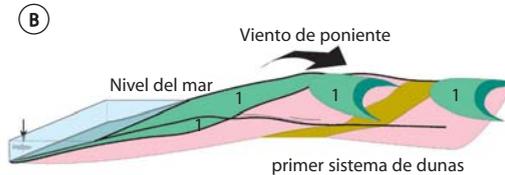
Las variaciones del nivel del mar ocurridas en esta costa a lo largo del Pleistoceno - Holoceno han dado origen a varias fases de formación de dunas. Las dunas más antiguas están cementadas, las más recientes pueden ser: semimóviles, cubiertas ya por la vegetación, o móviles, que son las que acabarán sepultando a las anteriores, en su avance hacia tierra.



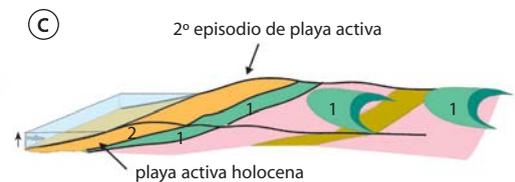
FORMACIÓN Y DEGRADACIÓN DE LOS SISTEMAS DE DUNAS DE CABO DE GATA



Sobre las playas y dunas fósiles, se deposita la primera playa activa de edad holocena (menos de 10.000 años) (1).



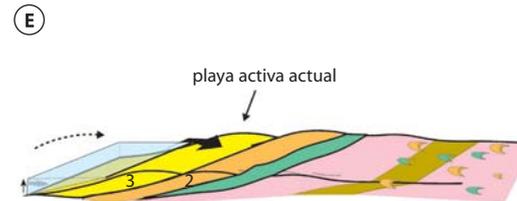
Un pequeño descenso del nivel del mar deja la playa, algo más extensa, bajo los efectos de la erosión del viento de poniente, que arrastra los elementos más finos (arena) en forma de trenes de dunas (primer sistema).



Un nuevo ascenso del nivel del mar deposita otro episodio de playa (2) sobre la superficie erosionada de la anterior. Las dunas siguen avanzando.



Otro ligero descenso del nivel del mar ocasiona una repetición del mismo fenómeno que origina un nuevo tren de dunas (2º sistema), que avanza mezclándose con el anterior.



Finalmente el último suave ascenso del nivel del mar instala la playa actual (3). Las dunas avanzan, pero han ido desapareciendo por la explotación intensiva de la arena para el enarenado de los invernaderos. La explotación de estos sistemas dunares está en la actualidad absolutamente prohibida.

4. La laguna de rambla Morales

C. Dabrio - J. L. Goy - J. Baena - C. Zazo

En la desembocadura de rambla Morales suele instalarse, con carácter casi permanente, una pequeña laguna. Su origen se debe a la interacción entre el propio sistema de la rambla y el de la playa. Durante dos épocas del año (final de primavera - inicio del otoño) en la costa mediterránea se suele registrar el fenómeno denominado *gota fría*, que consiste en lluvias intensas y torrenciales concentradas en períodos muy cortos de tiempo (algunos días); Durante ese período las ramblas transportan gran cantidad de agua y sedimento, que finalmente se depositan en el mar al ser erosionadas las playas anteriores que cerraban las desembocaduras, debido a la gran capacidad de arrastre de la rambla (estadio de alta energía). Estos sedimentos, durante los períodos de buen tiempo (estadio de baja energía) son redistribuidos a lo largo de la costa mediante las corrientes litorales o corrientes de deriva, que en el caso de la costa de Rambla Morales circulan en dirección sureste, regenerándose de nuevo las playas y flechas. Como estas playas son topográficamente más altas que el fondo de la rambla, dejan hacia tierra una pequeña depresión que se rellenará del agua de lluvia escasa que se acumula durante los períodos inter - torrenciales. Este agua, al no tener fuerza de arrastre, queda estancada originando una laguna en la desembocadura de la rambla.



Vista aérea de la desembocadura de Rambla Morales.



Aspecto de la playa actual que forma parte del cordón litoral que cierra la desembocadura de la rambla.

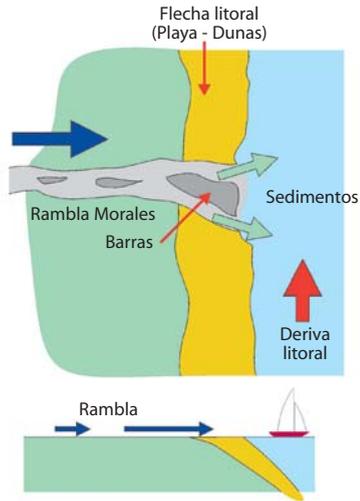


Vista de la laguna de la desembocadura de Rambla Morales. Puede observarse cómo la flecha litoral actual, más alta topográficamente, produce el cierre de la rambla, lo que impide el normal desagüe de la misma al mar. Esta situación persiste hasta que en una situación de alta energía, la rambla rompe el cordón litoral arrastrando al mar los sedimentos.

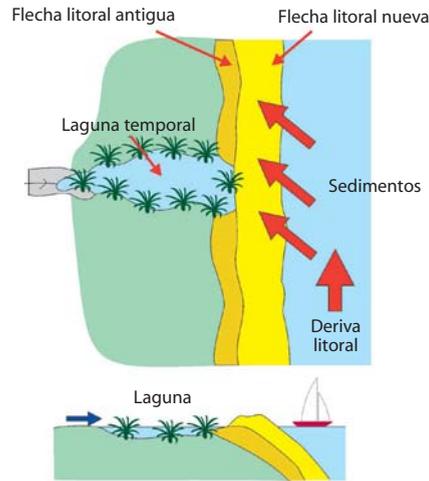
4. La laguna de rambla Morales

ESQUEMA SIMPLIFICADO DEL PROCESO DE FORMACIÓN DE LA LAGUNA DE LA DESEMBOCADURA DE RAMBLA MORALES

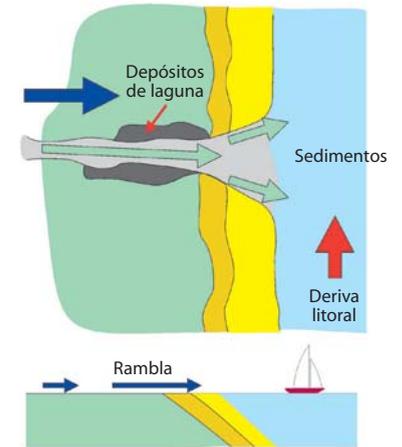
1. ESTADIO DE ALTA ENERGÍA



2. ESTADIO DE BAJA ENERGÍA



3. NUEVO ESTADIO DE ALTA ENERGÍA



5. Las Salinas de Cabo de Gata

J. L. Goy - C. J. Dabrio - J. Baena - C. Zazo

LA ALBUFERA NATURAL

Las actuales salinas de Cabo de Gata constituyen un ejemplo magnífico de sistema de albufera o laguna trasplaya habilitada por el hombre como salina mediterránea. Estos tipos de sistemas son naturales, y se generan a favor de un área deprimida por detrás de la línea de costa, donde se acumula agua dulce. Ésta permanece separada del mar por playas barrera, alimentadas principalmente del sedimento grueso aportado por las ramblas y desplazado a lo largo de la costa por la deriva litoral.

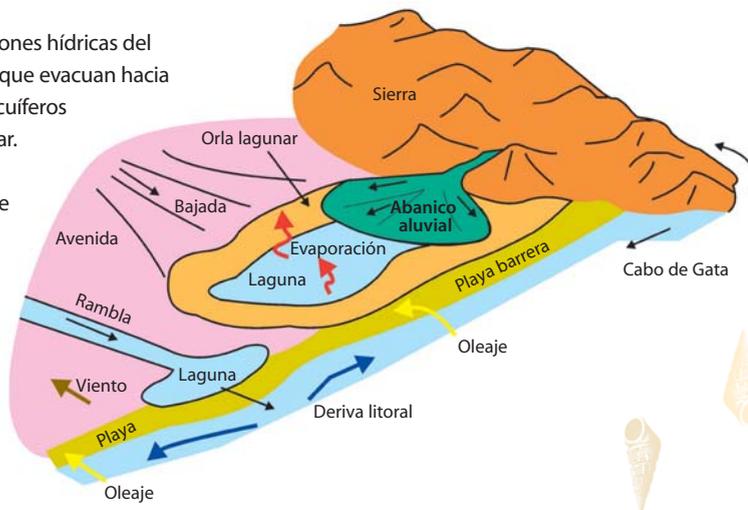
Las lagunas reciben aportaciones hídricas del agua de lluvia, de los cauces que evacúan hacia ellas y, en ocasiones, de los acuíferos subterráneos y del propio mar.

La laguna tiende a rellenarse con sedimentos de diversas fuentes. Los más importantes son los proporcionados por los aparatos aluviales que desagúan los relieves de sierra circundantes. Menor importancia tiene el sedimento arenoso

de las playas arrojado por el oleaje por encima de la playa barrera y el limo eólico aportado por el viento.

La evaporación, controlada principalmente por la insolación directa y por el viento, juega un papel muy notable en la dinámica de estas lagunas, contribuyendo eficientemente a su desecación, de aquí que sean dispositivos idóneos para la fabricación de sal.

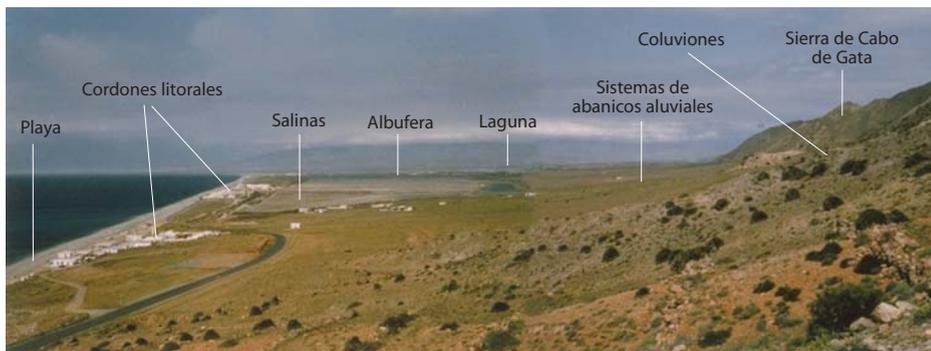
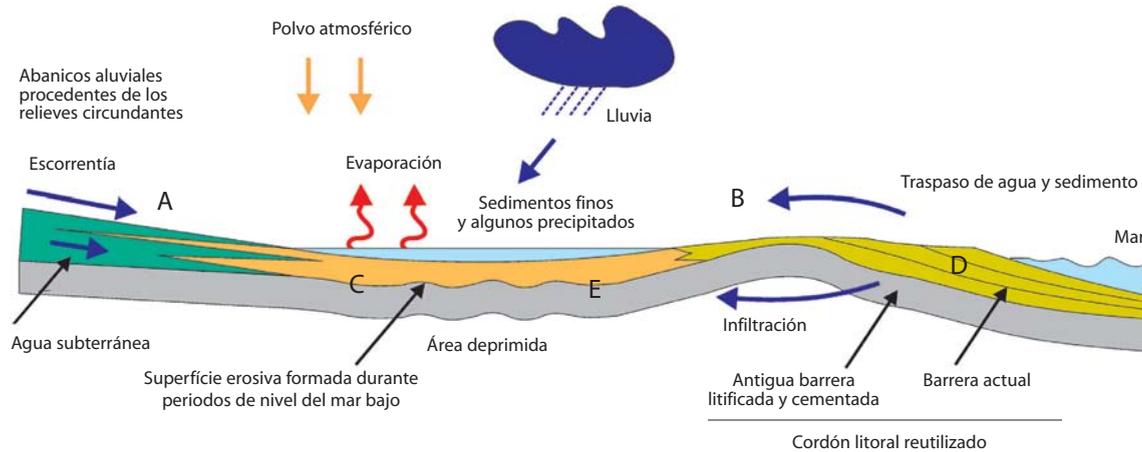
ESQUEMA GEOMORFOLÓGICO IDEALIZADO DE LAS SALINAS



Vista aérea del sistema de abanicos aluviales abiertos que procedentes de los relieves de la Sierra de Gata, invaden la albufera de Cabo de Gata. En algún caso se trata de abanicos coalescentes ya que conectan y se superponen lateralmente unos con otros.

5. Las Salinas de Cabo de Gata

ESQUEMA HIDROLÓGICO IDEALIZADO DE LAS SALINAS



Vista de las salinas desde el sur.

Una sección esquemática de la laguna mostraría los diversos elementos dinámicos y morfológicos:

Los depósitos de la laguna (E) conectan con los de los abanicos aluviales (A) y con los de la parte trasera de la playa (B) que obedecen al aporte de sedimentos durante los grandes temporales, cuando el oleaje puede sobrepasar la playa barrera).

El modelo es sólo activo en los periodos en que, como en la actualidad, el nivel del mar permanece alto, que coincide con los interglaciales. Por contra, durante las glaciaciones el nivel del mar ha permanecido más bajo, situándose la playa más al sur. En esas épocas la zona quedaría sometida a la acción erosiva de los agentes externos (viento, escorrentía, etc.), formándose una superficie erosiva (C).

Cuando la laguna y el cordón litoral se activan, en periodos interglaciales, la playa crece hacia el mar (prograda) (D) y se acumula un cierto espesor de sedimento en la laguna (E).



