

HISTORIA GEOLÓGICA DEL CLIMA EN CANARIAS

Por J. Meco y colaboradores

Editado por Joaquín Meco
Las Palmas de Gran Canaria 2008

HISTORIA GEOLÓGICA DEL CLIMA EN CANARIAS

por Joaquín Meco

Laboratorio de Paleontología,
Departamento de Biología, ULPGC.
35017 Las Palmas de Gran Canaria, España
jmecco@dbio.ulpgc.es

COLABORADORES

Geología y Paleontología

Juan Francisco Betancort

Javier Ballester

Paleontología, Departamento de Biología,
ULPGC.
35017 Las Palmas de Gran Canaria, España
jbetancor@becarios.ulpgc.es
jballester@becarios.ulpgc.es

Radiocronometría

Michel Fontugne

Hervé Guillou

Stéphane Scaillet

Laboratoire des Sciences du Climat et de
l'Environnement, LSCE-CNRS
91198 Gif sur Yvette, France
Michel.Fontugne@lsce.cnrs-gif.fr
herve.guillou@lsce.cnrs-gif.fr
stephane.scaillet@lsce.cnrs-gif.fr

Estratigrafía

Alejandro Lomoschitz

Antonio Cilleros

Departamento de Ingeniería Civil, ULPGC
35017 Las Palmas de Gran Canaria, España
alomoschitz@dic.ulpgc.es
antonio.cilleros101@doctorandos.ulpgc.es

Volcanología

Juan Carlos Carracedo

Estación Volcanológica de Canarias,
Instituto de Productos Naturales y
Agrobiología, IPNA-CSIC
38206 La Laguna, Tenerife, España
jcarracedo@ipna.csic.es

Paleoclimatología en zonas áridas

Nicole Petit-Maire

Maison Méditerranéenne des Sciences de
l'Homme - Economies, Sociétés et
Environnements Préhistoriques MMSH-
ESEP 13094 Aix en Provence, France
npm@mmsch.univ-aix.fr

Diseño Editorial: Gustavo Martín

© Joaquín Meco (editor)

Depósito legal: G.C. 722-2008
ISBN: 978-84-691-5551-6

Las Palmas de Gran Canaria 2008

Teledetección

Antonio Juan González Ramos

Estación Espacial SEAS Canarias
Ecología, Departamento de Biología,
ULPGC,
35017 Las Palmas de Gran Canaria
aramos@pesca.gi.ulpgc.es

Arqueología

María Antonia Perera Betancort

Servicio de Patrimonio Histórico del
Cabildo de Lanzarote.
35500 Arrecife de Lanzarote
nonaperera@cabildodelanzarote.com

Paleobotánica

Emilio Soler-Onís

Banco Nacional de Algas, Centro de
Biotecnología Marina, ULPG
Muelle de Taliarte 35214 Telde, Gran
Canaria, España
bn@ulpgc.es

Topografía

Pino Medina

Isidro Díaz L.1. 35628 Tarajalejo, Tuineje,
España
pinotara@terra.es

Cambio climático

Mercedes Montesinos

Gabinete Técnico, Secretaria General para
la Prevención de la Contaminación y del
Cambio Climático, Ministerio de Medio
Ambiente, Madrid
mmontesi@mma.es

Documentación y Traducción científica

Joaquín Miguel Meco

Biblioteca Universitaria, ULPGC
jmeco@acciones.ulpgc.es

CARTOGRÁFICA DE CANARIAS, S.A. (GRAFCAN)
<http://www.grafcan.com> ha cedido y autorizado
el uso del Mapa Topográfico de GRAFCAN y
FOTO AÉREA utilizados como base en las figuras
2.14, 2.21, 3.1, 3.20, 3.29, 3.41,3.48, 3.51, 6.1,
6.10, 6.27, 6.33 y 6.43.

La documentación bibliográfica utilizada en
taxonomía procede de la Abteilung Bibliotheken
Naturhistorisches Museum Wien gracias a su
Directora Andrea Kourgly y al Dr. Schultz.

	PREÁMBULO	7
01	ESTUDIOS PRECEDENTES Y CONSIDERACIONES PREVIAS	14

Restos marinos pre-tortonenses

- Trabajos publicados

Depósitos marinos mio-pliocenos

- Trabajos publicados
 - Lanzarote
 - Salinas de Janubio*
 - Los Ajaches - Playa Quemada*
 - Rasas marinas*
 - Fuerteventura
 - Gran Canaria
 - Tenerife
 - La Palma
- Comentario crítico
 - Lanzarote
 - Fuerteventura
 - Gran Canaria

Depósitos terrestres

- Las calcretas
- Los paleosuelos
 - El Holoceno de Guatiza
 - El Tardiglacial de las islas orientales

Depósitos marinos cuaternarios

- El Geliense
 - La sunami de Agaete*
- El Pleistoceno medio tardío
 - Costa de Arucas*
 - Piedra Alta*
- El Pleistoceno superior
 - Las Palmas
 - Dataciones
 - El falso MIS 5.1
- El Holoceno

PARTE PRIMERA: MIOCENO Y PLIOCENO

02	LAS VÍAS DEL MÉTODO	52
----	---------------------------	----

Criterio paleontológico

- Terno de especies guía
- Terno de confirmación crono-estratigráfica
- El entramado paleontológico
 - Lanzarote
 - Fuerteventura
 - Gran Canaria
- Un Argonauta en el Plioceno inferior de Las Palmas

Criterio topográfico

- Medición
- Contraste en la altimetría

Criterio cronométrico

- Puntos singulares
 - Lanzarote
 - Fuerteventura
 - Gran Canaria

Conclusión general inmediata

Interacción de los criterios utilizados:

el caso de los fósiles del género Nerita

- Datos bibliográficos (Canarias)
- Localidades
- Edades atribuidas
- Datos bibliográficos (islas Salvajes y Azores)
- Historia taxonómica
- Las diagnósis
- Consideraciones sobre el material canario
- El nombre de la especie canaria
- Estadística
 - Procedencia e interés geológico
 - Biometría
 - Metodología
- Resultados

Ecología y paleoclima

- Localidades geográficas
 - Costa de África e islotes
 - Islas
- Biotopo

Conclusión bioestratigráfica

03 DISCURSO GEOLÓGICO 90

Los depósitos miocenos y pliocenos

- Lanzarote
- Fuerteventura: costa occidental
 - Depósitos marinos
 - Depósitos terrestres
 - Jandía y sur de Fuerteventura
- Gran Canaria
- La Palma

04 CLIMA FRENTE A TECTÓNICA 141

Neotectónica en el Mioceno y en el Plioceno canarios

Paleoclimatología

- El paleoclima ecuatorial canario
- El nivel del mar mio-plioceno
- El primer cambio climático neógeno en Canarias
 - La naturaleza de los barrilitos
 - Las más antiguas ootecas en Canarias

PARTE SEGUNDA: EL CUATERNARIO

05 EVOLUCIÓN EÓLICA 153

El Geliense (entre 2.59 millones de años y 1.81 ma)
Agua Tres Piedras

El Pleistoceno inferior (entre 1.81 ma y 0.78 ma)
La gran calcreta

El Pleistoceno medio
Los paleosuelos

El Pleistoceno superior (entre 1.126 ma y 0.0115 ma)

El Holoceno (desde 0.0115 ma hasta nuestros días)

06 EVOLUCIÓN MARINA 186

El Geliense en Agaete (entre 2.59 ma - 1.65 ma*)

El Pleistoceno medio tardío (entre 0.42 ma y 0.126 ma)
Costa de Arucas (interglacial estadio marino isotópico 11.3)
Piedra Alta (interglacial estadio marino isotópico 9)

El Pleistoceno superior temprano
(estadio marino isotópico 5)
El último interglacial o estadio marino isotópico 5.5
Las Palmas (Gran Canaria)
Matas Blancas (Fuerteventura)
El Holoceno (los últimos 11.500 años)

07 PALEOCLIMATOLOGÍA 230

Hitos paleoclimáticos en Canarias

El paradigma paleoclimático.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS 244

TABLAS 272

PREÁMBULO

J. Meco

Palinodia

Esta historia geológica del clima en Canarias surge por la necesidad moral de rectificar la información errónea aparecida en Paleoclimatología del Neógeno en las Islas Canarias: Geliense, Pleistoceno y Holoceno (Meco et alii 2006) sobre el estadio isotópico marino 5.1 montado sobre una datación radiométrica (83 ka) de unos basaltos con lavas almohadilladas asociados a un depósito marino fosilífero aparecido en La Isleta en la isla de Gran Canaria. Estos depósitos, cuya fauna se ha estudiado con más detalle, son de época mio-pliocena. De hecho, esto lo supimos desde el primer momento y su descripción formaba parte de los contenidos en Paleoclimatología del Neógeno en las Islas Canarias: Mioceno y Plioceno (Meco et alii 2005) pero, al tener conocimiento de la datación cuando ya estaba el volumen (2005) en la imprenta y con las prisas siempre malas que ello producía se eliminó de ese volumen y su nueva interpretación ya errónea, basada sólo en la edad radiométrica y en una escasa fauna con aparente variabilidad, se incluyó en el otro volumen (2006). Ahora, aprovechando la tecnología futura ya a nuestro alcance aportamos esta versión digital, unificada, corregida y aumentada.

Introducción a la Parte Primera

La superficie de la Tierra está entre dos fuegos. Uno proviene de su interior y es visible en los volcanes activos, pero también es alma de un planeta vivo. Cuando el interior de la Tierra acabe su proceso de enfriamiento será un planeta muerto como tantos. Mientras está vivo se escinden y desplazan continentes y surgen montañas. El otro fuego es el sol, y entre ambos fabrican el clima. Todo lo demás que ocurre en la superficie de la Tierra es producto del clima. El clima cambia con la variación de la temperatura, la temperatura varía con la radiación solar recibida. La radiación solar recibida depende de la trayectoria astronómica de la Tierra. Todo ello ocurrido en unos fugaces pocos miles de millones de años.

Del clima depende lo sospechado y lo insospechado. Tanto rocas formadas a partir de sedimentos glaciares, eólicos, lacustres, marinos, aluviales como la vida sétil y la animada. Está bien documentada en paleontología la transformación de los équidos a raíz del cambio climático ocurrido en Norteamérica durante el Cenozoico que convirtió los bosques en praderas. Se hicieron herbívoros y aprendieron a correr muy bien hasta adquirir su forma actual y lucirse en los hipódromos. El hombre es también un producto climático, al menos su aspecto. Aunque frágil como individuo es poderoso como especie, máxime en estos momentos en que, en menos de un siglo, ha proliferado pasando de mil millones a seis mil millones de personas y en menos de tres siglos ha montado una increíble civilización industrial a costa de un desorbitado gasto energético. Gasto energético empleado en su propia subsistencia y en el alto nivel de vida de algunos países. Su dispersión y estilo de vida le hace vulnerable ante variaciones en el clima.