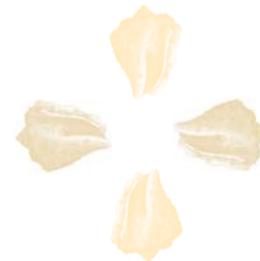
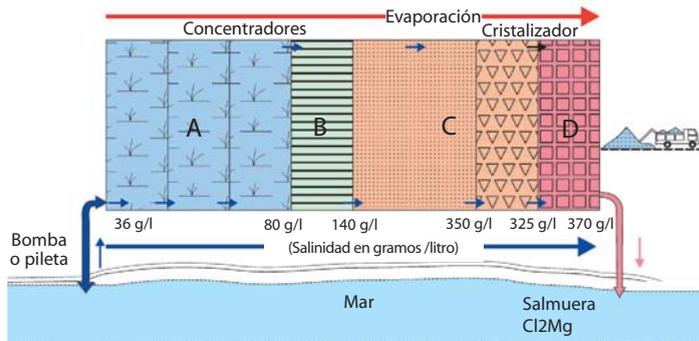
5. Las Salinas de Cabo de Gata

FUNCIONAMIENTO DE UNA SALINA MARITIMA

Los sistemas naturales de albufera como el de Cabo de Gata han sido aprovechados históricamente por el hombre para la obtención de sal: son las características salinas marítimas mediterráneas. Básicamente consiste en someter al agua del mar a un proceso de evaporación controlado, por medio del cual se produce un progresivo aumento de la salinidad, hasta que se alcanza el estadio de saturación y precipita la sal común (Halita, ClNa).

Para ello se establece un circuito que consta de unas balsas concentradoras (A, B y C) de gran extensión y poca profundidad, alimentadas directamente con agua de mar a salinidad de 36 gramos por litro. El agua de mar se introduce por un canal hasta las primeras balsas concentradoras (A), en las que queda retenida la macrofauna marina (peces, gasterópodos,...) y se produce la decantación de materiales en suspensión (terrígenos). La precipitación de carbonatos cálcico - magnésicos (hasta aumentar la salinidad de 36 a 140 gramos por litro) y la eliminación de los microorganismos (algas, bacterias,...) presentes en el agua marina termina de realizarse en un concentrador intermedio (B). Tras esta primera fase, el agua sigue en su recorrido por los

PROCESO SALINERO



Láminas de sal (halita) flotantes formadas en ausencia de vientos.

Vista aérea de las salinas desde el este. Las letras corresponden a la identificación de las diferentes áreas de las salinas referidas en el texto y en el esquema del proceso salinero.

diferentes concentradores (C), favoreciéndose la precipitación de sulfato cálcico (hasta alcanzar una salinidad de 140 a 325 gramos por litro). Una vez retirados de la solución salina estos productos

no deseados, la salmuera pasa a los cristalizadores (D) donde se produce la precipitación de sal común (325 - 370 gramos por litro), extrayéndose para su almacenaje, depuración y posterior venta.

6. Domos volcánicos de Punta Baja, el Faro y Vela Blanca

Juan M. Fernández

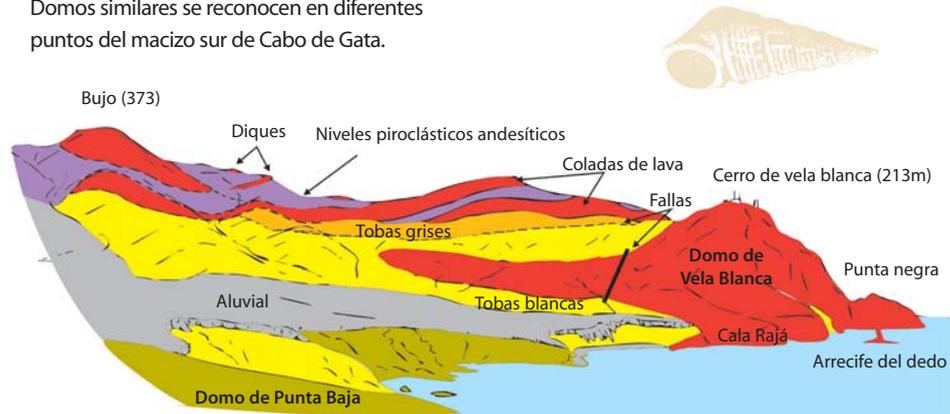
LA SERIE VOLCÁNICA

La costa en las proximidades del faro de Cabo de Gata muestra unos excelentes afloramientos de rocas volcánicas masivas que manifiestan la estructura de un tipo de elementos volcánicos de lava llamados domos. Su edad de formación es superior a los 12 millones de años. Están rodeados por una secuencia compleja de rocas piroclásticas y coladas de lava, de composiciones variadas, que han sido afectadas por alteración hidrotermal.

La subida al Cerro de la Vela Blanca ilustra sobre las sucesiones de rocas volcánicas existentes en el extremo sur de la Sierra de Cabo de Gata:

- ▶ En torno a los domos de Punta Baja - Cabo de Gata se reconocen unas rocas denominadas tobas, de color blanco. Son de origen piroclástico (ignimbritas), es decir, se han producido en erupciones de alta explosividad. Son las rocas más antiguas del área.
- ▶ Sobre ellas aparece otro nivel de tobas grisáceas, también piroclásticas.
- ▶ Por encima se reconocen unas coladas de lavas andesíticas (roca de carácter intermedio). Forma un resalte bien definido, que se repite en la ladera al ser afectada por varias fallas.

- Se observa a distancia la disyunción columnar.
- ▶ El domo de Vela Blanca corta a las tobas y puede ser simultáneo a la formación de las coladas de lava antes mencionadas. Está muy alterado e impregnado de óxidos de manganeso, lo que le confiere un color muy oscuro (*Punta Negra*).
 - ▶ Sobre las coladas aparece otro nivel de rocas piroclásticas que se extiende algunos kilómetros hacia el norte.
 - ▶ El vértice más alto (Bujo, 374 m) corresponde a un domo andesítico que corta a la secuencia anterior. Domos similares se reconocen en diferentes puntos del macizo sur de Cabo de Gata.



- | | |
|--|---|
| Tobas blancas (rocas piroclásticas, ignimbritas) | Tobas grises (rocas piroclásticas, ignimbritas) |
| Andesitas anfibólicas masivas (domos) | Andesitas piroxénicas masivas (coladas, diques y domos) |
| Rocas piroclásticas (andesitas piroxénicas) | Depósitos aluviales recientes |

6. Domos volcánicos de Punta Baja, el Faro y Vela Blanca

LAS ESTRUCTURAS VOLCANICAS

El complejo de domos de Punta Baja - Faro - Vela Blanca se compone de varios cuerpos de lava masiva alineados en dirección este - oeste extruidos aprovechando, probablemente, una fractura en esa dirección.

Los domos son formas volcánicas originadas cuando la lava viscosa, rica en sílice, fluye lentamente a la superficie, y se acumula en la propia boca de salida, solidificándose y taponándola. A veces, la lava no llega a salir a la superficie, y forma una acumulación bajo las rocas encajantes que se denomina criptodomo.

El complejo en este área contiene dos domos principales, uno bajo el faro y otro en Punta Baja, en los que se pueden reconocer espectacularmente una serie de estructuras volcánicas muy características:

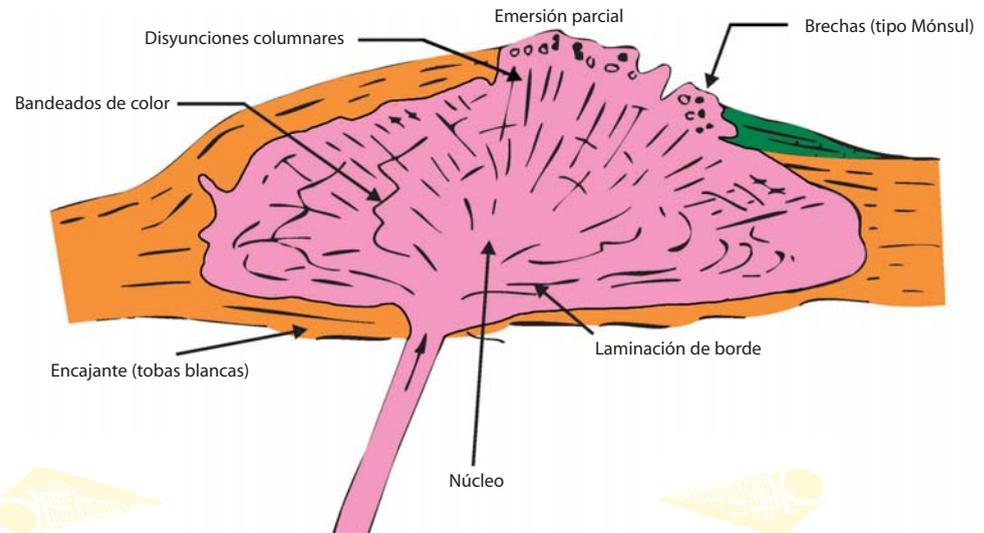
La más destacable es la disyunción columnar, típica de rocas masivas. Se produce al enfriarse la lava lentamente tras su emplazamiento. El volumen de la lava al solidificar disminuye ligeramente, y esta contracción es acomodada por la formación de las grietas dispuestas regularmente, de modo perpendicular a la superficie de enfriamiento

de la lava. La peculiar forma de las columnas de roca, hexagonales, hace que se hayan aprovechado, en éste y otros puntos de la Sierra de Cabo de Gata, para la obtención de adoquines.

Otras estructuras observables en estas rocas son la laminación y el bandeo de flujo.

Se generan sobre todo hacia los bordes de los domos, e incluso pueden encontrarse formando pliegues, durante la extrusión. Los bandeados de color indican la existencia de ligeras heterogeneidades en la composición de la lava durante la extrusión, mientras que la laminación de flujo se produce por la resistencia al flujo de la lava viscosa en los bordes del domo.

CRIPTODOMO Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS



6. Domos volcánicos de Punta Baja, el Faro y Vela Blanca



Toba blanca en Cala Rajá, materiales piroclásticos (ignimbritas) en los que encajan los domos de Punta Baja, Faro y Vela Blanca.



Disyunciones columnares en abanico en Punta Baja, aprovechadas históricamente para la extracción de adoquines.



Disyunciones columnares en el domo de Punta Baja.



Laminación de flujo en el borde del domo del Faro de Cabo de Gata.

7. Los volcanes de Mónsul

Juan M. Fernández

LOS VOLCANES SUBMARINOS DE MÓN SUL

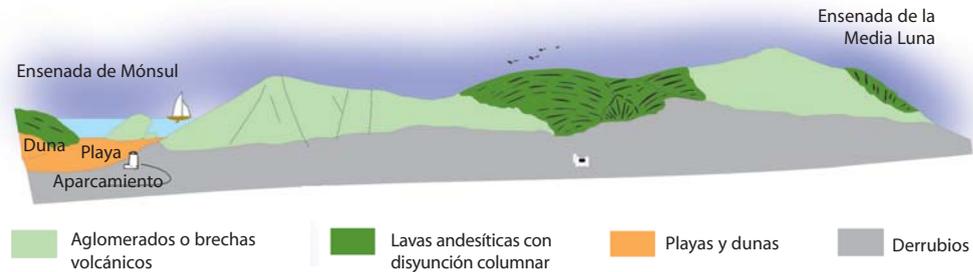
Los acantilados volcánicos del entorno de Mónsul están constituidos por aglomerados (o brechas) volcánicos. Son un tipo de roca formada por cantos angulosos de roca volcánica (andesita), con diámetros que van desde milímetros a metros, englobados en una matriz más fina, tamaño arena, también de origen volcánico.

Estos materiales tienen su origen en erupciones submarinas producidas hace aproximadamente de 10 a 12 millones de años, desde volcanes sumergidos. Los volcanes se hallaban próximos unos a otros, de manera que, una vez producida la explosión, el material arrojado se sedimentaba en el fondo marino en capas superpuestas.

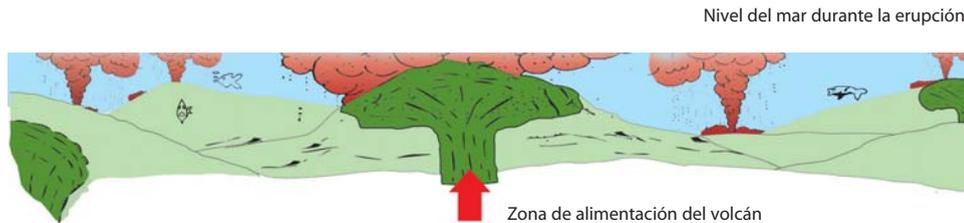
En la panorámica frontal puede diferenciarse la zona de alimentación del volcán. Está constituida por lavas andesíticas, más oscuras, y presentan unas estructuras muy características denominadas disyunciones columnares. Estas estructuras se producen debido a la contracción de la lava al enfriarse.



INTERPRETACIÓN DE LA PANORÁMICA OBSERVADA



RECONSTRUCCIÓN DEL PROCESO GENÉTICO



8. La duna 'barján' del Barronal o de Mónsul

C. Dabrio - J. Baena - J. L. Goy - C. Zazo

El viento lleva a cabo dos acciones fundamentales, erosión y acumulación, que dan origen a determinadas morfologías, dentro de las que se incluyen las dunas. Se utiliza el término duna, en sentido amplio, para designar a la mayoría de las formas de acumulación arenosas originadas por el viento.