De ahí el interés en desentrañar los mecanismos del clima y para ello es esencial conocer su pasado. El ingenio del hombre se está empleando en ello a fondo. Se busca en antiguos registros meteorológicos y apenas se llega a un siglo. También en los archivos históricos y parroquiales hay datos sobre inundaciones, hambrunas, rogativas y se llega a conocer algo más. Para tiempos más antiguos, mucho más antiguos, se utilizan termómetros fosilizados. Termómetros que marcan temperaturas que no son leídas por una columna de mercurio sino por isótopos de oxígeno o de hidrógeno en inmensas columnas de sedimentos oceánicos o hielos de la Antártida. La última perforación en los hielos del centro de la Antártida con tres kilómetros de profundidad ha permitido rastrear cambios climáticos hasta hace casi 800.000 años. Y las de los fondos oceánicos han reflejado paleotemperaturas desde hace 65 millones de años.

Se ha sabido así que los últimos hielos se instalaron en la Antártida hace unos 12 millones de años mientras que en el Hemisferio Norte lo hicieron hace apenas 3 millones de años. El periodo Neógeno se inició hace 23 millones de años y llega hasta la actualidad. Está dividido en épocas. Las épocas miocena y pliocena llegan hasta hace casi 2 millones de años y las pleistocena y holocena se reparten ese resto de 2 millones de años. A su vez, las épocas se dividen en pisos porque el tiempo geológico está materializado. El piso tortoniense comenzó hace casi 12 millones de años. Las proto-Canarias, por su parte, empezaron a emerger hace unos 20 millones de años por la que sería Fuerteventura y algo más tarde por Lanzarote y Gran Canaria hace casi 15 millones de años.

Por edad geológica son receptáculo de los últimos, geológicamente hablando, episodios climáticos. Por posición geográfica en latitud cercana al Trópico de Cáncer e intermedia entre el actual ecuador y el círculo polar ártico son especialmente sensibles a oscilaciones en la zonación climática. Por situación en el borde atlántico frente al África sahariana sufren alternancia de influencias climáticas marinas y continentales. Finalmente, por su volcanismo incesante atrapan entre lavas testimonios climáticos. Así que desde sus orígenes los cambios climáticos neógenos, de los que son herederos los de nuestros días, están impresos también en las rocas canarias.

Leer el clima en estas rocas ha sido viajar desde lo tangible a lo etéreo, desde lo observable a lo paradigmático, y parte de su *Reisebilder* -diario de viaje- pretende entrar en la memoria colectiva mediante este libro a disposición de todos. No ha sido un viaje corto y ni se inicia ni se termina con él. Empezó su andadura en la primera mitad del Diecinueve con aquellos asombrosos y lúcidos exploradores cuyas aportaciones científicas se exponen de modo breve en los estudios precedentes que forman parte del primer capítulo de este libro. Los estudiosos del Veinte aportaron novedades y más ofuscación de la aceptable deslumbrados por paradigmas inaplicables pues, en estas cuestiones, el viaje inverso -que no de retorno- de lo etéreo a lo tangible arriba muy mal, no sin deterioro. Ello ha hecho necesarias unas consideraciones previas, imprescindibles para comprender el discurso y que forman la segunda parte del primer capítulo.

La principal arma utilizada ha sido la contemplación de los fósiles, la de aquellos que quedaron vestidos de hermosura por lo que dicen. Se han agrupado según sus mensajes en ternos guía, ternos de refuerzo, y elementos de trabazón en la red paleontológica. Se ha seguido el sendero que marcan desde Lanzarote a La Palma, posicionándolos desde satélites y consultado el reloj atómico en lavas en sincronía. Las vías del método se describen en el segundo capítulo.

En la descripción de los hallazgos se ha procurado que las palabras fueran las imprescindibles y que las imágenes narrativas, seleccionadas por la información geológica que portan y por su reflejo del esplendor de las islas, fueran las más posibles. El discurso geológico procura ser libre y sin interrupciones bibliográficas suplidas, cuando obligadas, en las leyendas de las figuras. El relato está diviso por islas y unido por elementos comunes interinsulares. Se han separado los testimonios de origen marino de los de origen terrestre eligiendo puntos singulares portadores del mejor y más claro mensaje. El discurso geológico de Lanzarote, Fuerteventura occidental, Jandía, Gran Canaria y La Palma forman respectivamente los títulos secundarios del capítulo tercero.

Irremediabilmente, los corolarios desprendidos del estudio engarzan con los dos grandes paradigmas térmicos geológicos. Se ha puesto de manifiesto, por un lado, el desplazamiento de las islas Canarias hacia el este y su levantamiento -paradigma endógeno de las placas y punto caliente- y por otro lado, la evolución climática desde el constante cálido hasta la primera estacionalidad -paradigma exógeno de percepción solar dependiente de la trayectoria astronómica. Ello constituye el último y cuarto capítulo de la primera parte restringida a las épocas mio-pliocenas.

Aunque en este estudio se retoman riendas apenas insinuadas en trabajos propios dados a conocer entre 1975 y 1982, gracias a los medios puestos a disposición por el Ministerio de Medio Ambiente entre 2003 y 2006 se han desarrollado ahora con mayor compleción y detalle. Entre los nuevos logros está la constatación en Canarias de un clima ecuatorial constantemente cálido durante al menos cinco millones de años (de circa 9 ma a circa 4 ma) que dejó su firma mediante depósitos marinos con especies fósiles extinguidas pero pertenecientes a géneros actuales del Golfo de Guinea y del Mar Caribe en donde sus descendientes, diversifica-

dos en otras especies, perduraron tras el cierre de Panamá. Así mismo, inmensos aluviones hablan de violentos ciclones -como los huracanes americanos y los tornados africanos- propios de ese clima.

Un segundo logro pone de manifiesto la gradual antigüedad de los depósitos marinos, elevados y fallados a diferentes alturas, según la proximidad a la costa africana, que confirma y data hitos en el deslizamiento de la placa en el Atlántico del noreste. Además, la posición, ahora descubierta, de los sedimentos marinos con fauna mio-pliocena en el noroeste de Gran Canaria en relación con un cambio repentino en la composición mágmatica que pasa de fonolítica -colada del Guinguada- a basáltica -colada de La Isleta- y, justo en el cambio, enormes episodios explosivos, abre puertas a consideraciones volcanológicas.

Otros logros son, por una parte, el descubrimiento en el Barranco de Las Angustias, en la Palma, de los corales mencionados en 1867 que ha permitido su clasificación, conocer su ambiente circalitoral y valorar la elevación posterior de la isla. Y por otra parte, la naturaleza de la rubefacción, mencionada también en 1867 como elemento guía de los depósitos marinos de Las Palmas, se revela por los contextos geológicos en las otras islas como propia de zona intermareal con aportes de aguas aluviales en las desembocaduras de antiguos barrancos y bajo la acción de un clima de tipo ecuatorial.

El descubrimiento del primer cambio climático que queda caracterizado por su estacionalidad y es coincidente con la instalación de los hielos árticos, se ha detectado mediante concreciones calcáreas -inefablemente mencionadas en 1867- sobre ootecas fósiles de insectos acrídidos conservados en paleosuelos situados bajo coladas lávicas de hace circa 2.9 ma. Su tremendo mensaje climático habla de humedad extrema en períodos áridos, de mecanismos de espera para su explosión en plagas con millones de individuos. Estos son otros logros no menores que se exponen en este libro escrito de modo facilitado aunque su lectura no sea siempre fácil.

Introducción a la Parte Segunda

El viento y el mar van a ser las marionetas del clima en esta historia representada en el cambiante escenario canario. Antes también lo fueron, en la parte dedicada al Mioceno y al Plioceno. Ahora, en el segundo acto, a través del Cuaternario, llevan la trama hasta el final, nuestros herederos días. Tras obligadas referencias a meritorios predecesores en el agrandar y engrandecer la memoria colectiva sobre Canarias de estas ciencias geológicas, paleontológicas y ahora paleoclimáticas, y tras deshacer algún equívoco, todo ello en el capítulo primero, se da paso a las actuaciones del viento y del mar.

El viento fue reiterado forjador de dunas con las arenas arrancadas a extensiones marinas puestas al desnudo. Las dunas guardan periódicos aportes, también eólicos, de polvo sahariano amasado con lluvias, el terreno adecuado para el brote de plagas. Finalmente, las dunas se acorazan con costras. Esta obediente y reveladora secuencia se trata en el capítulo quinto. El mar orilló las Canarias

media decena de veces, dejando en tierra seca a sus pasajeros traídos desde las aguas de Guinea durante crisis planetarias. Estas arribadas se relatan en el capítulo sexto. El culpable, no otro que el clima, se desvela en el capítulo séptimo. Pero, a su vez, el clima necesita también de una explicación. Ésta excede los límites del Archipiélago Canario y, por ello, se hace preciso abordar el paradigma global climático. Esta tragedia está sometida a las leyes aristotélicas de acción, tiempo y lugar.

El nuevo límite del tiempo Cuaternario -Neógeno terminal- lo dilata: su inicio coincide con el cambio del magnetocrono Gauss a Matuyama, hace circa 2.59 millones de años. De modo que comprende el neonato Geliense (de Gela, en Sicilia: Gradstein et alii 2004), y los veteranos Pleistoceno (Lyell 1839) y Holoceno (Gervais 1867). El Geliense es la última parte del Plioceno superior y deja paso al Pleistoceno hace circa 1.81 ma. El Pleistoceno está dividido en tres partes: Pleistoceno inferior hasta el cambio del magnetocrono Matuyama a Brunhes, hace circa 0.78 ma; Pleistoceno Medio desde entonces hasta la Terminación II o inicio del último interglacial, hace circa 0.126 ma; y finalmente, el Pleistoceno superior desde entonces hasta la Terminación I o inicio del interglacial en que vivimos, hace 0,0115 ma. En el Pleistoceno inferior se puede distinguir un inicio cálido y, a partir de circa 1.65 ma, unos fríos llamados con frecuencia deterioro climático, en los que *ospiti nordici* (árticos) encuentran su casa en el Mediterráneo. En el Pleistoceno medio la Terminación V, hace circa 0.42 ma, marca la separación entre una parte temprana más fría que nuestros días y otra tardía con intermitencias más cálidas .

Magnetocrono responde a un criterio basado en los cambios de polaridad magnética, y Terminación responde a un criterio climático del que se dilucida, en la actualidad, hasta qué punto depende de ciclos astronómicos. Ambos del Planeta Tierra, por ello tienen valor global. Pero los valores globales se obtienen de lugares singulares. Singulares por únicos y por extraordinarios en cuanto revelan facetas del paradigma global. Hay alguno en Canarias.

El conocimiento científico tiene por límite el Universo. Espacio y tiempo le pertenecen por lo que no tienen sentido ni el antes ni el fuera. En medio adecuado, de lo singular se llega a los paradigmas provisionales: La Revolución industrial trajo la máquina de Watt, patentada en 1769, y el pitido de un tren llevó al Big Bang a través de las mentes de Doppler (1842), Fizeau (1849) y Lemaître (1927). Los bordes continentales pensados por Wegener (1915) llevaron a Las Placas Terrestres, Los pinzones observados por Darwin (1859) a La Evolución Biológica, unos guisantes mimados por Mendel (1865) al Genoma y los arrastres de hielos y ríos de los Alpes contados por Penck y Bruckner (1909) llevaron a los cálculos astronómicos de Milankovitch (1941). Sin prisas, ello ha llevado muchas décadas. Todo lo mensurable que rodea al Hombre y en él mismo, desde lo inmensamente grande a lo infinitamente pequeño tiene o puede tener una explicación. Con toda claridad en unos y de modo más enigmático en otros, en todos estos paradigmas ha intervenido decisivamente una variación de temperatura. Esta variación es madre también del Clima.

Muy adecuada a Canarias ha resultado la ampliación del Cuaternario, porque el Geliense está bien representado y muestra el tránsito entre las condiciones climáticas mio-pliocenas y las plio-pleistocenas. Es semejante a un viaje atlántico entre el Ecuador y el Trópico de Cáncer: Canarias quieta, el clima viajando. Desde monótono a diverso. Esto es visible en Fuerteventura y Gran Canaria. Hay que llegar al Pleistoceno Medio tardío para que asomen por tierra y mar los picos climáticos más altos que se asemejaron al actual, y están presentes todos los principales: en Gran Canaria, el de la Terminación V; en Lanzarote, el de la IV; en Fuerteventura, Lanzarote, Gran Canaria y Tenerife, el de la ambigua II; y en Fuerteventura y Lanzarote, el de la I.

Aunque el protagonista es el clima, ha sido desenmascarado por los fósiles. Estos fósiles proceden de África y han venido por mar y aire. Gracias a ellos se sabe que en el pasado de Canarias y asociados al calentamiento global se han producido fuertes ciclones, grandes deslizamientos y sunamis, elevaciones del nivel del mar y levantamientos de las costas, lluvias asociadas a invasiones de polvo, plagas de langostas y finalmente una gran aridez, amagando días similares a los del último interglacial. Este devenir se relata en el libro. Los fósiles merecen una consideración que casi nadie les presta en este archipiélago desafortunado para ellos y afortunadísimo para especuladores. Han dado mucho de sí y aún pueden dar más, claman justicia y trato digno: protección de yacimientos con una legislación sensata, instalación museística disponible y enseñanza paleontológica en sus universidades, no siempre plenamente conseguidas.

Al fin se llega a los espectadores, sextuplicados en un siglo y por ahora más de seis mil millones, demasiados para las posibilidades de sustentarlos que tiene el Planeta Tierra y que se alimentan continuamente consumiendo inmensas cantidades de barato arroz, cuyo cultivo es inevitablemente contaminante, o deshacen bosques para el uso caro y elitista del papel higiénico. Voraces, móviles tubos digestivos que entre comida y defecación están llevando a cabo con rapiña la predicción de Malthus realizada en 1798. Es una Humanidad engañada en el plano natural con intensos placeres momentáneos que la enganchan inexcusablemente a alimentarse y reproducirse, coaccionada en el plano cultural -intuido por Freud, 1895- por obligaciones de todo tipo, incluso lo absurdo, y frágil e impotente en el plano individual, por eso gregaria o cooperante. Cambio climático y calentamiento global han sido independientes de la acción del Hombre. Si en nuestros días está influyendo por primera vez en ellos no es tema de este libro, que se limita al pasado climático desde testimonios canarios. Pero, desde esta perspectiva, contemplando el destrozo realizado en la naturaleza canaria en pocas décadas, parece que la raíz de todo el problema es una superpoblación incontrolable bajo gobernantes algo distraídos.

Por último, es también un informe técnico imprescindible para la protección del Patrimonio Paleontológico, regulada por leyes autonómicas y bajo responsabilidad del Gobierno de Canarias y subsidiariamente de los Cabildos de Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria y La Palma y de los Ayuntamientos implicados. Es, por lo tanto, de conocimiento obligado para esas instituciones públicas pero también es un conocimiento puesto ahora a la libre disposición de los auténticos pro-

pietarios del patrimonio paleontológico, los administrados por las instituciones, en unos momentos de derroche tribular de irre recuperables dones de la Naturaleza Canaria.

Los canarios son los auténticos propietarios de un gran tesoro, aunque merma do, valioso legado que viene desde un lejano pasado y habla de vicisitudes del archipiélago desde su origen y de esta región atlántica de La Tierra. El presente es un momento de gran riesgo de pérdida de ese legado debido, por una parte, a la falta de aprecio por él -seguro que por no conocerlo bien-, y por otra parte, porque los propietarios y administradores temporales de los terrenos están enredados en fugaces tramas económicas. Temporales y fugaces porque unos años de propietario, o de administrador, nada son ante estos fósiles que han esperado algunos miles de milenios para decirnos lo casi inefable. Y muy malos propietarios y administradores porque construyen destruyendo para siempre removiendo cada grano de tierra. Y lo hacen donde más daña al legado, en las costas, donde se asientan las ciudades y establecimientos turísticos en crecimiento cancerígeno, es decir, desmesurado, incontrolable. Incontrolable porque los que tienen la responsabilidad de frenarlo parecen a veces los promotores. La prosperidad no es gratuita ni los recursos ilimitados pero lo dañado es irre recuperable.

Poner un arma, para conservar y proteger el legado paleontológico canario, en las manos de la Administración es la finalidad principal de este libro. Libro que se incorpora a la memoria colectiva. La nuestra ciencia si no está publicada no existe, tiene como todo lo viviente un cuerpo frágil -en este caso de papel o digital- y , por muy hermoso y logrado que fuere, defectos graves y caducidad. Aún así, contribuye a minorar lo que se ignora, que es considerable. Pero el alma de este cuerpo de papel o digital tiene sólo dos potencias, la contemplación de lo aparentemente -y realmente, pero en otro sentido- nimio y la trascendencia o perspicacia hasta el Conocimiento. Ahora cumple proteger lo nimio, punto de partida de todo Conocimiento, sin lo nimio no hay Ciencia.

01 ESTUDIOS PRECEDENTES Y CONSIDERACIONES PREVIAS

J. Meco

Tres tipos diferentes de depósitos conteniendo restos fósiles marinos miocenos y pliocenos aparecen en las Islas Canarias.

El primer tipo se caracteriza por presentarse atravesado por diques y estar en discordancia angular con los del segundo tipo. Son los más antiguos de Canarias y su última etapa puede pertenecer al Tortoniense inferior. Aparecen sólo en Fuerteventura y en relación con la serie submarina.

El segundo tipo, que es el que se expone con más detalle, se caracteriza por ser de carácter litoral y extenderse sobre amplias plataformas de abrasión, con una pendiente muy suave hacia el mar, por el sur de Lanzarote, oeste de Fuerteventura, Jandía y noreste de Gran Canaria. Su formación tuvo lugar desde el Tortoniense hasta el Plioceno inferior. Con mucha frecuencia, en los estudios precedentes, estos depósitos marinos miocenos y pliocenos se atribuyen al Pleistoceno, por lo general, con el término de Cuaternario. Por esta razón, la exposición de los trabajos publicados se acompaña de unos comentarios críticos previos imprescindibles para mejor comprender el discurso geológico de la parte primera.

Finalmente el tercer tipo está constituido por fósiles marinos que realmente no están en depósitos sedimentarios sino que aparecen en un sustrato volcánico, generalmente piroclástico y que estuvieron a cierta profundidad que puede sobrepasar el centenar de metros. Pueden relacionarse en edad con los del segundo tipo. Son así, los depósitos de algas calcáreas de Tarajalejo en el sur de Fuerteventura, los de grandes ostras, en sentido estricto -*Ostrea offreti* Kilian

1889 (Meco, 1982, 31)-, en el oeste de La Isleta en Gran Canaria y los de corales en el Barranco de Las Angustias en La Palma.

Restos marinos pre-tortonienses

Nítidamente separados de los depósitos marinos mio-pliocenos de las Islas Canarias aparecen en Fuerteventura unos sedimentos marinos en el final de la Serie submarina que son del Tortoniense inferior o anteriores.

Trabajos publicados

Fúster y Aguilar (1965): En relación con la serie submarina del complejo basal de Fuerteventura, en un único punto de la costa, al sur del Puerto de Los Molinos, unas calizas recifales contienen coralaris y ostreidos. Los exacarolarios fósiles fueron asignados por Chevalier (ibidem, nota infrapaginal) a géneros – *Stylophora* sp., *Ceratotrochus* sp., *Pachyseris* (?) nov. sp.- indiscutiblemente terciarios, probablemente del Nummulítico superior o Mioceno inferior, mientras que unos pectínidos del mismo sitio de procedencia (Bautista y Aguirre, 1966) –*Pecten subarcuatus* Tournouer, *Pecten* cf *fuchsi* var Fontannes, *Chlamys submalvinae* Blanckenhorn- son asignados al Burdigaliense. La serie submarina de Fúster y Aguilar (1965) forma parte del complejo basal de la isla en el que se incluyen también las rocas sedimentarias plegadas del Puerto de la Peña. Éstas son premiocénicas (Hartung, 1857; Von Fritsch, 1867; Gagel, 1910; Hausen, 1967; Rothe, 1974; Mitchel-Thomé 1974; Robertson y Stillman, 1979a, 1979b; Robertson y Bernouilli, 1982).

Efectivamente, en la caleta de Fuente Blanca aparecen corales (figura 1.1) y algas calcáreas (figura 1.2) en sedimentos marinos en discordancia angular con los depósitos marinos del Plioceno inferior (figura 1.3) que son subhorizontales. Los depósitos marinos mio-pliocenos canarios nunca están atravesados por la intensa red de diques, todo lo contrario que los sedimentos asociados a la serie submarina de Fuerteventura.

Depósitos marinos mio-pliocenos

Entre los numerosos trabajos publicados son casi inexistentes los que abarcan más de una isla. Anteriormente las problemáticas insulares no habían sido jamás relacionadas entre sí de un modo claro. De modo que la exposición de los conocimientos progresivos sobre la historia sedimentaria de Canarias se realiza aquí escuetamente, con los logros notables de cada autor, por islas y en orden cronológico.

Trabajos publicados

Lanzarote

Las publicaciones que conciernen a las Salinas del Janubio, Los Ajaches-Playa Quemada y a las rasas marinas se tratan aquí por separado.