En las dunas del litoral de Almería los tipos dominantes, según la morfología en planta, son:

los barjanes, o dunas de media luna, con los cuernos o puntas dirigidos en la dirección del viento; las dunas parabólicas, con los cuernos dirigidos en la dirección contraria al viento; Las dunas rampantes, se producen cuando cerca de una zona llana, con material arenoso suelto, existe un relieve orientado casi perpendicularmente a la dirección del viento dominante.

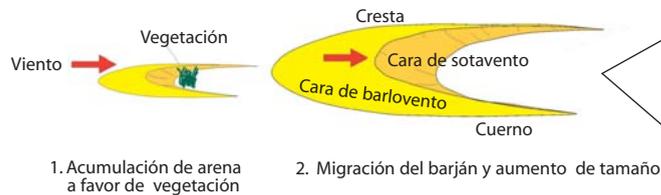


TIPOLOGÍAS DE DUNAS EN CABO DE GATA

DUNAS PARABÓLICAS



DUNAS BARJÁN

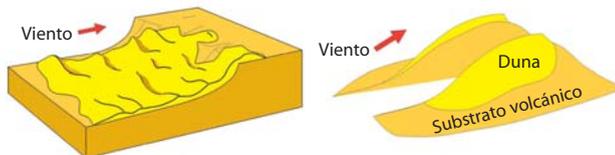


Duna "barján" de Mónsul.

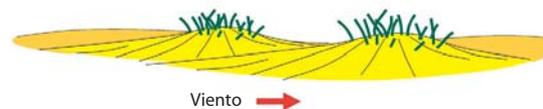


Movimiento de arena a favor del viento en la duna "Barján" de Mónsul.

DUNAS RAMPANTES



DUNAS ACUMULADAS A FAVOR DE LA VEGETACIÓN



9. El volcán de Los Frailes

Juan M. Fernández

El Cerro de Los Frailes (493 m.), es uno de los elementos más destacados de su Complejo Volcánico. Se compone de dos unidades volcánicas bastante diferenciadas: una unidad inferior de andesitas anfibólicas, y otra superior de andesitas basálticas oscuras, que conforman las dos cumbres principales (El Fraile y el Fraile Chico), mucho más recientes. El conjunto de los Frailes se apoya sobre las andesitas que constituyen el macizo volcánico del sur de la Sierra de Cabo de Gata, muy alteradas por procesos hidrotermales.



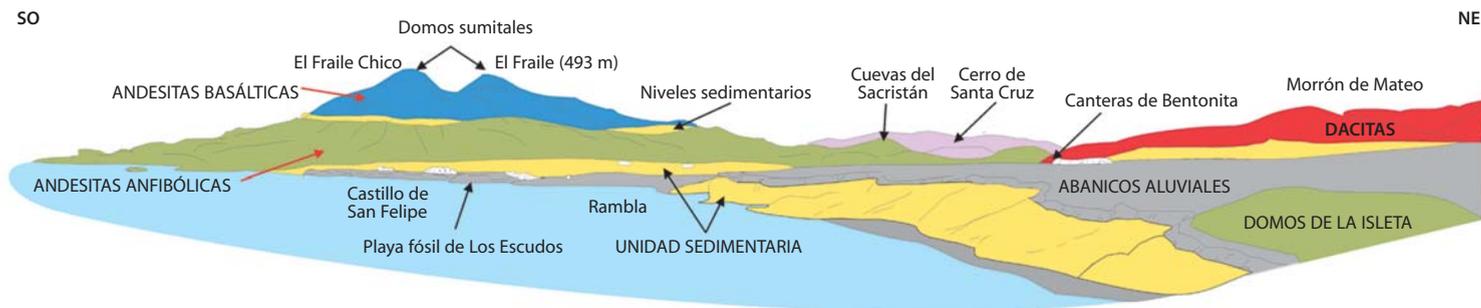
UNIDAD INFERIOR LAS ANDESITAS ANFIBÓLICAS

La unidad inferior de los Frailes constituye el techo hundido de una cámara magmática vaciada durante una o varias erupciones muy intensas. En estas erupciones un gran volumen de material magmático sale a la superficie por fenómenos muy explosivos y rápidos, y el techo de la cámara magmática se colapsa dando lugar a un conjunto caótico de rocas fragmentadas, junto con restos de domos y coladas de lava, que constituyen los materiales más comunes de esta unidad inferior. Las fases explosivas están señaladas por los niveles de rocas piroclásticas (tobas) de diferentes tipos, que se encuentra



intercaladas entre las unidades de brechas caóticas. En numerosos puntos se encuentran además niveles de rocas sedimentarias propias de ambientes de playa y marinos someros, ricas

PANORÁMICA GEOLÓGICA DEL VOLCÁN DE LOS FRAILES DESDE EL MIRADOR DE LA ISLETA



9. El volcán de Los Frailes

en fósiles, intercaladas entre las rocas volcánicas de la unidad inferior, y muy abundantes entre las unidades inferior y superior. La edad de la unidad inferior está comprendida entre 10,8 y 12,4 millones de años para unos autores, y alrededor de 14,4 según otros.

UNIDAD SUPERIOR LAS ANDESITAS BASÁLTICAS

Las cumbres de los Frailes están constituidas por una unidad de andesitas basálticas. Estas rocas son las más básicas (pobres en sílice) de Cabo de Gata, aunque con propiedad no llegan a ser basaltos.

Son rocas relativamente bien conservadas, sin alteración, cuya edad se estima en 8,5 - 8,6 millones de años. Se sitúan además sobre sedimentos ricos en fósiles del Tortonense, propios de ambientes marinos someros, y sedimentos de playa. Estos datos apuntan a que esta unidad superior de los Frailes constituía una isla volcánica durante su formación hace 8 millones de años.

La unidad se compone de dos centros principales de emisión que dieron salida a varias coladas de lava masiva (a unos 1000° C de temperatura), cuya característica disyunción columnar ha sido aprovechada para la

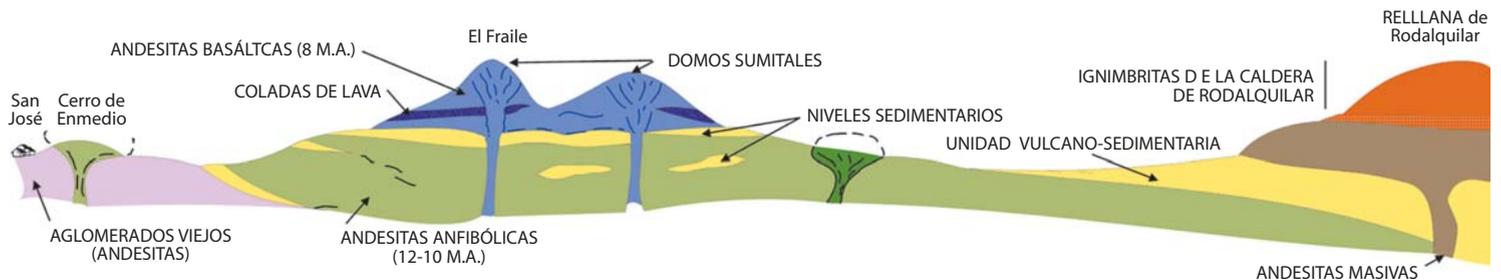
extracción de adoquines (se pueden observar algunas canteras a media ladera).

Otras fases de emisión dieron lugar a abundantes aglomerados o brechas piroclásticas, en erupciones algo más explosivas. El fin de la actividad magmática está marcado por la extrusión de los domos que constituyen las dos cumbres antes mencionadas (domos sumitales), que *sellan* los conductos eruptivos. La erosión ha sido muy intensa hasta la actualidad, pero la mayor resistencia relativa de los domos de lava masiva ha configurado una morfología erosiva groseramente cónica para esta unidad.

PANORÁMICA GEOLÓGICA INTERPRETADA DEL VOLCÁN DE LOS FRAILES DESDE EL MIRADOR DE LA ISLETA

SO

NE



10. La duna fósil de los Escullos

C. Zazo - J. L. Goy - J. Baena - C. Dabrio

En el litoral almeriense ha habido tres fases importantes de sistemas de dunas durante el Cuaternario: dunas grisáceas cementadas, formadas por fragmentos de esquistos, rocas volcánicas y granos de cuarzo, como las que se observan en rambla Amoladeras, y que se generaron en una edad comprendida entre los 250.000 y 180.000 años de antigüedad; dunas oolíticas de color blanco, constituidas por granos redondos denominados oolitos, de 128.000 a 100.000 años de antigüedad (último periodo interglacial); y, finalmente, dunas grisáceas sin cementar, que presentan la misma coloración y composición que las primeras aunque en este caso no están cementadas, formadas desde hace 6.000 años hasta la actualidad.

En la ensenada de Los Escullos, bajo el castillo de San Felipe, puede observarse, sin duda, el mejor afloramiento correspondiente a las dunas oolíticas blancas fósiles del litoral del Parque. Existen, no obstante otros afloramientos en el Playazo de Rodalquilar y Los Genoveses.

Estos sistemas dunares antiguos son excelentes indicadores, no sólo de la posición de la línea de costa en el momento de su formación, sino de las condiciones ecológicas y ambientales.

En efecto, las dunas oolíticas se generaron debido a la movilización por el viento del

sedimento de antiguas playas oolíticas, formadas en un ambiente más cálido que el actual. Esto se reconoce por la existencia de fauna asociada propia de mares cálidos (*Strombus bubonius*) y de los propios oolitos. Al microscopio se observa que los oolitos están constituidos por un núcleo de granos de cuarzo o fragmentos de roca o *pellets fecales* y una envoltura que presenta varias capas concéntricas de aragonito. Los oolitos se forman actualmente en la zona infralitoral, a pocos metros de profundidad, en fondos de aguas cálidas saturadas en carbonato y muy agitadas por las olas.



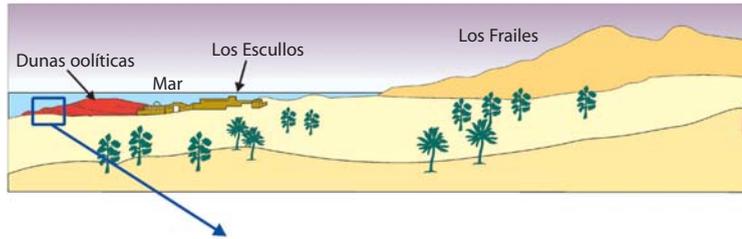
El Castillo de San Felipe de Los Escullos se asienta sobre una espectacular duna oolítica fósil. Sin duda el mejor registro de este tipo de materiales en el ámbito del Parque.



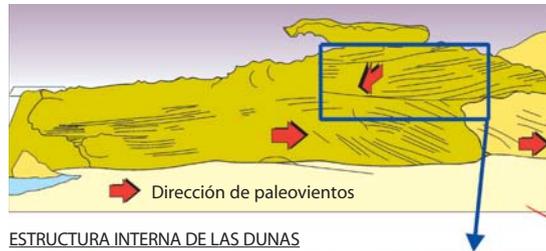
En el ámbito del Parque de Cabo de Gata existen dunas oolíticas fósiles en otros puntos: aquí pueden verse los afloramientos de Los Genoveses.

10. La duna fósil de los Escullos

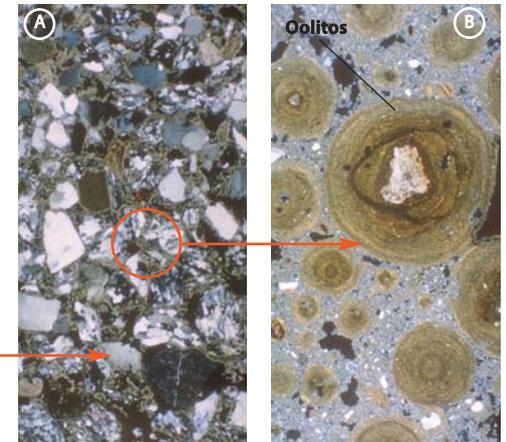
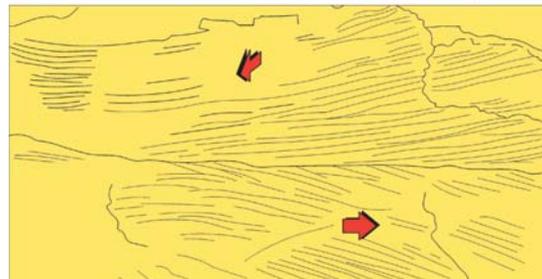
DUNAS OOLÍTICAS DE LOS ESCULLOS



DETALLE DE AFLORAMIENTO



ESTRUCTURA INTERNA DE LAS DUNAS



Aspecto microscópico (lámina delgada) de los componentes de la duna oolítica de Los Escullos (foto A). Al aumentar la resolución (foto B) se identifican perfectamente los oolitos, las partículas esferoidales que destacan en la matriz arenosa.