Salinas de Janubio

H.-Pacheco (1909, 292): Las formaciones marinas sedimentarias están apenas representadas por pequeños bancos fosilíferos del Plioceno (encontrados también en Fuerteventura, Gran Canaria y Tenerife). Son areniscas formadas con elementos volcánicos cimentados por caliza. Contienen escasos y dudosos restos de moluscos tal como aparecen en las proximidades del charco de Janubio y en la base occidental de Los Ajaches. Es posible un movimiento de emersión de la isla.

Driscoll et alii (1965, 328): Conglomerados y calizas marinos al sur de las Salinas de Janubio, a 39 m sobre el mar, están cubiertos en parte por lavas procedentes de la Atalaya de Femés. Probablemente constituyen un residuo de la playa de 55 m que se extiende por el área de Papagayo y Los Ajaches al sureste de la isla.

Fúster et alii (1968, 50): Los depósitos marinos de Janubio forman parte de la playa cuaternaria de 50 m.

Hernández-Pacheco (1969, 933, figuras 21 y 24): Un nivel de edad miocena (Burdigaliense) está en el escarpe de las Salinas del Janubio a altitudes muy semejantes de los depósitos de playas cuaternarias situados a unos 40 m. En la figura 21, contrariamente a lo afirmado en el texto, la playa cuaternaria está bajo las coladas de Femés.

Meco (1977, 88): El conglomerado marino pertenece al Plioceno inferior por el contenido fósil (*Nerita emiliana* Mayer 1872).

Coello et alii (1992, figura 4): En el escarpe de Janubio, unas lavas basálticas del Edificio Famara están datadas en 6.6 millones de años y cubren unas calcarenitas -los depósitos marinos- situadas sobre basaltos miocenos atravesados por diques procedentes del Edificio Ajaches.

Zazo et alii (2002, figura 11): En Janubio aparecen el Episodio IV (35-40m), Episodio V (25-30m) y Episodio VI (20-25m) de los doce Episodios marinos elevados que se encuentran en la isla -El corte (ibidem, figura 11) muestra los depósitos miocenos dibujados con buzamiento contrario al que presentan en el terreno y a una altura intermedia entre los 20 y los 30 m. Tanto el escalón de 40 m (Episodio IV) como el de 30 m (Episodio V) están bajo las lavas de Femés.

Los Ajaches - Playa Quemada

Driscoll et alii (1965): Una notable sucesión de playas elevadas a alturas de 55 m, 35 m, 25 m y 15 m sobre el mar están situadas en una llanura costera del área de Los Ajaches, en el sur de la isla. La edad precisa y su correlación con la cronología de Los Ajaches debe esperar por los resultados de los estudios paleontológicos.

Tinkler (1966), co-autor con Driscoll en la publicación anterior: La sucesión de playas levantadas de Los Ajaches está relacionada probablemente con los cambios

eustáticos pleistocenos del nivel del mar. Excluye la playa de 25 m por no ser de origen marino sino terrestre. La secuencia podría datar del fin del Pleistoceno inferior y la playa de 55 m se correlacionaría con el Siciliense mediterráneo.

Lecointre et alii (1967): La fauna fósil clasificada está compuesta por especies vivientes en la actualidad en el Senegal. Para comprender el Pleistoceno marino de las islas Canarias es necesario tomar como modelo el Pleistoceno de Marruecos (Biberson, 1958; Lecointre, 1965) y, por lo tanto, en Lanzarote (Rubicón, Los Ajaches) el nivel de 55 m sería Maarifiense, el de 35 m Anfatiense, el de 23-25 también Anfatiense y, finalmente, el de 16-18 m sería Rabatiense.

Klug (1968): La playa a 55-60 m pertenece al Siciliense (interglacial Günz / Mindel); las situadas a 40-45 m, 35 m y 25-30 m al Paleotirreniense (interglacial Mindel / Riss) y la que está a 15-18 m al Eutirreniense (interglacial Riss / Würm). La fauna recolectada, clasificada por Staesche, es banal y la mayoría de las especies están indeterminadas.

Hernández-Pacheco (1969): Los depósitos marinos encontrados en esta parte sur de la isla, son del Pleistoceno. Así, el nivel de 60-65 m es Siciliense, el de 42-45 m Eotyrreniense y el de 20 a 30 m Eutyrreniense (ibidem, 905). Entre la fauna se encuentra (figuras 32 y 33), procedente de la playa cuaternaria de 60 m, el coral *Siderastraea bertrandiana* (Michelin) clasificado por Álvarez Ramis –No menciona que se trata de una especie miocena.

Meco (1977): Los niveles marinos entre 20 y 60 m son restos de un único depósito perteneciente al Plioceno inferior. La fauna considerada senegalesa por Lecointre et alii (1967) es una fauna exclusivamente fósil del tránsito entre el Mioceno y el Plioceno. Esta opinión es reafirmada en publicaciones posteriores (Meco y Stearns, 1981; Meco, 1981; 1982; 1983, Meco et alii 2003a, 2003b; 2004).

Zazo et alii (2002): En el sur de Lanzarote doce terrazas marinas o Episodios están escalonadas a elevaciones entre 0 m y 70 m sobre el nivel medio marino actual. El objetivo de los autores, expresamente indicado, es reconciliar los hallazgos publicados en la década de los sesenta con los publicados en tiempos más recientes. Para ello su estudio se basa en un meticuloso reconocimiento cartográfico, estudios morfosedimentarios y geomorfológicos y en numerosas dataciones. Como consecuencia resulta un detallado mapa geomorfológico de los depósitos marinos y terrestres y de las rocas volcánicas con ellos relacionados mediante la utilización de fotografía aérea minuciosamente comprobada sobre el terreno (ibidem, 2021). Los Episodios marinos elevados representados en el mapa (ibidem, figura 4) del sur de Lanzarote están a las siguientes alturas: el Episodio I a 65-70 m, el Episodio II a 50-55 m, el Episodio III a 40-45 m, el Episodio IV a 35-40 m, el Episodio V a 25-30 m el Episodio VI a 20 -25 m, el Episodio VII a 17-18 m y el Episodio VIII a 12-14 m. Al considerar la similitud morfosedimentaria y faunística de todas las terrazas elevadas entre 0 m y 70 m, la totalidad del conjunto probablemente es cuaternaria siendo los Episodios VII y VIII posteriores a 1.2 ma -los Episodios IX, X, XI y XII no interesan en esta relación de estudios precedentes puesto que no pertenecen al los tiempos mio-pliocenos.

Rasas marinas

Driscoll et alii (1965): Es posible la existencia de rasas marinas a circa 300 m y a 200 m aunque en ninguna de estas dos plataformas se aprecian evidencias concluyentes pero, con criterios geomorfológicos inseguros, se observa una tendencia hacia estas dos plataformas dominantes en todo el área de los Ajaches. Hay una evidencia considerable de otras etapas entre 160-60 m consistente en el profundo cambio erosivo y posiblemente climático de la historia de la denudación.

Tinkler (1966): Los posibles niveles de erosión marina a 200 m y 300 m no son fiables. A más de 55 m de altura ya no aparecen depósitos marinos. Los niveles erosivos de circa 200 m y de circa 300 m no aparecen en Famara, al norte de la isla y geológicamente semejante a Los Ajaches. Sin embargo, el Monte Ubique (308 m), único resto erosivo situado algo al sur de Famara, está fuertemente acantilado en la ladera sudeste en contraste con las otras laderas en suave declive. Esto podría indicar una acción marina en su base a circa 150-160 m aunque la vieja plataforma de abrasión estaría cubierta por lavas posteriores. El nivel registrado así en Monte Ubique podría datar del Pleistoceno inferior o del Plioceno superior (Villafranquiense).

Hernández Pacheco (1969): Las rasas marinas no son tales sino el resultado de una morfología relacionada con las emisiones basálticas.

Fuerteventura

Hartung (1857, 59, figura 2): Depósitos marinos fosilíferos están situados en la costa norte de Jandía - Roque del Moro- a 53 o 61 m (von 175 oder 200 Fuss) de altura y también en la costa de Chilegua con la misma apariencia y a la misma altura.

Rothpletz y Simonelli (1890): Proceden de Fuerteventura -sin más detalle- los siguientes fósiles: *Anomalocardia* sp. (ibidem, 703); *Tapes* sp. (Ibidem, 707, Museo Canario); *Haliotis tuberculata* L (ibidem, 709, un molde interno de gran tamaño); *Trochus* sp. (ibidem, 709); *Nerita plutonis* Bast. (ibidem, 709); *Strombus coronatus* Defr (ibidem, 714); *Conus Reissi* May. (sic, ibidem, 722); *Conus papilionaceus* Brug. (ibidem, 722, Museo Canario, dos moldes internos)

Benítez (1945, figura 4): Mapa de Jandía con los depósitos marinos señalados de Morro Jable, Playa de Juan Gómez, Puerto de La Cruz, Punta Cotillo, Punta Pesebre y Roque del Moro así como los de la costa de Chilegua, aunque no hay comentario alguno sobre ello ni en la figura ni en el texto. Sin embargo, Hausen (1956, nota infrapágina 35) da noticia, como comunicación recibida de Benítez, de que en Morro Jable existen niveles de conglomerados y areniscas conteniendo fósiles. Entre ellos aparecen *Strombus coronatus*. Hausen no visita el lugar. Los ejemplares obtenidos por Benítez forman parte de las colecciones del Museo Canario de Las Palmas. El conservador Naranjo, que trató al ingeniero Benítez, aseguraba que los había encontrado en Morro Jable durante la construcción del depósito de agua - ese depósito de agua, en ruinas, aún se conserva y, efectiva-

mente, está situado sobre el depósito marino a 55 m de altura sobre el actual nivel del mar.

Hausen (1958, 82): Una terraza rocosa, con 12-15 m de elevación, a lo largo de la costa de barlovento puede corresponder a la línea costera monastiriana del Mediterráneo –Pleistoceno superior- aunque soporta una caliza marina que contiene foraminíferos del Mioceno. Las conchas desgastadas y en fragmentos indican una reelaboración por la resaca, por el viento o por ambos. En Hausen (1967, 36) parece más probable que, en realidad, la terraza sea de edad Terciaria.

Müller y Tietz (1966, figuras 1 y 2): Biocalcarenitas marinas y eólicas cuaternarias están situadas a lo largo de la costa de barlovento de Jandía entre la Playa de La Pared y Punta Paloma, a una altura de 2 a 3 m sobre la media de la marea alta, -constituyen la prolongación hacia el suroeste de los depósitos marinos pliocenos de Chilegua.

Crofts (1967): En el estudio de la costa noroeste entre El Cotillo y Ajuí (El Cantil) se deben seguir los criterios que Driscoll et alii (1965) y Tinkler (1966) se habían formado a partir de los depósitos marinos del sur de Lanzarote. La terminología utilizada es la del Pleistoceno marroquí acuñada por Biberson (1955, 1958, 1963) y Lecointre (1964, 1965). Es decir, Maarifiense a 55 m, Anfatiense a 35 m y 23 m, Harouniense a 16 m y Ouljiense a 7 m. Las lavas discurren sobre las playas de 23 m, 16 m y 7 m y cubren o posiblemente remueven, en parte o completamente, las playas de 55 m y 35 m. Solamente en el Barranco de Los Negros encuentra una prueba conclusiva de playas a 55 m, 35 m, 23 m y 16 m –en este barranco, por encima de los 16 m únicamente aparecen dunas pliocenas con gasterópodos terrestres fosilizados y aluviones intercalados.

Lecointre et alii (1967): Asumen los datos de Crofts y -sin comprobación- añaden que en la parte sur de la península de Jandía, a 55 m, una playa con *Strombus bubonius* fue encontrada por Benítez en Morro Jable -La fotografía (ibidem, lámina 3, figura 1) es del ejemplar existente en el Museo Canario de Las Palmas pero cambiada la especie *Strombus coronatus*, con que figuraba en el museo, por *Strombus bubonius*.

Klug (1968): Desde a Hartung en los depósitos marinos del norte de Jandía –Roque del Moro. Los de Chilegua son una única terraza marina, siciliense, recordada por valles, que asciende desde los 15 m a los 65 m de altura. Asume lo publicado por Crofts para el tramo de la costa oeste. Los depósitos marinos de Fuerteventura están distribuidos en un nivel a 15 m (“Jung- Pleistocene” visible en la Playa del Matorral), en otro a 55 m (“Jung-Pleistocene” al cuaternario reciente, por las formas jóvenes de los valles en Morro Jable y en Los Atolladeros que se prolonga hasta Jorós) y en un tercero a 3 m, señalado en un mapa (ibidem, figura 23, en Punta Pesebre y en barlovento de Jandía entre Punta Paloma y Punta de Guadalupe). De este último nivel le proporciona Müller una datación radiocarbónica de 22.000 años por lo que el depósito no puede tener un origen glacio-eustático. Un *Strombus bubonius*, clasificado por Staesche, procede de Los Atolladeros, en Jandía. Notifica que Hausen afirma que Benítez colectó *Strombus*

coronatus en el nivel de 55 m -La fauna fósil que publica es anodina e indeterminada en su mayoría.

Rona y Nalwalk (1970): Una gran discordancia está expuesta a lo largo de unos 22 km en la costa oeste de Fuerteventura. Es anterior a edades entre el Mioceno inferior y el Plioceno inferior. Una calcarenita fosilífera, presente entre 15 y 20 m sobre el nivel del mar, fue depositada sobre la superficie de la discordancia en un ambiente de alta energía marina, probablemente durante el Cuaternario (radio-carbón mayor de 39.000 BP). Contiene Foraminíferos bentónicos identificados por T. Saito (*Cibicides refulgens* Montfort, *Cibicides labatulus* (Walker & Jacob), *Planulina bradyi* Tolmachoff, *Anphistegina lessonii* d'Orbigny, *Quinqueloculina akneriana* d'Orbigny, *Pararotalia* sp, *Texturaria* sp). La superficie de la discordancia está sobre la unidad litológica designada serie volcánica submarina en los mapas geológicos de Fuerteventura en los que la calcarenita fosilífera no aparece, quizás por estar casi completamente cubierta por los basaltos tabulares.

Meco (1975a, 1977a, 1977b, 1981, 1982, 1983): Los depósitos marinos de El Aljibe de la Cueva, lugar paradigmático del nivel ouljiense a 7 m de Crofts, contienen *Rothpletzia rudista*, fósil hasta entonces sólo conocido del Mioceno de Las Palmas (Rothpletz y Simonelli, 1890). Una revisión de todos los depósitos marinos y el estudio de los fósiles, especialmente los del género *Strombus*, muestra que todos los depósitos marinos de Fuerteventura, situados a partir de 7 m de altura, dados a conocer por los autores precedentes, no pertenecen al Pleistoceno. Son restos conservados a diferentes alturas de un único y extenso depósito marino del Plioceno inferior – confirma la idea, apenas esbozada como Terciario, de Hartung y de Benítez y la sospecha tardía de Hausen.

Meco y Stearns (1981): Los depósitos marinos conteniendo el grupo faunístico *Strombus-Nerita-Gryphaea-Rothpletzia* están situados sobre basaltos de, al menos, 11.8 ma y debajo de coladas basálticas datadas radiométricamente en 4.25 ma en el Barranco de Los Molinos, en 1.83 ma en el Barranco de Esquinzo (Abdel-Monem et alii, 1971) y en 2.7 ma en Barranco de la Cruz . Están en relación con la colada basáltica de Ajuí datada en 5.8 ma, por lo que pertenecen al Plioceno inferior.

Radtke (1985): Dataciones Thorio-230/Uranio-234 y electrón-espín-resonancia (ESR) sobre fósiles –*Ostrea* sp.- de los depósitos marinos de las localidades indicadas como pleistocenas por Crofts (1965), Lecointre et alii (1967) y Klug (1968), considerados todos ellos del Plioceno inferior por Meco (opera citata), muestran que el modelo clásico de terrazas eustáticas no es aplicable a Fuerteventura. En la isla hay una ausencia completa de terrazas del Pleistoceno inferior y medio.

Zazo et alii (2002): Once diferentes terrazas marinas elevadas cuaternarias, o Episodios, de las doce descritas (ibidem) de Lanzarote, están presentes en Fuerteventura. El Episodio X falta en Fuerteventura. Únicamente en el Tablero de Jorós de Jandía (ibidem, figuras 6 y 7 y tabla 3) aparecen escalonados el Episodio I (61 m), el Episodio II (62 m), el Episodio III (50 m), el Episodio IV (40 m), el Episodio V (32 m), el Episodio VI (25 m) y el Episodio VII (16 m). Además, el

Episodio VIII (13 m) está 300 m hacia el este en las Casas de Jorós y el Episodio IX (8 m) en Punta del Viento a kilómetro y medio al Oeste. Una falla afecta al Episodio II. Hay presencia de *Ostrea virleti*, *Nerita emiliana* y *Strombus* – Sólo los Episodios XI (1.5 m) y XII (0.5 m) pertenecen realmente al Pleistoceno. Por otra parte (tabla 3), aplican a fósiles (*Ostraea virleti*) del Tablero de Jorós, de Rabo de Ratón (en el noroeste de la Península de Jandía y considerado Episodio VII) y de Bahía Calma (en la costa Sotavento de Jandía y considerado Episodio IX), la recalificación -es decir, el método de datación para el Pleistoceno reciente basado en la proporción de aminoácidos D-aloisoleucina/L-isoleucina (LC) de las conchas fósiles. Los resultados son incoherentes.

Gran Canaria

Los depósitos marinos pliocenos de Las Palmas, al contrario que los de Lanzarote y Fuerteventura, demasiadas veces malinterpretados, han sido ampliamente y correctamente estudiados –en el marco de los conocimientos del momento- a lo largo de los últimos ciento cincuenta años lo que ha dado lugar a numerosas y extensas publicaciones que progresivamente aportaban conocimientos importantes. Puede distinguirse una primera época de descubrimiento protagonizada por Von Buch (1825) y Lyell (1865) y predominantemente de interés paleontológico -Rothpletz y Simonelli (1890)-, una segunda época en que se relacionan los depósitos marinos, paleontológicamente vindobonienses, con los episodios volcánicos -Bourcart y Jérémine (1937), Bravo (1960), Vuagnat (1960), Navarro et alii (1969)-, una tercera época de datación radiométrica -Lietz y Schmincke, 1975; Guillou et alii, 2004- para finalizar – con este discurso - en una inserción en la tectónica de placas presagiada ya por Benítez (1945) con su pronta aceptación clarividente de las ideas de Wegener.

Von Buch (1825, 1836, 1999): Un conglomerado, a unos 300 o 400 feet (91.5 m – 122 m) sobre el mar, en las cercanías de Tamaraceite, se halla recubierto por una arcilla-caliza blanca que a veces contiene gruesas conchas de *Conus* y *Patella* y, a su parecer, *Turritella imbricataria*, rellenas de arenas bioclásticas. Se produjo un levantamiento de la isla desigual y periódico -*Turritella imbricaria* es una especie exclusiva del Oligoceno.

Lyell (1865, 668; 1874, 537; 1875, 715; 1878, 537): Visita Las Palmas, acompañado de Hartung, en 1854 –parte de la correspondencia entre Maffiotte, residente en Las Palmas, y Lyell, al que proveía de fósiles, fue publicada por Benítez (1912). Unos depósitos marinos fosilíferos, entre unos 90 m y 120m de altura por encima del nivel del mar, del Mioceno superior, prueban unos movimientos de elevación que no han cesado en la actualidad a juzgar por la presencia de otros depósitos pleistocenos también elevados. Contienen *Clypeaster altus*, *Spondylus gaederopus*, *Pectunculus pilosus*, *Cardita calyculata*, y *Ancillaria glandiformis* entre 62 especies miocenas que según S.P. Woodward pertenecen a 47 géneros de los cuales 10 no existen ya en aguas canarias -*Corbis*, *Hinnites*, *Thecidium* (*Thecidium mediterraneum*), *Calyptraea*, *Hipponyx*, *Nerita*, *Erato*, *Oliva*, *Ancillaria* y *Fasciolaria*. Estas especies quedaron sin publicar salvo dos más, de peces, que figuran en el catálogo del Museo Británico de 1857 como *Pharyngodopilus Africanus* y *Pharyngodopilus Canariensis* (sic Cocchi, 1864, 71).

Von Fritsch (1867): En 1863 visita en Las Palmas la colección de fósiles terciarios canarios de Maffiotte. Un nivel de cantos rubefactados con fósiles marinos es característico de los depósitos de Las Palmas. Es una franja delgada coloreada de pardo rojizo, en parte calcárea y en parte arenosa, llena de conchas marinas que son propias del Mioceno y está situada entre las masas de conglomerados. Es visible a lo largo de todo el escarpe. Un bivalvo, *Pectunculus insolitus*, procedente del Helveciense de Las Palmas, entregado por von Fritsch, aparece en el catálogo del Museo Federal de Zurich (Mayer, 1868, 55).