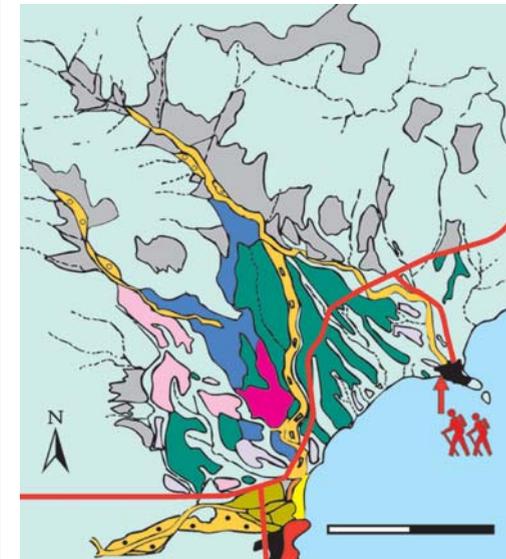
11. Los abanicos aluviales de la rellana de La Isleta-Los Escullos

J. L. Goy - C. Zazo - C. Dabrio - J. Baena

La Sierra de Cabo de Gata presenta un relieve abrupto con fuertes pendientes, que contrasta con la suave morfología de las depresiones litorales (rellanas). El brusco cambio de pendiente que se produce en el curso de los pequeños barrancos cuando abandonan el relieve de sierra

para entrar en las depresiones, provoca una pérdida de la capacidad de transporte y la consecuente acumulación (depósito) de los sedimentos que movilizan (cantos, bloques, arcillas, etc.) hacia la zona más deprimida. Se forma, así, un abanico aluvial abierto.

ESQUEMA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DE LOS DEPÓSITOS CUATERNARIOS DEL ÁREA DE LA ISLETA-LOS ESCULLOS



		Depósitos fluviales		Dep. de veritente	Depósitos litorales	
		Depósitos aluviales Abanicos	Depositos encauzados terrazas y cauces	Dep. de gravedad	Dep. marinos	Dep. eólicos
Cuaternario	Holoceno	Fase 6 (c)	Cauce actual	Coluviones y depósitos de laderas indeferenciados	Playa	Dunas eolíticas
		Fase 6 (b)				
		Fase 6 (a)				
	Pleistoceno	Fase 5	Terraza 2ª			
			Terraza 1ª			
Fase 4		Cauce abandonado				
Fase 3						
Fase 2						
	Fase 1					
Mioceno		Rocas volcánicas				

11. Los abanicos aluviales de la rellana de La Isleta-Los Escullos

Un descenso del nivel del mar, junto con una elevación lenta del relieve, provoca el encajamiento del barranco inicial (canal principal) en los depósitos del abanico abierto más antiguo, sobre cuya superficie se han podido ya desarrollar incluso suelos.

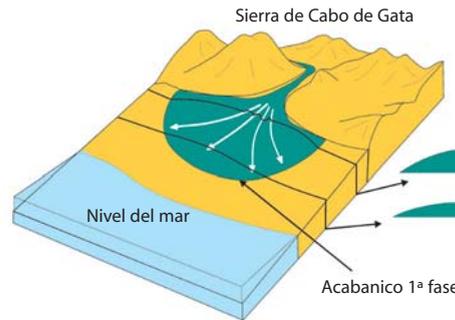
La formación de los siguientes abanicos, durante el inicio de una nueva subida del nivel del mar, da lugar a los abanicos encajados a una cota altimétrica inferior a la primitiva.

En el área de La Isleta - Los Escullos, se observan varias superficies (techo de los abanicos) encajadas, inclinadas ligeramente hacia el mar, que representan las distintas fases de formación de abanicos a lo largo del Cuaternario. Éstas se han debido a cambios en las condiciones climáticas, tectónicas y eustáticas (oscilaciones del nivel del mar), y su estudio proporciona información muy interesante sobre dichas condiciones.

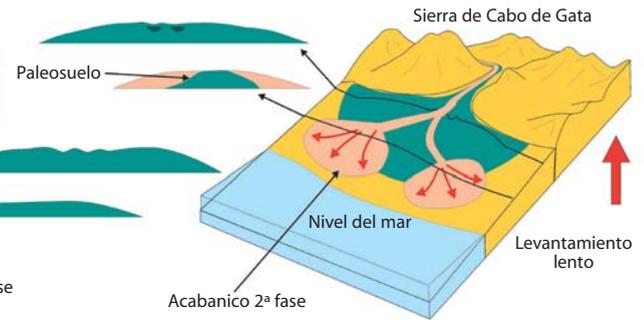


PROCESOS DE DEPOSICIÓN Y ENCAJAMIENTO EN ABANICOS ALUVIALES

ABANICO ABIERTO



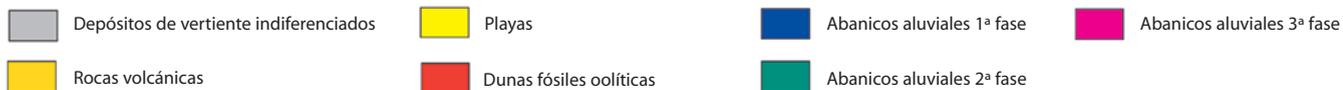
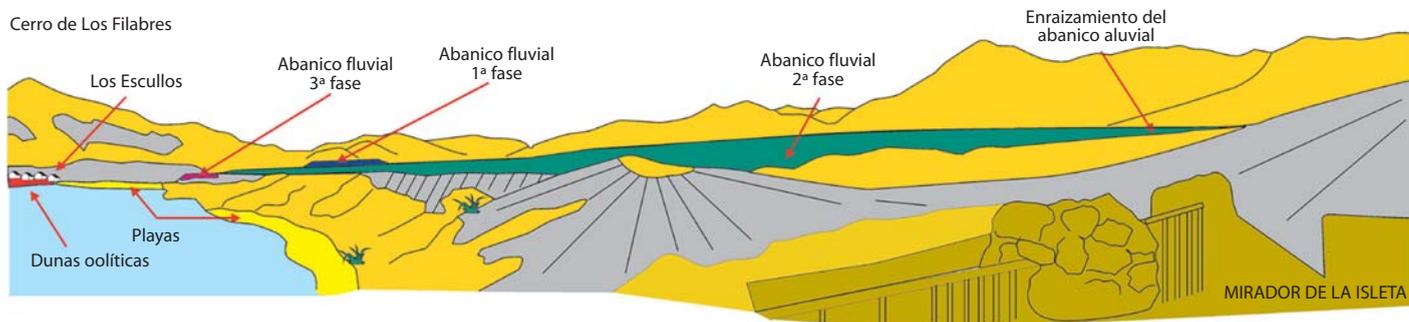
ENCAJAMIENTO



Vista aérea de la zona La Isleta - Los Escullos en la que pueden observarse la disposición muy esquematizada de los abanicos aluviales de la 2ª fase.

11. Los abanicos aluviales de la rellana de La Isleta-Los Escullos

PANORÁMICA DEL MIRADOR DE LA ISLETA E INTERPRETACIÓN DE LOS SISTEMA DE ABANICOS ALUVIALES



12. Las calderas volcánicas de Rodalquilar

Juan M. Fernández

Uno de los edificios volcánicos más significativos del Complejo Volcánico de Cabo de Gata es el de las Calderas de Rodalquilar, en el centro de las cuales se alojan los conocidos yacimientos de oro. En Rodalquilar se da la superposición o anidamiento de dos calderas sucesivas, la mayor es la Caldera de Rodalquilar, y dentro de ella se sitúa la Caldera de la Lomilla (denominada así por la Lomilla de Las Palas). Ambas calderas son estructuras de colapso producidas por erupciones de alta explosividad, que dieron lugar a dos grandes unidades de rocas piroclásticas, las llamadas Ignimbritas de Cinto y las Ignimbritas de Lázaras, respectivamente. Las calderas son estructuras

de colapso que se producen cuando, durante una erupción de gran magnitud, la cámara magmática se vacía muy rápidamente y su techo se hunde, dejando una depresión groseramente circular.

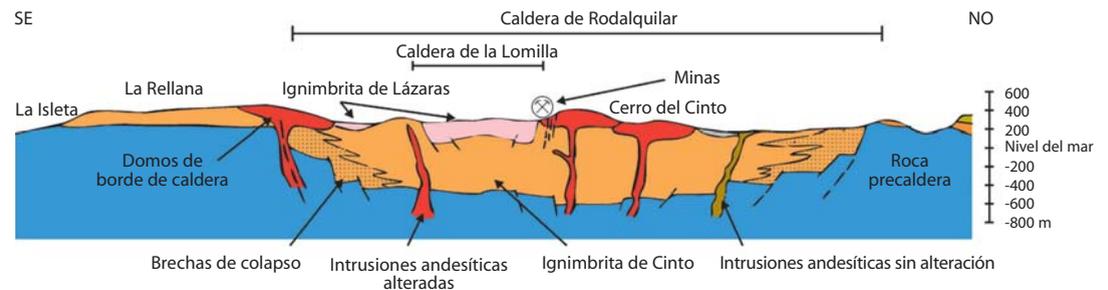


Detalle de las coladas de pómez del Cinto. El punteado oscuro corresponde a grandes cristales de cuarzo.



Detalle de las brechas de colapso de Cinto. Concentración de bloques (oscuros) en una colada de pómez (colores claros).

ESQUEMA GEOLÓGICO INTERPRETADO DE LAS CALDERAS VOLCÁNICAS DE RODALQUILAR



12. Las calderas volcánicas de Rodalquilar

HISTORIA GEOLOGICA

La Caldera de Rodalquilar y la Ignimbrita del Cinto

La Caldera de Rodalquilar es la mayor, con 4 x 8 Km de anchura y forma ovalada. Su origen está relacionado con el de la potente unidad piroclástica de la Ignimbrita del Cinto, formada hace unos 11 millones de años, sobre una masa de coladas andesíticas más antiguas (A) por el colapso de una cámara magmática.

Tras el hundimiento de la Caldera de Rodalquilar y la formación de la Ignimbrita de Cinto (B), la cámara magmática volvió a rellenarse y las ignimbritas de relleno de caldera se abombaron dando lugar al actual Cerro del Cinto (*domo resurgente*). Este fenómeno es muy común en la dinámica de las calderas y se llama resurgencia (C).

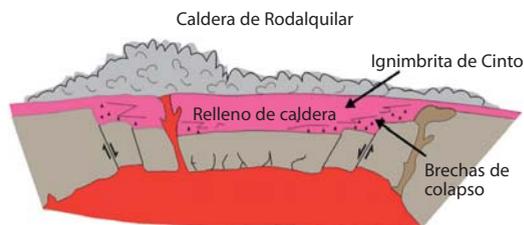
La Caldera de la Lomilla y la Ignimbrita de Lázaras

Una nueva etapa de intensa actividad eruptiva dio lugar a la formación de la Ignimbrita de Lázaras, simultáneamente al hundimiento de la Caldera de la Lomilla (D). Esta caldera presenta unos 2 Km de diámetro y está anidada en el centro de la Caldera de Rodalquilar.

El sistema de fracturas generado durante su colapso será aprovechado posteriormente para el desarrollo del sistema hidrotermal y de los yacimientos minerales.

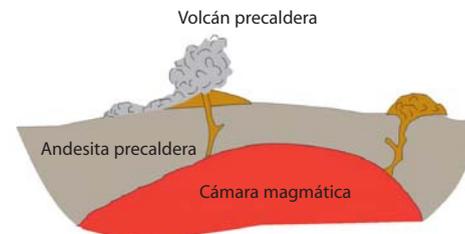


B. FORMACIÓN DE LA CALDERA DE RODALQUILAR

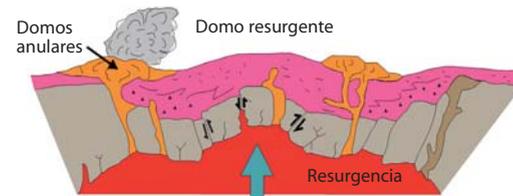


Delgados niveles de rocas sedimentarias y volcanoclásticas se depositaron sobre la superficie plana de la ignimbrita de Lázaras.

A. FORMACIÓN DE CÁMARA MAGMÁTICA



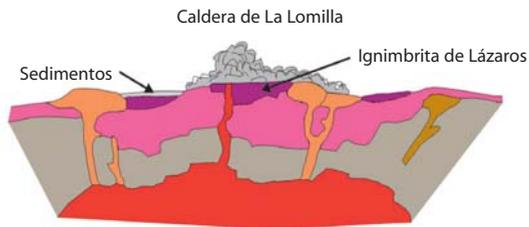
C. RESURGENCIA



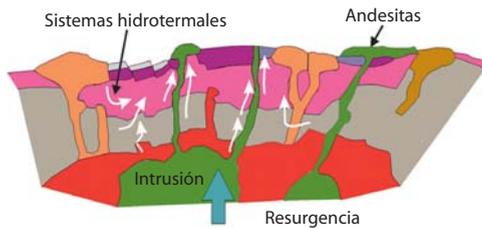
12. Las calderas volcánicas de Rodalquilar



D. FORMACIÓN DE LA CALDERA DE LA LOMILLA



E. RESURGENCIA Y FORMACIÓN DEL SISTEMA HIDROTHERMAL



Resurgencia y sistemas hidrotermales

El fin de la actividad magmática en Rodalquilar está marcado por la emisión de una serie de coladas y extrusiones de andesitas en la superficie, y la formación de una intrusión bajo el conjunto de calderas de Rodalquilar. Esta nueva fase de resurgencia del sistema magmático se acompañó de un abombamiento de la pila de productos volcánicos, la apertura de fracturas y el desarrollo de los sistemas hidrotermales, que producen la alteración de las rocas y la formación de los depósitos minerales. La edad es inferior a los 9 millones de años. En esta fase se formaron una serie de fracturas muy extendidas en dirección norte - sur que alojan a una parte de las mineralizaciones.