Rothpletz y Simonelli (1890, 1898): En los alrededores de Las Palmas una arenisca y marga sabulosa son de origen marino, en ciertos sitios envuelven restos fósiles numerosos y bien conservados. Su espesor llega hasta los 10 m y está a 80 m de altura. Debajo un banco de caliza amarillenta, con espesor variable entre 0.5 m y 1 m, forma una capa de *Lithothamnium racemus* hoy todavía viviente. Lugares ricos en fósiles son las laderas, tanto meridionales como septentrionales, de los alrededores de La Vista, que es una eminencia entre dos barrancos al suroeste de la ciudad, y en Cueva de Mata, al noroeste de la capital, en la vertiente norte del barranco por donde discurre la carretera a Aruca (sic). Cien fósiles diferentes son enumerados -que eliminados los de especie indeterminada y otros que no procede contabilizar por pertenecer al Pleistoceno o por proceder de Fuerteventura, pertenecen a 70 especies- entre ellos *Strombus coronatus*, *Nerita plutonis* y *Ostraea Chili*. De ellas 11 son especies nuevas y una pertenece, además, a un género nuevo -*Rothpletzia rudista* que no llegó a publicar Lyell o Woodward como *Maffiottea canariensis* (Benítez, 1912, 84). Esta fauna denota un Mioceno medio, sin poder discernir si helvético o tortónico. La profundidad calculada del depósito marino no es mayor de 100 m.

González y Gutiérrez-Palacios (1910): En la costa oriental de Gran Canaria los fósiles miocenos *Cardita canaliculata* y *Pectunculus pilosus* son hallados entre las tobas -Los cortes estratigráficos (ibidem, figuras 1,2,3,4 y 5) no parecen utilizables.

Fernández Navarro (1925): Primera estratigrafía con presencia de lavas. En general, hay una formación submarina de pómez, llamada canto blanco por su color, y sobre ella arenas y cantos sueltos alternando con arenisca y conglomerado sin fósiles. Por encima se sitúan corrientes lávicas en número y espesor variable -las fonolitas. Sobre estas lavas descansa una caliza amarillenta fosilífera de espesor entre 0.5 y 1 m. Está seguida de arenisca floja y marga sabulosa de origen marino con restos fósiles y espesor de hasta 10 m. Más alto aparecen gravas y conglomerados estratificados de origen volcánico en los que falta casi totalmente el elemento calcáreo y con espesor siempre considerable. Finalmente, un travertino calcáreo margoso con espesor variable pero nunca muy considerable. El corte, realizado en el Barranco de Las Rehoyas (ibidem, figura 4), sitúa entre dos corrientes lávicas un conglomerado y una formación fina de playa con muchos fósiles, sobre todo hacia su base a 70 m de altura sobre el fondo del barranco. Denotan un movimiento de emersión proseguido desde que se depositaron los sedimentos helvecienses hasta nuestros días.

Bourcart (1935): Las fonolitas afloran en la costa entre Jinámar y Arucas. En los alrededores de Las Palmas están cubiertas por el Terciario Vindoboniense.

Bourcart y Jérémíne (1937, 33): Primer mapa geológico de la isla. Entre las rocas más importantes estudiadas están los bloques rodados esparcidos en el terciario de Las Palmas (Barranco de Don Zoilo). El depósito marino se ha originado por la deposición en el mar de coladas de lodo con grandes bloques y lechos de cenizas finas en las que está presente *Clypeaster altus*, especie suficiente por sí sola para datar el nivel como Vindoboniense. Mencionan lavas almohadilladas en la depresión de Tenoya y en la presa de Casablanca.

Benítez Padilla (1945): Con ocasión de la construcción de la presa del Barranco de Ayagaures, aparece un barranco fósil paralelo al principal y con otros 30 m de profundidad anterior al actual. Su relleno correspondería a una transgresión marina y el encaje del barranco actual a una nueva regresión y por lo tanto no hubo solo regresión del mar a partir del Helveciense.

Martel Sangil (1952): Descripción de fósiles marinos de las formaciones terciarias de Las Palmas - sin embargo, algunas localidades de procedencia son pleistocenas así como la totalidad de los fósiles que aparecen fotografiados en las láminas excepto los clasificados como *Cerithium multigranulatum* (ibidem, lámina 67, figuras 1 y 2) y su nueva especie *Vermetus melendezi* (ibidem, figura 6).

Vaugnat (1960): Estudia las lavas almohadilladas mencionadas por Bourcart y Jérémíne (1937). En el Barranco de Tamaraceite se produce el paso de lavas almohadilladas a brechas y tufs –toba volcánica- palagoníticas, resultado de su descomposición y rotura. Lavas vesiculosas y cordadas rubefactadas y asociadas a margas blancas pasan hacia lo alto a lavas con estructura en columnas prismáticas. Toda la serie volcánica reposa sobre gruesos cantos de playa y se ha consolidado bajo un tenue espesor de agua. La parte superior de la colada estaría fuera del agua como lo mostraría el paso de lavas almohadilladas a lavas con exfoliación prismática. La lava basáltica muy fluida se deslizó por las pendientes de la isla y penetró en el agua de los entrantes costeros y, llegando al agua, se formaron las almohadas que, a veces, se separaron y se apilaron en el frente de la colada. Bajo el efecto del enfriamiento brusco la costra se descamó y, a veces, todo el edificio se fragmentó formando capas piroclásticas de brechas, de almohadas y de tufs palagoníticos que toman un aspecto groseramente estratificado.

Bravo (1960): Un corte geológico del Mioceno presenta todos sus elementos (ibidem, figura 4). Dos hiladas de aluviones están separadas una de la otra por un único estrato fosilífero mioceno que aflora en una escarpa entre los 80-100 m. Debajo, materiales fonolíticos en groseros aluviones. En medio, arena de playa sin fósiles, arena con *Lithothamnium*, estrato areno-calizo con fauna miocena de mares someros, una segunda arena con *Lithothamnium* y arena de playa sin fósiles. Finalmente, arriba, materiales groseros de aluvión con fragmentos de aglomerado roquenublo y una cubierta de travertino calizo. Coladas fonolíticas miocenas penetran en el estrato fosilífero mioceno y también una capa de aglomerado roquenublo penetra en las arenas con *Lithothamnium* superiores. Ello hace supo-

ner (ibidem, 409) que estos materiales comenzaron a ser arrojados durante la regresión marina. El estrato fosilífero descansaría sobre una antigua plataforma marina compuesta de gruesos materiales de estuario que, sumergida durante el Mioceno, se fue levantando hasta ocupar su posición actual. Los estratos miocenos transcurren desde la proximidad de Los Arenales hasta cerca de la punta de Marfea.

Hausen (1962): Los sedimentos forman un gran cono que se extiende por el ángulo noreste de la isla y termina en un acantilado de 80-100 m de altura sobre el actual nivel del mar hacia el que presentan suave inclinación. Su superficie se encuentra acanalada por barrancos que siguen un modelo radial. El vértice del cono está cerca de Tafira Alta (Monte Lentiscal) a unos 300 m sobre el nivel actual del mar y los flancos son difíciles de delimitar. Hay una modificación del corte publicado por Bravo (1960) pues obvia la colada fonolítica y el aglomerado roquenublo. Los sedimentos marinos fosilíferos culminan sedimentos deltaicos litorales. Mapa del depósito marino. La magnitud y morfología de las acumulaciones detríticas que fueron acarreadas hacia abajo (ibidem, 411-412) denotan un tremendo poder de transporte rápido, tipo avalanchas. En relación, quizás, con un posible lago que ocuparía una caldera en el centro de la isla. Ello durante una regresión de la línea de costa y después de un periodo de erosión en los estratos miocenos. Esta regresión marina corresponde a una elevación de la isla.

Klug (1968): En Las Palmas, un horizonte pefítico inferior, fonolítico, a la manera de delta, fue hundiéndose lentamente o elevándose poco a poco el nivel del mar. Encima, areniscas y calizas con fauna miocena y lechos de *Lithothamnium* corresponderían a fluctuaciones del nivel del mar. Finalmente, el horizonte pefítico superior, compuesto de abanicos de conglomerados, fue depositado durante la regresión. Las localidades de Bañaderos y Quintanilla, a 60 m sobre el mar, son pre-tirrenienses en los tiempos cuaternarios (Ibidem, fig. 27).

Navarro, Aparicio y García (1969): Mapa más completo que el de Hausen. Los depósitos sedimentarios de Las Palmas se inician en las últimas fases de la serie fonolítica. Contienen un nivel marino que coincide con el comienzo de las series pre-roquenublo y roquenublo. Finalizan cuando ya se han extendido sobre la isla las primeras coladas de la serie basáltica II propuestas por Fúster et alii (1968). La plataforma se corta bruscamente al llegar al mar por un acantilado de unos 80 m de altura y los buzamientos son suaves, entre 2° y 5°, excepto para el nivel marino que es sensiblemente horizontal. No se observan pliegues ni fallas pero existen notables discordancias erosivas en los límites de algunas unidades y son frecuentes los paleocauces intraformacionales. La simultaneidad entre la erosión del antiguo relieve y el volcanismo origina cambios en la litología de los cantos detríticos. Un piedemonte inferior pasa a nivel marino sin discontinuidad notable y un piedemonte superior se instala tras una marcada discordancia erosiva. Hay dos intercalaciones fonolíticas: la primera, en el piedemonte inferior en la bahía del Confital, es un manto ignimbrítico; y la segunda, en el lomo del Castillo de San Francisco, es una colada de fonolita hauynica de unos 4 m de potencia con delgada brecha de base que se apoya en el piedemonte inferior y está cubierta por el nivel marino. Ello indica una diferencia temporal muy corta entre colada y depó-

sito marino porque en las proximidades de la colada se pasa insensiblemente de piedemonte a nivel marino. Los afloramientos del nivel marino se localizan en el acantilado a alturas entre 60 y 80 m y en las paredes de los barrancos que se han encajado por debajo de las cotas anteriores. El nivel marino en las proximidades de la costa siempre se apoya en el piedemonte inferior pero hacia el interior queda en contacto con el sustrato en donde las irregularidades que mostraba la superficie de erosión inferior han sido limadas para formar una rasa, testigo de la actividad del mar. El espesor del nivel marino es muy variable, llega a alcanzar los 8 m pero, en general, es un horizonte conglomerático de algunos decímetros de potencia que puede desaparecer totalmente. Hay una clara ordenación por tamaños estando abajo los más gruesos y arriba los más finos. Las rocas conglomeráticas inferiores pueden estar cementadas por carbonato cálcico fosilífero y con algas calcáreas. Estas zonas fosilíferas forman sólo una pequeña parte del nivel marino quedando reducidas a un manchón cuyos límites son el Barrio de Schamann por el norte y el extremo final de Barranco Seco por el sur. Una característica es la intensa rubefacción que constituye un nivel guía muy útil para la estratigrafía del conjunto de los depósitos. Es una película sobre cualquier clase de canto con minerales ferromagnesianos extraordinariamente alterados y no está condicionada por la presencia del cemento calcáreo. La parte alta del nivel marino está constituida por arenas sueltas litorales que presentan a veces huellas de gusanos arenícolas. Son materiales detríticos entre arenas finas y bloques de 60 cm de diámetro. En las proximidades del Castillo de San Francisco, en el Barranco de Guinguada, aparecen bloques mucho mayores por la destrucción in situ de la colada fonolítica. En la base hay cantos fonolíticos pero hacia arriba empiezan a aparecer cantos tefríticos, basálticos e incluso del aglomerado roquenublo. Es decir, al mismo tiempo que tenía lugar la transgresión marina se empezaban a emitir en el centro de la isla los materiales de la serie pre-roquenublo. Como entre el piedemonte inferior y el nivel marino no hay discontinuidad apreciable una transgresión se produciría suavemente sobre la extensa plataforma y sin que cesasen los aportes de material procedentes del interior. Éste sería reelaborado por el mar al llegar a la costa. Al ir aumentando gradualmente el nivel de las aguas aumenta también la distancia a la costa con lo que se hace menor el tamaño de los cantos en un mismo punto es decir se produce una estratificación gradual. Ninguna conclusión se obtiene sobre si sube el nivel marino o si se produce un hundimiento de la isla. Fosilizando la superficie de erosión que limita la parte alta del nivel marino hay una extensa formación conglomerática análoga al piedemonte inferior. En ella casi han desaparecido los cantos fonolíticos y son sustituidos por basaltos, tefritas, aglomerado roquenublo y algunas ordanchitas. La edad del piedemonte superior es inmediatamente posterior a la retirada del mar vindoboniense ya que la superficie de erosión que los separa se ha formado por la actividad de los mismos cursos de agua que han dejado el material detrítico. Además, la deposición ha continuado hasta el comienzo de la serie basáltica II. Finalmente, en otros puntos, se han datado mantos de aglomerado roquenublo como probablemente pertenecientes al Plioceno (Schmincke, 1968). Dentro de la formación sedimentaria, ocupando una posición estratigráfica difícil de precisar, aparecen unas coladas basálticas que se atribuyen a la serie pre-roquenublo. En la cantera del barranco de Las Majadillas la parte baja de la colada se apoya sobre limos blancos finamente estratificados y la colada presenta estructuras

almohadilladas y, hacia arriba, se pasa gradualmente a una estructura pahoehoe típica. Ello generalmente sobre un nivel de cantos fonolíticos rubefactados. Su deposición se tuvo que realizar en aguas marinas muy someras, de no más de 25 m, sobre un fondo muy regular sin desniveles bruscos, dando como resultado una colada tan extensa. Cabe suponer que la altura del nivel del mar era de unos 100 m por encima del nivel actual. Comprobando lo anteriormente dicho se encuentra en numerosos puntos, en el contacto inferior de estos basaltos con el depósito sedimentario, unos limos blancos que muestran microestructuras replegadas por deslizamiento originadas sin lugar a dudas por el resbalamiento y compresión de las coladas basálticas sobre dichos limos estando cubiertos por el agua. Aglomerados roquenublo cubren el depósito aunque una intercalación se extiende desde las estribaciones del Lomo de Jinamar hasta el Agujero en la costa. El clima era como en el presente con infrecuentes pero torrenciales lluvias.

Mitchell-Thomé (1974): Recopilación de parte de los trabajos mencionados.

Abdel Monen et alii (1971): La edad radiométrica de la serie roquenublo es de 3.75-3.50 ma y queda asignada al Plioceno.

Anguita y Ramírez del Pozo (1974): Microfósiles contenidos en el nivel marino del depósito sedimentario de la llamada Terraza de Las Palmas indican una edad coincidente con el techo del Mioceno o la base del Plioceno que concuerda con las dataciones radiométricas publicadas y se opone a las dataciones obtenidas de la macrofauna que daban una edad vindoboniense.

Lietz (1975) y Lietz y Schmincke (1975): La terraza de Las Palmas representa, al menos, tres diferentes niveles marinos de diferente edad y sólo el más antiguo podría corresponder a la edad helveciense o tortoniense de Rothpletz y Simonelli (1890). Son cuatro las regresiones y tres las transgresiones en el intervalo de tiempo que va entre 9.6 ma y 2 ma. El primer nivel marino consiste en una capa de algas calcáreas intercaladas entre coladas de pumita, a 60 m de altura sobre el actual nivel del mar, en el escarpe del Rincón. Datada en algún momento entre 9.6 ma y 4.3 ma podría tratarse del mismo nivel descrito en el Rothpletz y Simonelli. El segundo nivel marino consiste en calcarenitas, calizas, conglomerados y areniscas tobaceas situadas a elevaciones entre los 40 m y los 130 m (50 y 70 m en el norte de Las Palmas). Está en relación con las lavas almohadilladas datadas en 4.3 ma y que denotan que la profundidad del agua era inferior a 10 m. Finalmente, el tercer nivel marino, a elevaciones de 140 m a 150 m, es un conglomerado de 2 m de potencia, sin fauna, que se relaciona con lavas datadas entre 3.8 ma y 1.3 ma. No se precisa dónde se encuentra. Esta repetición de transgresiones y regresiones se debe a fluctuaciones eustáticas del nivel del mar o bien a oscilaciones isostáticas como resultado de repetidas alternancias de períodos magmáticos y erosivos. Para Lietz (1975, 1976 y 1977) son líneas de costa cuaternarias –Marines Quartär- los depósitos de Bañaderos a 75 m y los de las Cuevas del Guincho a 22 m.

Meco (1975b, 1977a, 1977b, 1981, 1982, 1983): Revisa los datos paleontológicos anteriores y constata que las areniscas y los conglomerados marinos de Gran

Canaria, con su característica fauna miocena, están presentes también en Lanzarote y Fuerteventura. Indican una edad mio-pliocena o un Plioceno inferior de marcado carácter cálido (Meco et alii, 2004). Incluye entre ellos los depósitos del Cementerio de Bañaderos.

Meco y Stearns (1981): Los depósitos marinos de Fuerteventura con fauna pliocena datan de hace 5.8 ma mediante las lavas asociadas en el Barranco de Ajuí. Ello, por una parte, descarta su pertenencia al Pleistoceno tal como había sido publicado (Crofts 1967) y, por otra parte, los relacionaría con la transgresión segunda de Lietz y Schmincke (1975) en Las Palmas de Gran Canaria.

Cabrera y Pérez Torrado (1988): La columna estratigráfica en las Cuevas del Guincho representa un episodio transgresivo con depósito de sedimentos marinos y materiales volcánicos intercalados. La secuencia de facies indica una evolución de la costa que se inicia como zona sub-intermareal, que oscila de algo somera a más profunda y de nuevo a algo somera. En ella penetran piroclastos, de al menos 3 m de potencia, pero continúa siendo zona sub-intermareal, que oscila otra vez de algo somera a más profunda. Termina gradualmente en zona intermareal representada por arenas y un conglomerado que contiene algunos clastos rubefactados.

Gabaldón et alii (1989): Proporcionan una columna estratigráfica sintética de la formación detrítica de Las Palmas en el sector noreste. Un miembro inferior, de hasta 120 m de espesor, corresponde a un abanico aluvial que rellena un relieve irregular, probablemente de grandes barrancos, con algunas intercalaciones de niveles de arenas muy bien clasificadas y con marcas de oleaje que representan un incipiente cambio de facies a medios de transición. Termina el miembro inferior con un nivel de cantos fonolíticos rubefactados muy característico. El miembro medio, constituido por 30 m de materiales detríticos, con la base fosilífera, intercala las coladas basálticas almohadilladas datadas en 4.3 ma por Lietz y Schmincke (1975). Representa una transición entre medios marinos someros y continentales con facies de ambientes de pre-playa, playas, dunas eólicas y abanicos aluviales. En Las Cuevas del Guincho están excepcionalmente bien representadas las facies de zonas intermareal y submareal. Incluyen en el miembro medio algunos afloramientos de dunas. La actividad volcánica roquenublo se inicia contemporáneamente a la sedimentación del miembro medio que acaba con el paroxismo de coladas y brechas. El miembro superior, entre 70 y 130 m de espesor, representa la erosión del relieve recién creado y del propio miembro medio y su sedimentación en ambiente de abanicos aluviales.

Instituto Tecnológico Geominero de España (1992): Recoge, fundamentalmente, los resultados de Gabaldón et alii (1989) y proporciona una decena de columnas estratigráficas en las que aparecen señaladas toda clase de rizaduras pero nunca fósiles. Considera que los cantos rubefactados –interesa resaltar la posición estratigráfica de este nivel– marcan el tránsito del miembro medio hacia la unidad marina aunque en el Barranco del Caidero los conglomerados con cantos rubefactados constituyen ya la base del miembro medio, encima se superpone la colada con lavas almohadillas. En Barranco Seco (ibidem, figura 2.11) los cantos rubefac-

tados se reparten entre el miembro inferior y el miembro medio de ambiente intertidal y subintertidal. En El Rincón (ibidem, figura 2.12), la columna es de origen aluvial, los cantos rubefactados están incluidos en el final del miembro inferior y el miembro medio comienza por arenas con rizaduras de oscilación y estructuras de carga. Inmediatamente encima aparecen las lavas almohadilladas. En la columna del Tívoli (ibidem, figura 2.15) sobre tobas fonolíticas y conglomerados del miembro inferior aparece el nivel rubefactado con conglomerados y arenas con estratificación entrecruzada y, por la relación entre las tobas y los conglomerados, la deposición del miembro inferior se produce inmediatamente después de la lava fonolítica datada por McDougall y Schmincke (1976) en 9.7 ma. En la columna del Polígono de Jinámar (ibidem, figura 2.16) el nivel rubefactado se incluye en el miembro medio que está cubierto por la brecha roquenublo sobre la que, a su vez, hay tobas, cantos rubefactados y cantos de la propia brecha roquenublo. Encima hay secuencias de depósitos piroclásticos aunque, de lejos, puedan parecer sedimentarios. Una localidad un poco más al oeste del cementerio de Bañaderos, el Barranco de Quintanilla, muestra cantos rubefactados que marcan el tránsito hacia la unidad marina del miembro medio. Datan en 4.15 ma la colada que se les superpone (ibidem, 31 y tabla 2.3) -sin mencionar su carácter de lavas almohadilladas.

Gimeno et alii (2000): Hace aproximadamente entre 8.5 ma y 5.3 ma, en un periodo de actividad volcánica muy residual, tiene lugar un fuerte desmantelamiento erosivo de la isla. Coincidiendo con este periodo y prolongándose después, se forman los depósitos volcano sedimentarios de Las Palmas. Constan de un miembro inferior de carácter aluvial, un miembro medio con depósitos marinos litorales transgresivos formados entre unos 5 ma a 4 ma y con lavas almohadilladas asociadas de las que se presenta un mapa (ibidem figura 1). En él figura el Barranco de Quintanilla. Finalmente, un miembro superior no marino.