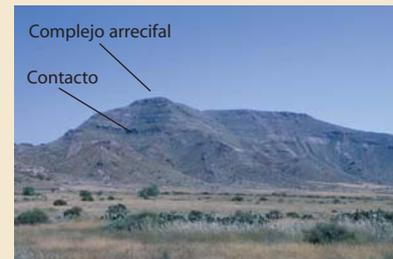
Finalmente, todo el conjunto volcánico es cubierto por los sedimentos marinos carbonatados del Mioceno Terminal (Tortoniense final y Messiniense), formando los conjuntos de La Molata, Romeral, Molatilla, etc.



Domos formados en el borde anular de la caldera.



La Ignimbrita de Lázaros corresponde a una toba formada por fragmentos de pómez (tonos oscuros) en una matriz de cenizas finas (tonos claros).



Carbonatos de la Molata sobre las ignimbritas de la Caldera de Rodalquilar.

13. Procesos mineros y mineralúrgicos en Rodalquilar

Carlos Feixas

PROCESOS MINEROS EN RODALQUILAR

La explotación de oro en Rodalquilar se ha realizado mediante dos métodos bien diferentes, tanto por lo que se refiere a la extracción como a la recuperación del preciado metal.

La minería del siglo XIX y de comienzos del siglo XX se realizó explotando interiormente filones cuarcíferos de alta ley mediante galerías y pozos. Por el contrario, la minería llevada a cabo por la Empresa Nacional ADARO desde 1956 se caracteriza por la explotación combinada de explotaciones de interior, con alta ley (más de 5 g/t), y cortas o canteras al exterior, con ley más baja (1 a 1,5 g/t). La mezcla de ambos productos permitía obtener leyes medias de 3 g/t, óptimas para el tipo de planta de recuperación con la que se trabajaba.

En las últimas décadas del siglo XIX y comienzos del siglo XX, la recuperación del oro se realizaba por medio de fundiciones en hornos de cuba o reverberos obteniendo una amalgamación de plomo rica en oro y plata. En la segunda mitad del siglo XX la recuperación se realizaba por medio de hornos eléctricos, después de concentrar mediante lavados con soluciones cianuradas.



Apertura de la pista que conecta las explotaciones del Cerro del Cinto con las instalaciones de clasificación y concentración. Esta infraestructura supuso un enorme avance ya que abrió las posibilidades a la mecanización de los sistemas de explotación (foto Evaristo Gil Picón).

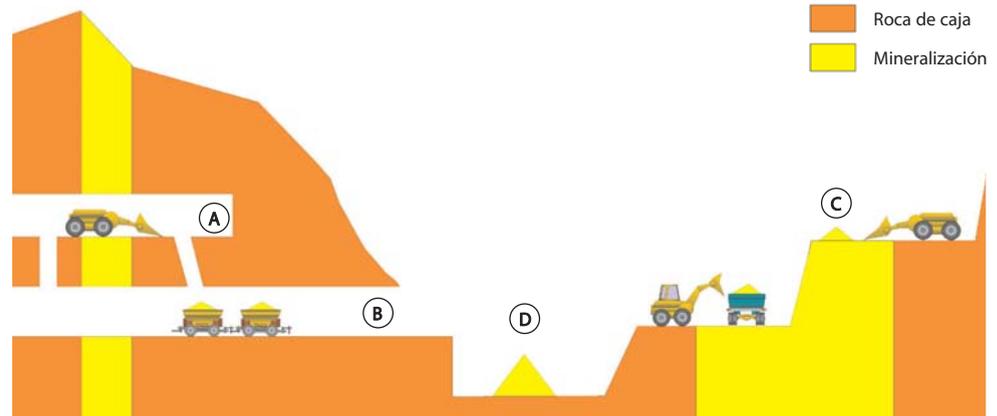


Bocamina del Filón 340 durante el período de máxima actividad en el Distrito Minero de Rodalquilar. La foto se sitúa aproximadamente en la década de los 50 (foto Evaristo Gil Picón).

13. Procesos mineros y mineralúrgicos en Rodalquilar

MÉTODO DE EXPLOTACIÓN

Las labores de extracción en interior se realizaban siguiendo los filones auríferos y explotando por realces (A), el material era extraído por pozos y galerías (B). Las labores de exterior se realizaban sobre pequeñas canteras en bancos descendentes (C). El mineral así obtenido era mezclado y apilado para su transporte a la planta de tratamiento (D).



Cortas de extracción del Cerro del Cinto realizadas por Adaro para alimentar la planta de tratamiento.

Las estructuras más oscuras se corresponden con los filones más ricos (foto Juan M. Fernández).

13. Procesos mineros y mineralúrgicos en Rodalquilar

SISTEMAS MINERALURGICOS

El mineral extraído era incorporado a una tolva (1), y posteriormente sometido a una trituration primaria en una machacadora de mandíbulas (2), y a una secundaria en un molino de conos (3). Más tarde era clasificado en cribas vibrantes (4 y 5). Este producto era sometido a una separación electromagnética (6) para eliminar otros metales diferentes al oro. Posteriormente era molido en molinos de bolas (7). Los sobrantes eran clasificados en tornillos lavadores (8) para separar los finos, sin oro, y volver a moler los gruesos con oro en los molinos. El mineral así concentrado era mezclado en dos tanques espesadores (9) con una solución cianurada (10) para someterlo a la siguiente reacción química en un medio con pH 9 a 11:

$$4 \text{ Au} + 8 \text{ CNNa} + \text{O}_2 + 2 \text{ H}_2\text{O} \rightarrow 4 \text{ Na}(\text{CN}_2 \text{ Au}) + 4 \text{ NaOH}.$$

En 4 tanques lavadores (11) la mezcla de cianuro y mineral era removida y aireada para obtener la solución rica en oro, que se recuperaba en un tanque (12). La solución cianurada era aclarada en tanques (13) y posteriormente sometida a un filtrado. A continuación se procedía a la desaireación bajo vacío parcial por medio de bombas en

tanques (14) y, seguidamente, en un tanque (15) se agregaba el polvo de cinc (16) para activar la precipitación del oro siguiendo la reacción:

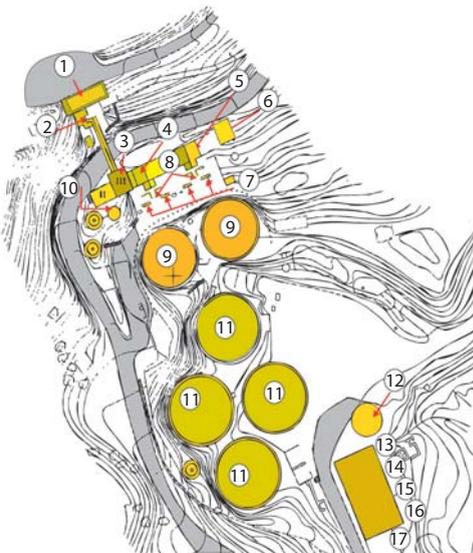
$$2 \text{ NaAu}(\text{CN})_2 + \text{Zn} \rightarrow \text{Na}_2\text{Zn}(\text{CN})_4 + 2 \text{ Au}.$$

Este proceso se denomina *Merril Crowe*.

El precipitado de los tanques procedente del proceso de recuperación por precipitación

mediante polvo de cinc, con un contenido entre un 10 y un 40% de cinc, se llevaba a una estufa eléctrica de secado donde se eliminaban las últimas trazas de humedad. El producto seco se precipitaba por lavado ácido y el precipitado se retiraba por filtración (17). El oro se obtenía por fusión en horno eléctrico.

RECONSTRUCCIÓN FUNCIONAL SEGÚN EL PROCESO MINERALÚRGICO EN LAS ACTUALES INSTALACIONES DE RODALQUILAR



Fotografía de época con las instalaciones mineras de Rodalquilar en funcionamiento. La foto data de la década de los 50 (foto Evaristo Gil Picón).



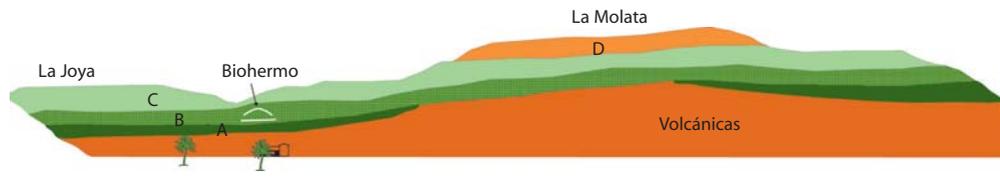
Sistema de tanques de lavado en funcionamiento (foto Evaristo Gil Picón).

14. Los sedimentos postvolcánicos en la Molata de Las Negras

Juan C. Braga - José M. Martín

En La Molata de las Negras están representadas las rocas sedimentarias que registran la historia geológica de la región de Cabo de Gata tras la actividad de los volcanes. Puede observarse sobre el basamento volcánico una serie de unidades sedimentarias que corresponden a depósitos formados en una pequeña cuenca (un entrante o bahía), conectada con el

Mediterráneo y actualmente emergida, levantada sobre el actual nivel del mar. La presencia de arrecifes de coral y de calizas oolíticas indica que durante el periodo de formación de las unidades B, C y D (Messiniense) el clima del Mediterráneo occidental era más cálido que hoy en día y similar al de las latitudes tropicales actuales.



UNIDAD A

Está constituida por calizas bioclásticas, rocas compuestas por restos de esqueletos de briozoos, bivalvos, algas rojas, erizos de mar, bellotas de mar y foraminíferos. Éstos organismos vivieron en la pequeña *cuenca marina de Las Negras*, apéndice del Mediterráneo, en el Tortonense superior-Messiniense inferior, hace unos 7 millones de años. Los organismos cuyos restos forman esas rocas son similares a los que hoy viven y producen sedimentos carbonatados en la plataforma marina que rodea el Cabo de Gata. El clima en la región en aquella época debía ser parecido al actual

o ligeramente más cálido. Una pequeña proporción de estas rocas son cantos y granos procedentes de la erosión de los relieves volcánicos.



Aspecto de campo de los briozoos y bivalvos fósiles que forman las calizas de la unidad A.

Los restos de algas calcáreas y briozoos que actualmente viven en los fondos de la plataforma de Cabo de Gata producen un sedimento similar al que originó las calizas de la unidad A.

14. Los sedimentos postvolcánicos en la Molata de Las Negras

UNIDAD B. ARRECIFES DE CORAL

Tras el depósito de las calizas bioclásticas hay una etapa de levantamiento y deformación del fondo de la cuenca, de modo que antes del depósito de la siguiente unidad (B) la calizas bioclásticas sufrieron una inclinación y fueron erosionadas

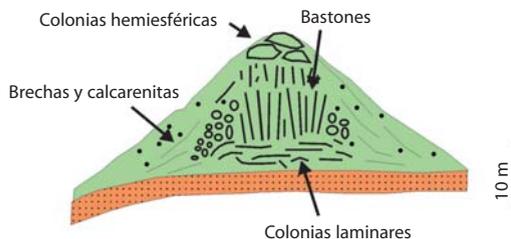
(obsérvese en la perspectiva y en la panorámica que faltan en la parte central del cerro).

En la unidad B, formada en el Messiniense, hacen unos 6 millones de años, destacan los arrecifes de coral en forma de pináculos aislados (biohermos), como el que se resalta en la

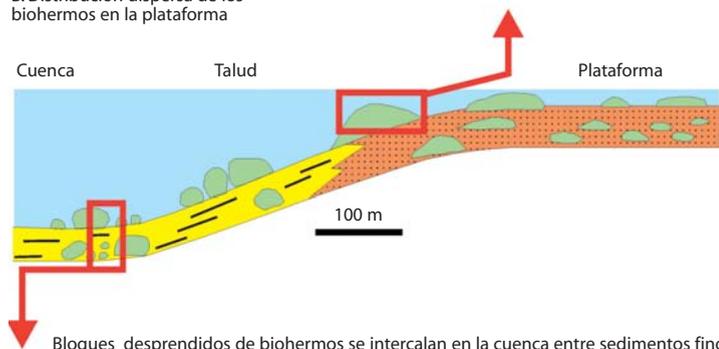
panorámica, fácilmente apreciable desde esta perspectiva. Estos arrecifes están formados principalmente por la acumulación *in situ* de los esqueletos calcáreos de corales de diversos géneros (*Porites*, *Tarbellastrea* y *Siderastrea*). Entre las colonias de coral y alrededor de los pináculos vivieron algas e invertebrados cuyos esqueletos también contribuyeron a formar sedimento carbonatado. Bloques procedentes de estos arrecifes, como los que se observan hacia la izquierda del gran pináculo caían pendiente abajo y se mezclaron con las margas y limos que se estaban depositando mar adentro, en zonas más profundas, situadas hacia nuestra izquierda. Las margas se formaron por la decantación de arcillas suspendidas en el agua del mar y por la acumulación de esqueletos de microorganismos planctónicos, tales como foraminíferos, algas unicelulares y, a veces, diatomeas.

DISTRIBUCIÓN Y ESTRUCTURA DE BIOHERMOS EN LA ESTRUCTURA ARRECIFAL

A. Esquema de un cuerpo arrecifal (biohermo)



B. Distribución dispersa de los biohermos en la plataforma



Colonia del coral *Tarbellastrea*, uno de los componentes de los biohermos de la unidad B.

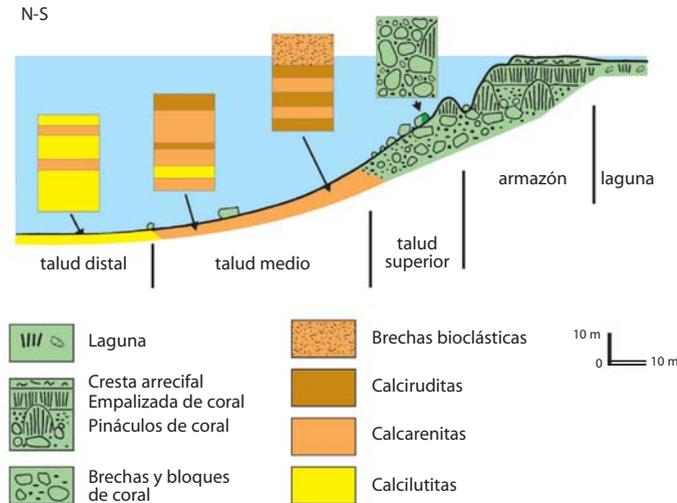
14. Los sedimentos postvolcánicos en la Molata de Las Negras

UNIDAD C

Corresponde a un arrecife costero que fue avanzando desde nuestra derecha hacia nuestra izquierda. Aquí los corales son casi exclusivamente *Porites* y las colonias de coral están rodeadas por foraminíferos y algas rojas encostrantes que, a su vez, están cubiertos por estromatolitos, es decir por carbonatos precipitados (o atrapados) por la acción de

microorganismos, fundamentalmente cianobacterias. Hacia el mar (hacia la izquierda), el arrecife daba lugar a un talud donde se acumularon los derrubios procedentes de su destrucción. El tamaño de grano de estos derrubios se segrega pendiente abajo, de modo que cada vez son más finos. Entre los derrubios del arrecife crecieron otros organismos como algas verdes calcáreas (*Halimeda*) y bivalvos.

ESQUEMA DE UNA FASE DE CRECIMIENTO DEL ARRECIFE



UNIDAD D

Descansa sobre una superficie de erosión que afectó al arrecife (C) y eliminó buena parte de sus depósitos. Esta superficie de erosión es la expresión en esta localidad de la desecación messiniense del Mediterráneo, conocida como *Crisis de Salinidad*. Su edad es Messiniense terminal (hace unos 5,5 millones de años).

La unidad D está formada fundamentalmente por estromatolitos y carbonatos oolíticos. Estos últimos están constituidos por partículas esféricas microscópicas, llamadas oolitos, con estructura interna de capas concéntricas de carbonato cálcico. Los oolitos se forman actualmente en fondos someros y agitados de mares tropicales. Los estromatolitos son domos o construcciones irregulares formadas por láminas de espesor milimétrico o inferior de carbonato.



Aspecto al microscopio de los oolitos que forman los carbonatos de la unidad D.



Aspecto de campo de los estromatolitos, con su típica estructura laminar.

15. Las bentonitas de Cabo de Gata

Carlos Feixas

GÉNESIS Y NATURALEZA DE LAS BENTONITAS

La bentonita es una roca compuesta por minerales del grupo de las arcillas. Su estructura interna en láminas superpuestas de diferente composición química favorece su principal característica: son capaces de absorber líquidos en un volumen varias veces superior al suyo propio. Ello se produce al almacenar el fluido en los huecos existentes entre las diferentes láminas.

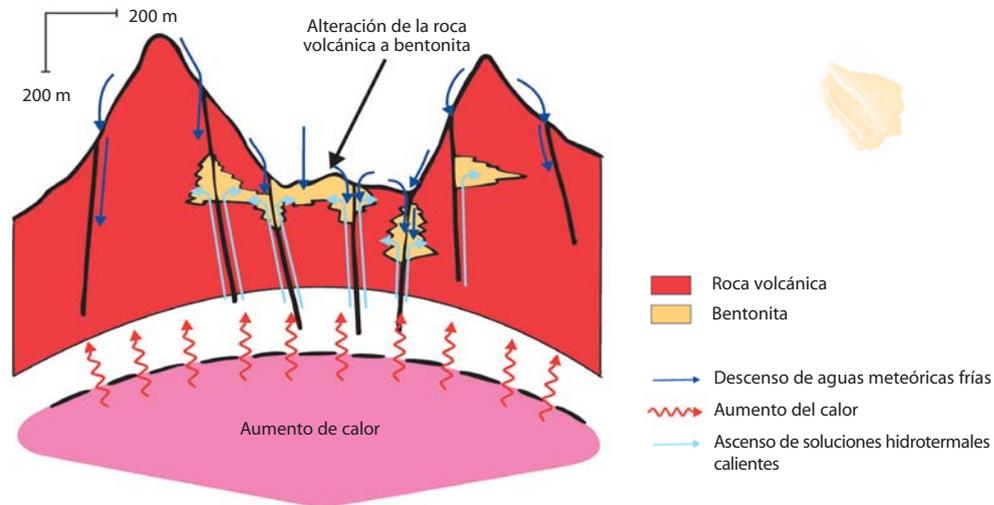
Las bentonitas de Cabo de Gata tienen su origen en la alteración de rocas volcánicas, bien por procesos de alteración hidrotermal (ascenso de soluciones calientes a favor de fracturas) o bien por fenómenos de alteración supergénica (debido a la acción de aguas meteóricas).

La especial composición del complejo volcánico de Cabo de Gata hace que en su interior se desarrolle la mayor concentración de yacimientos de bentonitas de España. En la actualidad constituyen la única explotación de minerales industriales que existe dentro del Parque Natural.

Las bentonitas de Cabo de Gata son de naturaleza calco - sódica - magnesiana en un 75% a un 95%, y el resto de la roca está constituida por otros tipos de arcillas y pequeñas cantidades de otros minerales procedentes de las rocas volcánicas. Presentan colores variados, desde rojos, verdes, amarillos y negros hasta blancos. Los yacimientos son de morfología irregular y estratiforme.



ESQUEMA SIMPLIFICADO DE LA FORMACIÓN DE LAS BENTONITAS



15. Las bentonitas de Cabo de Gata

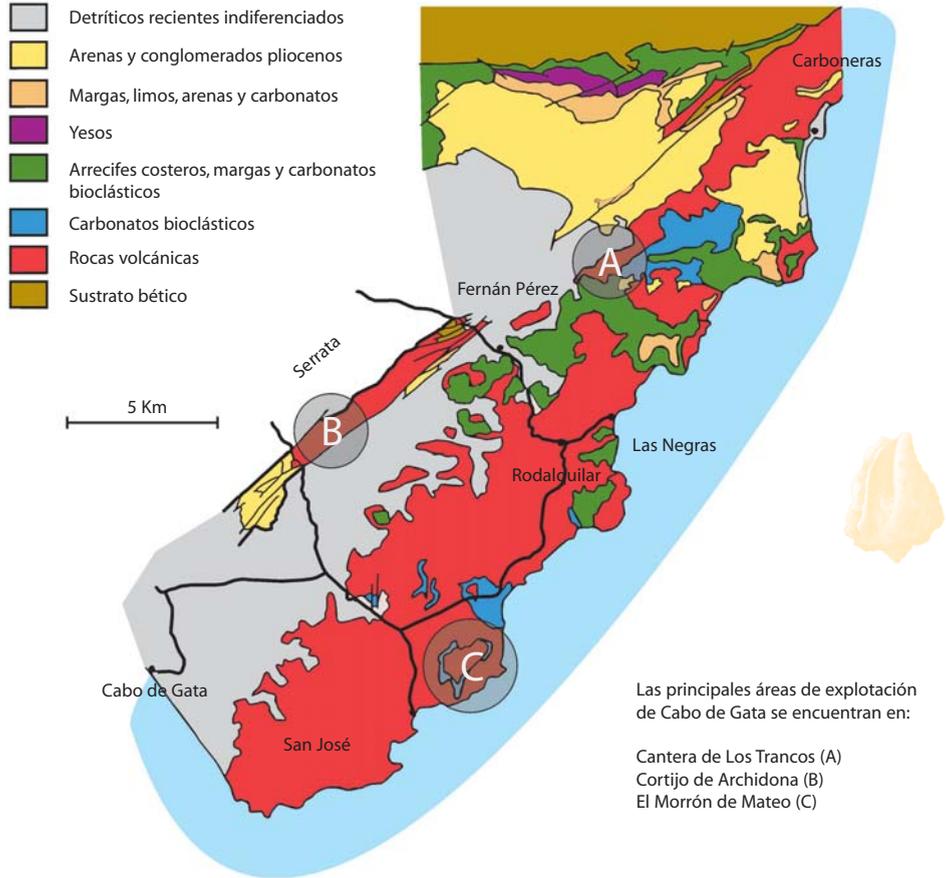


Cantera de bentonitas explotada de modo intermitente en la Serrata de Níjar. Las masas bentoníticas que presentan una cierta coloración tienen menos interés comercial que las blancas.



Explotación de bentonita blanca en el área del Morrón de Mateo.

DISTRIBUCIÓN DE LAS EXPLOTACIONES. MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE CABO DE GATA



15. Las bentonitas de Cabo de Gata

Las explotaciones de bentonitas se realizan mediante canteras a cielo abierto. En una cantera tipo hoy se realizan las siguientes actividades:

► *Acondicionamiento y preparación*

El descubrimiento de las capas productivas se suele hacer con la ayuda de palas excavadoras de gomas o tractores mecánicos de cadenas.

► *Extracción*

Una vez limpia la superficie se realiza la extracción por medio de bancos descendentes a lo largo de frentes, con alturas próximas a los 10 metros y longitudes cercanas a los 50.

► *Secado y clasificación*

El material así arrancado es extendido en grandes áreas o "parvas" donde se preseca, se limpia de impurezas y se clasifica por calidades según el uso al que se destine.

► *Acopio*

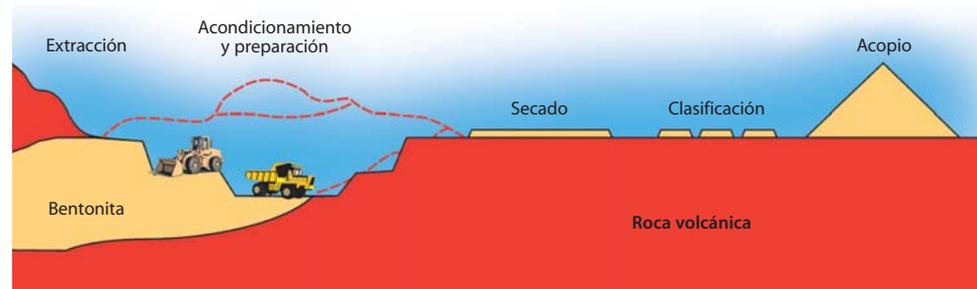
El material seco y clasificado se acopia en grandes pilas descubiertas para su transporte a plantas de tratamiento o para venta directa.



Las masas mineralizadas suelen estar recubiertas por roca no mineralizada que es necesario retirar para la explotación.



La Cantera de los Trancos es la principal explotación de bentonitas del Parque. Puede observarse la envergadura de los bancos de explotación tomando como escala los camiones.



16. Los sedimentos marinos de Cañada Méndez (Agua Amarga)

Juan C. Braga - José M. Martín

En los afloramientos de Cañada Méndez aparecen excepcionalmente expuestos sedimentos carbonatos generados en plataformas marinas templadas y someras con temperaturas medias y salinidades semejantes a las del Mediterráneo actual. Se sitúan directamente sobre rocas volcánicas de 9,6 millones de años de antigüedad. En la extrema base de la sucesión de sedimentos, justo encima de las volcánicas e inmediatamente por debajo de los carbonatos, aparecen arenas de carácter volcanoclástico (es decir alimentadas por erosión de las propias rocas volcánicas), con algunos fósiles marinos dispersos (esencialmente restos de conchas).

Dos son las unidades de carbonatos templados representadas. Destacamos aquí la más importante en cuanto a extensión y espesor de sedimentos, la inferior, conocida informalmente como *unidad roja* debido a su color característico. Su edad es Tortoniense inferior, aproximadamente unos 9 Ma.

Estos carbonatos son de naturaleza bioclástica. Están constituidos por abundantes restos, muy fragmentados, de esqueletos calcáreos de organismos marinos típicos de ambientes someros de plataforma (de ~ 0 a 100 m de

profundidad), tales como briozoos, algas rojas, bivalvos, equinodermos, braquiópodos, foraminíferos bentónicos, balánidos, gasterópodos y corales solitarios, claramente visibles en muestra de mano y/o al microscopio. En los carbonatos son extraordinariamente abundantes las estructuras sedimentarias de ordenamiento interno, tales como laminaciones, estratificaciones cruzadas, etc., reflejo de su movilización por la acción del oleaje y/o corrientes, en el propio fondo marino.



Fragmentos de organismos típicos productores de carbonato en ambientes de plataforma.



16. Los sedimentos marinos de Cañada Méndez (Agua Amarga)

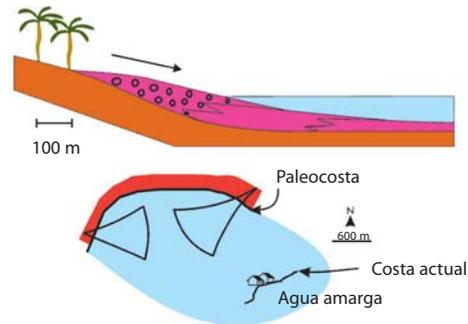
REGISTROS SEDIMENTARIOS, EVOLUCIÓN PELEOGEOGRÁFICA Y MODELOS SEDIMENTARIOS DE LA CUENCA DE AGUA AMARGA

El registro sedimentario en este área permite reconstruir la paleogeografía de la cuenca de Agua Amarga durante el Tortoniano inferior en base a la interpretación de los distintos ambientes de depósito. Su paleogeografía era esencialmente la de una pequeña bahía abierta hacia el sur, con una pequeña elevación submarina (umbral) situada justo en su entrada, especialmente notoria en determinados momentos de su historia. La cuenca se fue rellenando por diferentes conjuntos de sedimentos en sucesivas fases.

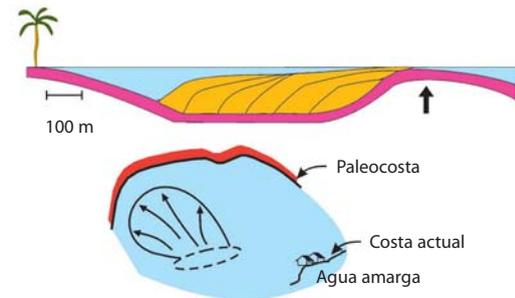
FASE 1: en una fase inicial llegaban a la bahía ramblas que se prolongaban bajo el mar en forma de abanicos submarinos. Las arenas volcanoclásticas inferiores corresponden al depósito en las partes distales de estos abanicos de arenas procedentes de la destrucción de los relieves volcánicos.

Por encima se sitúan los carbonatos de plataforma. En base a las estructuras sedimentarias dominantes caben diferenciar en el corte que se interpreta cuatro unidades:

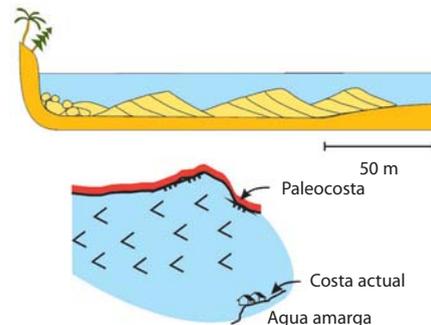
FASE 1



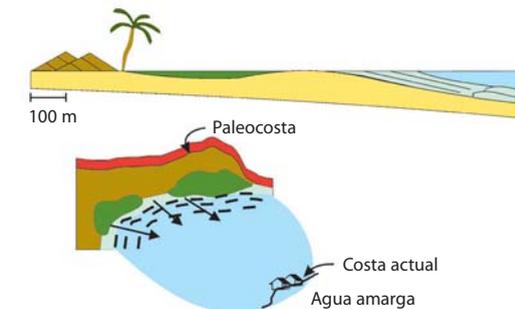
FASE 2



FASE 3



FASE 4



Tomado de Betzler et al, 1997

16. Los sedimentos marinos de Cañada Méndez (Agua Amarga)

FASE 2: una inferior, en la que lo más característico son las capas con estratificación cruzada tabular (de trazado rectilíneo, foto A), separadas por superficies netas muy tendidas (casi horizontales) y continuas. Son depósitos de abanicos de tormentas depositados en el lado protegido de un alto o umbral volcánico submarino situado al sur.



FOTO A. Aspecto de campo de las capas con estratificación cruzada tabular, ligadas a los abanicos de tormenta.



FOTO B. Aspecto de campo de las estratificaciones cruzadas en artesa producidas por migración de dunas subacuáticas.

FASE 3: otra intermedia con abundantes estratificaciones cruzadas en artesa (en comba, foto B). Se interpretan como dunas marinas que migraron paralelamente a la costa.

FASE 4: otra superior en la que la estructura sedimentaria más característica es la laminación paralela de bajo ángulo (foto C). Corresponde a sedimentos típicos de playa.

Lateralmente, y superpuesta a la anterior, aparece una última unidad compuesta por arenas finas con estratificaciones cruzadas en artesa, poco netas y de muy alto ángulo, y/o limos sueltos sin estructuras sedimentarias evidentes (foto D). Se interpretan como los depósitos de dunas eólicas costeras y lagunares, respectivamente.

PANORÁMICA REAL DE CAMPO DEL CORTE QUE SE INTERPRETA.



FOTO C. Laminaciones paralelas de bajo ángulo en niveles correspondientes a los episodios de playas progradantes.

INTERPRETACIÓN DE LA PANORÁMICA OBSERVADA

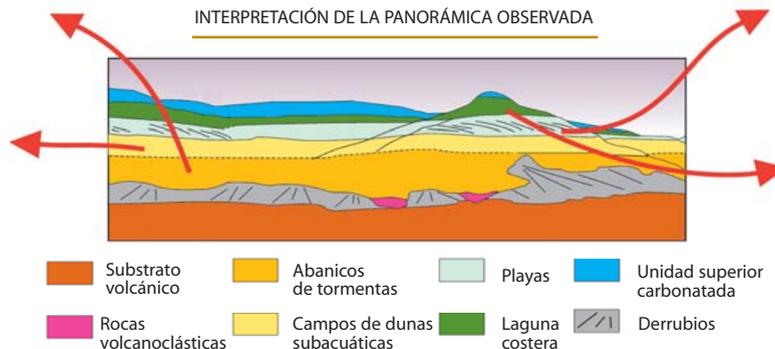


FOTO D. Niveles de limos (sedimentos blandos) formados en lagunas costeras.

17. El desembarcadero de Agua Amarga

José Vicente Coves - José Antonio Gómez

El amplio desarrollo de la actividad minera durante el siglo XIX y primeras décadas del XX en la provincia de Almería condicionó la existencia de una red de ferrocarriles mineros de la que en la actualidad tan sólo se conservan vestigios. Una de estas líneas es la de Lucainena - Agua Amarga. En el ámbito del Parque pueden verse aún tramos de la vía férrea, conservándose, aunque muy deterioradas, las instalaciones del embarcadero de mineral de Agua Amarga. Éste constituye, junto con Rodalquilar, uno de los dos elementos de máximo interés arqueo - industrial del Parque.



Locomotora LUCAINENA (Nasmyth Wilson 464/95), una de las máquinas utilizadas en la línea de transporte de mineral desde Lucainena hasta Agua Amarga. La foto data de finales del siglo XIX (foto Col. J.M. Sánchez Molina).

Decidida la realización de la obra, en marzo de 1894 se última la redacción del proyecto, firmado por D. Cayetano Fuentes, y el 18 de Febrero de 1895 se otorga la concesión, mediante Real Orden, con carácter de ferrocarril económico sin subvención del estado y por un período de 99 años. No obstante, en Septiembre de 1894 habían dado comienzo las obras de construcción del ferrocarril y, un mes más tarde, la compañía vizcaína anunciaba la compra de 63.000 traviesas de roble.

Las obras van avanzando y, a mediados de 1895, se halla terminado el muelle - embarcadero. Finalmente, en Marzo de 1896, se concluyen las obras. En Mayo se expide el primer cargamento de mineral acumulado en los depósitos de Agua Amarga a bordo del vapor ALBIA.

El costo de las instalaciones del ferrocarril fue de 3.500.000 pts, los depósitos de mineral supusieron un gasto de 160.000 pts y el embarcadero 265.000 pts. La inversión total de establecimiento fue de 3.675.000 pts, con un coste medio de inversión de 100.000 pts/km.



PLANO GENERAL DE LA LÍNEA LUCAINENA - AGUA AMARGA



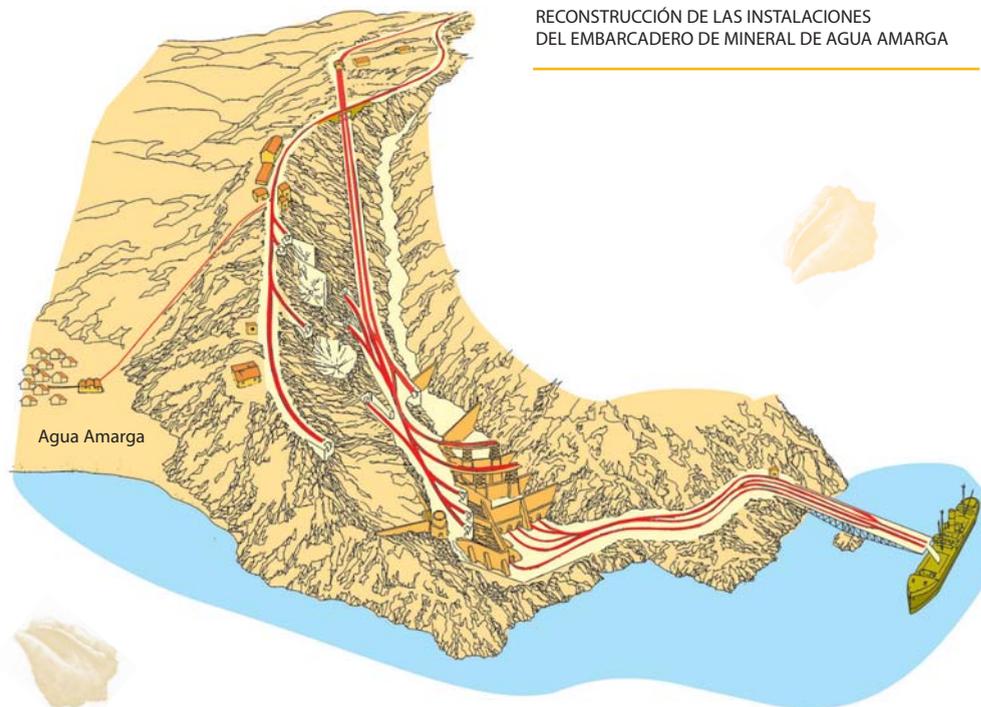
En 1901 el transporte de mineral por ferrocarril suponía un costo de 0,025 pts por tonelada y kilómetro y el embarque 0,123 pts.

17. El desembarcadero de Agua Amarga

Aunque la empresa minera mantuvo un buen nivel de actividad durante la primera década del siglo XX, en la segunda el mercado comienza a no ser tan favorable. En los años que siguieron a la Primera Guerra Mundial tiene lugar una grave crisis siderúrgica en Europa y en España, que supuso una durísima prueba para la minería nacional del hierro. En 1919 y 1920 los depósitos de Agua Amarga está repletos de un mineral que nadie compra. A estas dificultades se unen la competencia de los minerales norte - africanos, las mejoras salariales que comienzan a introducirse por esas fechas e incluso la falta de personal debida a los fuertes movimientos migratorios registrados en la provincia de Almería en esa época.

La compañía aguantó una marcha descendente hasta que en 1931, y ante la imposibilidad de exportar sus hierros, se ve obligada a suspender temporalmente la circulación del ferrocarril. La actividad se reanuda esporádicamente, pero en 1936, con el estallido de la Guerra Civil, la situación se agrava. Durante los tres años de contienda las minas y el ferrocarril quedan en manos de los propios trabajadores, aunque sin gran actividad. En 1939 se reinició el tráfico por ferrocarril hasta que la actividad cesó

por completo en 1942, fecha en que el vapor *Bartolo* cargó por última vez en Agua Amarga. Poco más tarde se comenzaron a dismantelar las instalaciones mineras y ferroviarias. Las locomotoras, los puentes y los ferrocarriles fueron desmontados y transportados en camiones hasta Almería.



RECONSTRUCCIÓN DE LAS INSTALACIONES DEL EMBARCADERO DE MINERAL DE AGUA AMARGA

17. El desembarcadero de Agua Amarga



Estado actual de las instalaciones mineras en el embarcadero de Agua Amarga. A la derecha puede observarse una vista general de las instalaciones: al fondo la Sierra de Alhambilla, lugar de explotación del hierro y origen del transporte y, en primer término, el gran plano inclinado por donde descendían los vagones cargados de mineral hasta los silos. A la izquierda, restos de dichos silos utilizados para el almacenamiento de mineral previo al embarque definitivo (fotografías M. Villalobos).



El barco BARTOLO recibe el último cargamento expedido en Agua Amarga desde las minas de Lucainena. Con él se cierra una página en la historia de la minería almeriense.



Locomotora LUCAINENA (Nasmyth Willson 464/95), una de las máquinas utilizadas en la línea de transporte de mineral desde Lucainena hasta Agua Amarga. La fotografía data de finales del siglo XIX (fotografía, J. M. Sánchez Molina).

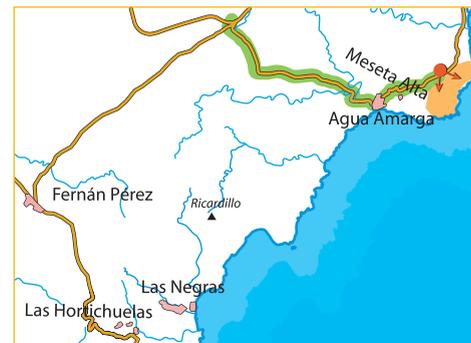
18. El arrecife de Mesa Roldán

Juan C. Braga - José M. Martín

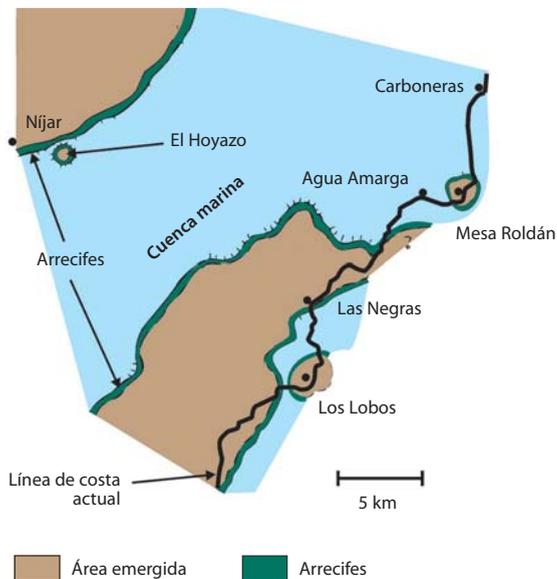
INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA

El relieve de Mesa de Roldán es esencialmente un domo volcánico que se formó hace unos 8,7 millones de años. No obstante, el techo de Mesa de Roldán, la plataforma superior que da

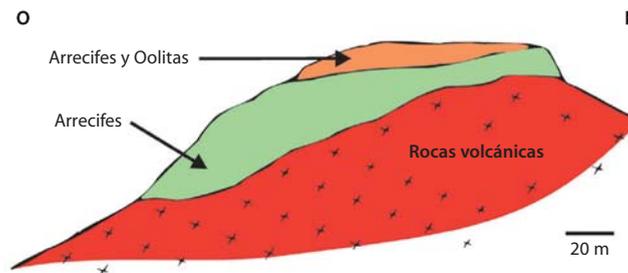
a este cerro el aspecto de *mesa*, debe su estructura a la formación en épocas más recientes de arrecifes de coral y otros depósitos sedimentarios sobre el domo volcánico. Pueden distinguirse dos unidades sedimentarias.



PALEOGEOGRAFÍA DEL ÁREA DE CABO DE GATA DURANTE EL DEPÓSITO DEL COMPLEJO ARRECIFAL



ESQUEMA GEOLÓGICO INTERPRETATIVO DE LA PANORÁMICA



18. El arrecife de Mesa Roldán

UNIDAD SEDIMENTARIA INFERIOR LOS ARRECIFES

La unidad sedimentaria inferior está constituida por restos de arrecifes de coral. Como en otros puntos de la región, en el Messiniense, hace unos 6 millones de años, los corales aprovecharon el alto fondo que constituía el domo volcánico para instalarse y formar un arrecife. Los esqueletos calcáreos de los corales, tal como sucede en la actualidad en los mares tropicales (Foto A), acabaron construyendo un *edificio* rígido de roca carbonatada. En Mesa Roldán, los corales constructores son del género *Porites* (Foto B) y, en menor medida, *Tarbellastraea* y *Siderastrea*. Otros organismos, como algas rojas, foraminíferos encostrantes, bivalvos, gasterópodos, gusanos serpúlidos, etc. (Foto C) contribuyeron con sus esqueletos a la construcción del arrecife o a la acumulación de sedimento carbonatado.



Los corales calcáreos en los mares actuales construyen arrecifes de coral similares a los que se formaron en esta región hace 6 millones de años.



Los restos de bivalvos contribuyen a formar los depósitos arrecifales.



Los corales del género *Porites* son los principales constructores de los arrecifes messinienses en Almería.



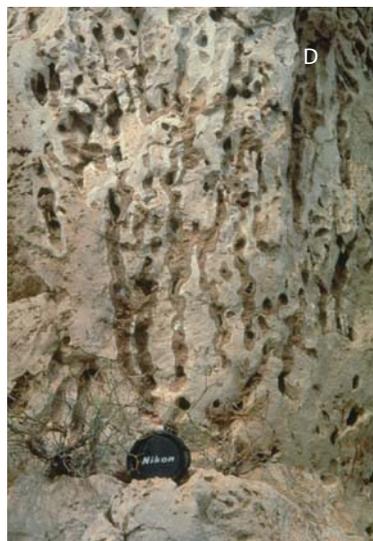
18. El arrecife de Mesa Roldán

UNIDAD SEDIMENTARIA SUPERIOR LOS PARCHES ARRECIFALES

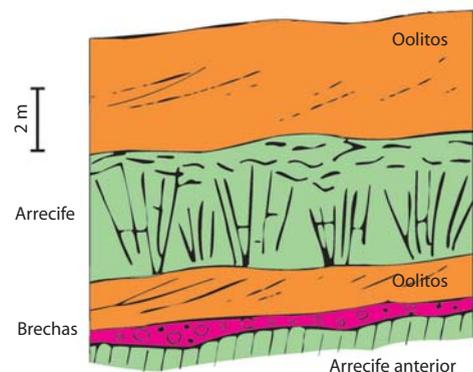
Sobre la unidad sedimentaria inferior hay una superficie de erosión y, encima, se encuentra una nueva unidad sedimentaria. Esta última, también de edad Messiniense, pero más joven (alrededor de 5,5 millones de años), está formada, de nuevo, por arrecifes de coral junto a unos sedimentos carbonatados particulares que se llaman oolitas (Figura inferior). Aquí los arrecifes son de pequeñas dimensiones, parches de unos pocos metros de ancho por uno o dos metros de altura, formados por corales del género *Porites* (Foto D) y costras micríticas de origen microbiano muy desarrolladas (Foto E). Estos arrecifes crecieron rodeados por sedimentos oolíticos. Estos sedimentos están constituidos por pequeñas partículas de carbonato de forma esferoidal con estructura interna concéntrica (Foto F). En la actualidad, los oolitos, como se conoce a las partículas, se generan en zonas someras y agitadas de mares tropicales.

Tanto los carbonatos oolíticos como los arrecifes de coral testimonian que en el Mediterráneo occidental, en el sureste de la Península Ibérica, al final del Mioceno, en el Messiniense, hace unos 5,5 millones de años,

imperaba un clima tropical, similar al que actualmente se encuentra en latitudes más bajas, en regiones más cercanas al Ecuador. Desde aquella época hasta la actualidad, el clima de la región ha seguido una tendencia general a enfriarse, aunque esta tendencia ha sufrido fuertes fluctuaciones, especialmente en los 2 últimos millones de años.



Colonias de coral del género *Porites* (bastones verticales), rodeadas por costras de carbonatos micríticos (tonos blancos), que constituyen los parches arrecifales de la unidad superior.



En la Unidad Superior aparecen parches arrecifales y calizas oolíticas.



Las costras de carbonatos micríticos engruesan en la parte superior de los parches arrecifales al tiempo que las colonias de coral se vuelven irregulares.



Imagen microscópica del sedimento oolítico. Estas partículas, los oolitos, componen el resto de los sedimentos de la unidad superior.

19. El Hoyazo de Níjar

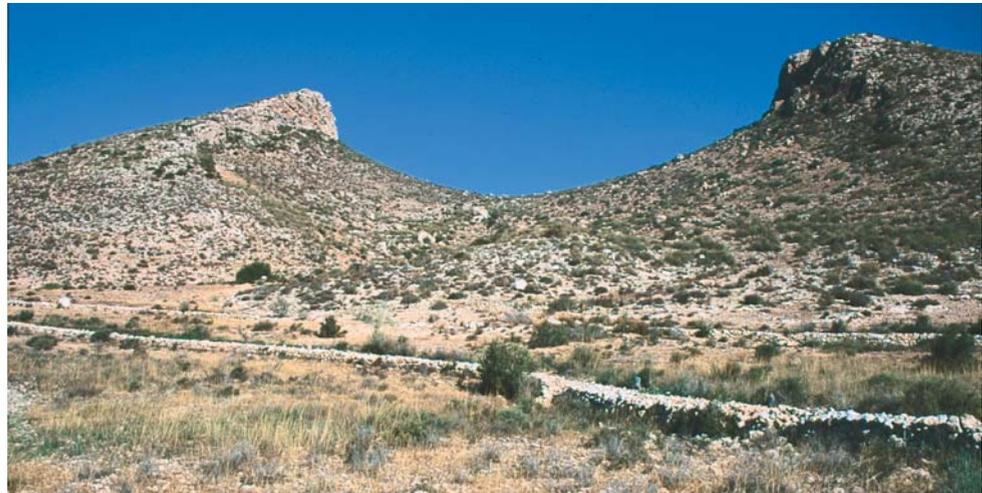
Juan C. Braga - José M. Martín

El cerro del Hoyazo de Níjar es una localidad de gran interés geológico. Este relieve de forma circular que resalta en la extensa planicie del Campo de Níjar constituye en realidad un pequeño volcán cuyo cráter emergía como una isla en el archipiélago volcánico instalado en esta zona hace unos 6 millones de años.

En la base del relieve de Sierra Alhamilla, donde se situaba la línea de costa en ese período y alrededor del cráter volcánico del Hoyazo se desarrollaron arrecifes costeros típicos de aguas cálidas constituido por corales del género *Porites*. El que corona y rodea el Hoyazo está magníficamente conservado, observándose toda la estructura arrecifal.

El volcán del Hoyazo de Níjar es conocido también por la abundancia de granates, minerales que llegan a constituir casi el 1% de la roca volcánica. El origen de los granates en la roca volcánica se relaciona con la existencia en profundidad de esquistos ricos en este mineral que fueron arrastrados hacia la superficie en las erupciones volcánicas. Los granates son apreciados, cuando presentan buenos cristales, como piedras semipreciosas. En el caso del Hoyazo llegaron a beneficiarse como tales en el siglo XIX.

Posteriormente, hacia las décadas de los 50 y 60 del siglo XX, se han explotado como producto abrasivo, debido a su gran dureza. Se han extraído en los sedimentos de la rambla de La Granatilla, que forma a la salida del Hoyazo un pequeño abanico aluvial en cuyos sedimentos se han acumulado los granates, muy resistentes, procedentes de la destrucción y lavado de los materiales volcánicos. Se trata, por tanto, de un yacimiento secundario tipo *placer*.

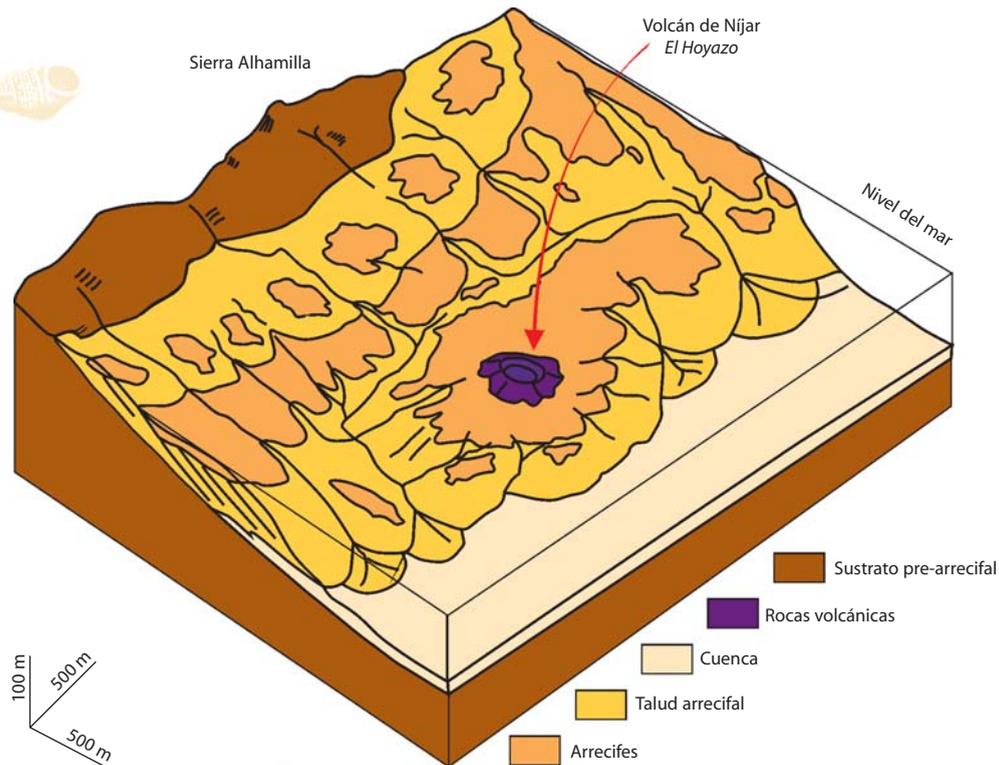


Vista exterior del atolón de carbonatos arrecifales sobre el cono volcánico. En este punto la erosión fluvial producida por la rambla de la Granatilla ha disectado los carbonatos, facilitando el acceso al interior de la estructura (foto M. Villalobos).

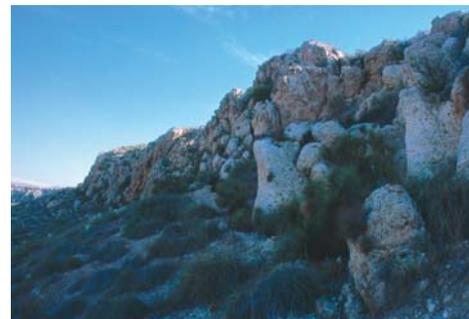
19. El Hoyazo de Níjar

ESQUEMA DE EL HOYAZO DE NÍJAR

C. Dabrio



Vista interior del Hoyazo de Níjar. La depresión interior está labrada sobre el antiguo cono volcánico. El nivel superior de coronación corresponde a los carbonatos arrecifales, que apoyan exteriormente sobre el relieve volcánico en forma de atolón (foto M. Villalobos).



Detalle de los carbonatos arrecifales (foto M. Villalobos).

La Cuenca de Sorbas



Rasgos geológicos