Pérez Torrado et alii (2002): La reconstrucción paleogeográfica por métodos geológicos y topográfico de la zona del Barranco de Tamaraceite muestra una cuenca submareal somera con escasa pendiente. Por la transición de estructuras submarinas a subaéreas la posición del mar en esa época (4.5 ma a 4 ma) era de 121 ± 3 m. Como el nivel del mar estaba por entonces sobre unos 100 m resulta necesario tanto el concurso de movimientos eustáticos como isostáticos. Diferencias de cota se deben a una falla de 17 m de salto vertical.

Schneider et alii (2004): La formación detrítica de Las Palmas pertenece al Mioplioceno. Coladas volcanoclásticas de gravedad entrando en el mar son contemporáneas con el periodo erosivo en la isla, que sucedió al emplazamiento del grupo volcánico Fataga, y con el inicio de la evolución del estratovolcán roquenublo. La sección sedimentaria que aflora en la desembocadura de un paleobarranco en las Cuevas del Guincho comprende sedimentos clásticos y calcáreos subtidales afectados por la acción de las olas y de las tormentas (unidades 1 y 3), playas de guijarros (Unidad 4), depósitos volcanoclásticos consistentes en piroclastos fonolíticos retrabajados (unidad 1), brechas que contienen gravas y bloques fonolíticos incorporados a la línea de costa (unidad 2) y, finalmente, una avalancha de detritos que también entró en el mar (unidad 5). No se menciona la presencia de

los cantos rubefactados que existen en el lentejón de algas calcáreas intercalados en la unidad 1 sino los del conglomerado final. Los cantos rubefactados son similares a los del contacto entre el miembro inferior y medio en muchos afloramientos de Las Palmas (4). En el Guincho, la línea de costa estaba situada un km tierra adentro.

Tenerife

Ibarrola et alii (1991): Unas lavas almohadilladas del Macizo de Tigaiga, en el frente costero, al este de San Juan de la Rambla, están en relación con una playa levantada a unos 7 u 8 m y su edad radiométrica (K/Ar) es de 2.6 ma. A su vez, están debajo de coladas de la formación Cañadas o de coluviones antiguos. Probablemente las coladas habían tenido un recorrido subaéreo previo y se consolidaron en aguas someras.

La Palma

Von Fritsch (1867, 11): El lecho del Gran Barranco –Barranco de Las Angustias– está en una masa de conglomerados de 270 m de espesor, formado de rocas del interior de la caldera. Este conglomerado, que contiene una colada de lava, termina hacia el norte en el antiguo acantilado marino de la ladera de El Time. Debajo del conglomerado se encuentra, de forma curiosa y adheridos en unas grietas, restos de corales y de balanos. Justo ante la casa de campo La Viña, a una altura desde 200 hasta 250 m sobre el mar. Este conglomerado procedería, por lo tanto, de antiguos torrentes que desde la Caldera alcanzarían la bahía en el mar, antes de que una elevación de la isla tuviera lugar.

Staudigel y Schmincke (1984): Foraminíferos encontrados en hyaloclastitas intercaladas entre lavas almohadilladas de la serie submarina, en el Barranco de Las Angustias, indican una edad entre 2.8 ma y 3.0 ma deducida de la presencia conjunta de *Globorotalia inflata* (existe desde hace 3 ma hasta la actualidad) y de *Globoquadrina altispira* (extinguida hace 2.8 ma).

Comentario crítico

Aunque no es una finalidad prioritaria mostrar discrepancias sino exponer conocimientos nuevos, la comprensión de las razones de la utilización de las vías del método escogidas y el sucesivo discurso geológico precisan unas consideraciones previas. También organizadas por isla.

Lanzarote

El trabajo de Driscoll et alii (1965) fue publicado en la expectativa de los resultados paleontológicos. Los depósitos miocenos y pliocenos se corresponden con la playa a 55 m descrita entre Playa Quemada y Los Morros de Hacha Chica y con la playa a 35 m en Papagayo. Sin embargo, las playas entre 25 m y 21 m, descritas como escalones, no han sido reencontradas y la playa a 15 m de Punta Garajao es

simplemente un conjunto de piroclastos de color claro. En Tinkler –uno de los coautores del trabajo anterior- (1966), esta playa a 15 m es descrita como un acantilado sin depósitos.

También son depósitos marinos miocenos y pliocenos las playas descritas en Lecointre et alii (1967) -que toman por senegalesas las faunas miocenas- a alturas de 55 m, desde Punta Gorda al Corral Blanco y de 35 m en Papagayo. Sin embargo, la playa a 23-25 m -descrita por los propios autores como una delgada caliza sin fósiles con pie de acantilado enmascarado por derrubios, pero que debería estar a unos 25 m- no parece existir.

En Janubio, el depósito marino atribuido por Hernández Pacheco (1969) al Mioceno –está entre lavas antiguas- continúa sin interrupción hasta salir de su cobertura lávica y enlaza con el depósito marino descrito como cuaternario.

En publicación reciente (Zazo et alii, 2002), algunos de los sitios dibujados en el mapa (ibidem, figura 4) como lugares donde aparecen los Episodios VII y VIII no son ya comprobables a causa de las urbanizaciones construidas al norte de Punta del Aguila en las proximidades de Berrugo. Otros, no son depósitos marinos: el Episodio V, al pie de la colada de Femés, corresponde a unos concheros esparcidos con cerámica histórica de menos de 500 años de antigüedad. Tampoco son estrictamente marinos El Episodio VII de Punta Abas, el Episodio VIII de Punta Gorda en la costa oeste y el Episodio IX de Caletón del Río. Estos corresponden a depósitos caóticos con mezcla de elementos marinos –fauna de procedencia batimétrica variada fragmentos de arenica- y terrestres –ootecas fósiles de insectos, gasterópodos terrestres, fragmentos de calcreta- en una mayoría de clastos muy angulosos y heterométricos. Tampoco son marinos, sino de origen eólico y con costra calcárea superpuesta, el Episodio VII en el Barranco Playa Mujeres, el Episodio VI en la Punta del Garajao, el Episodio V en las proximidades a la colada de Femés y en Punta Gorda de la costa este, el Episodio III al oeste de Corral Blanco y al norte y sur respectivamente del Barranco de La Casa, el Episodio II al Sur del Barranco de la Cruz y el Episodio I en Los Haches. Finalmente, el Episodio IV de La Bajita o La Puntilla corresponde a arrastres procedentes del depósito marino mioceno situado más alto como muestran fragmentos de calcreta, y elementos terrestres mezclados con la fauna.

Los que sí son depósitos marinos corresponden al Episodio I al oeste de Corral Blanco, al Episodio II en Corral Blanco, al Episodio IV en El Cohón, La Colorada, Punta Gorda y Janubio, al Episodio V en el Cohón y Janubio, al Episodio VI en Janubio, al Episodio VII en Papagayo y al Episodio VIII en la Caleta del Congrio y en La Juradita. Estos son restos de costas miocenas y pliocenas y pueden seguirse de un modo continuo durante larguísimos tramos. Zazo et alii (ibidem) no mencionan los depósitos de Playa Quemada que, en su extremo norte, se introducen bajo las lavas del volcán Montaña Bermeja. La fauna mencionada por estos autores es completamente anodina y banal excepto los *Nerita*, *Strombus* y *Ostraea* que para ellos han perdido el valor de fósiles guía al no distinguir entre especies mio-pliocenas y especies pleistocenas-actuales.

Por otra parte, las alturas proporcionadas por Zazo et alii (2002) no se corresponden con las obtenidas en el terreno. Así, entre el Episodio I (65-70 m) y el Episodio II (50-55 m) hay depósitos marinos a alturas intermedias (59.42 m en La Fuentecita y 62.74 m en Las Coronas, véase el capítulo 2) que, de por sí, indican una continuidad entre ambos Episodios, además, el Episodio III (40-45 m), señalado en su mapa (ibidem, figura 4) no corresponde a ningún depósito marino sino a una calcreta -manchas blancas en la foto aérea como los depósitos marinos- pero sí hay depósitos marinos a esa altura en otros puntos (42.88 m en La Colorada, 47.67 m El Cohón, 40.88 m, 45.00 m y 44.87 m en la cabecera del Barranco Mujeres) que, sin embargo, son asignados por Zazo et alii (2002) a los Episodios IV y V.

En el Episodio V, señalado en el mapa mencionado como de 25 m a 30 m, la altura medida en el terreno es, por el contrario, 40.88 m en la mancha que corresponde al Cohón. El Episodio VI (20-25 m) no existe en el lugar indicado por el mapa (Parrado - Punta del Garajao). El Episodio VII (17 a 18 m) que únicamente está representado en El Papagayo, allí, no está a esa altura sino a 27.87 m. Finalmente, el Episodio VIII (12-14 m) situado en el dibujo mencionado en la Caleta del Congrio está a 24.73 m en el terreno y el de La Juradita a 21.15 m.

Deshecho el laberinto de escalones presentado en Zazo et alii (2002) hay que añadir a ello que en La Colorada puede seguirse de modo continuo el depósito marino bajando, a lo largo de unos 250 m, desde una altura de 50 m a los 38 m (es decir, unirían los Episodios II, III, IV y V). En La Bajita (Episodio IV), los derrubios con restos marinos arrastrados desde la línea de costa a 64 m, van desde los 49m a los 37 m en consecuencia con la morfología del terreno en el que existe una depresión posterior al derrubio -cabeza de barranquillo- situada entre los arrastres situados a 50 m y los depósitos a 64 m.

Por lo tanto, en el sur de Lanzarote no aparecen ocho Episodios marinos pleistocenos diferentes, como afirman Zazo et alii (2002), sino que son restos que corresponden a líneas de costa miocenas y pliocenas sometidas posteriormente a una larga historia erosiva. Constituyen estas malinterpretaciones un ejemplo llamativo de lo que distorsiona un paradigma previamente impuesto.

Fuerteventura

En esta isla, los depósitos marinos pliocenos se han conservado únicamente en la costa oeste desde inmediatamente al sur de El Cotillo, en la pequeña Playa del Castillo que se prolonga en la Playa del Aljibe de la Cueva, hasta la Playa de La Pared. También se han conservado en la península de Jandía y en Tarajalejo.

Aunque los depósitos de la costa oeste habían sido interpretados como diferentes niveles cuaternarios (Crofts, 1967) el hecho de que en varios puntos quedan sepultados por lavas pliocenas datadas radiométricamente ha dejado zanjada toda discusión respecto a su errónea interpretación inicial. Pero además, la fauna contenida en estos depósitos también fue inicialmente tomada por senegalesa hasta que se hizo el estudio paleontológico (Meco, 1977). Por tanto, sólo era posible mantener la exis-

tencia de numerosos depósitos cuaternarios escalonados en Jandía, donde ninguna lava los sepulta. Así, los doce Episodios marinos cuaternarios de Lanzarote, salvo el Episodio X exclusivo del suroeste de esa isla, también fueron encontrados en Fuerteventura por Zazo et alii (2002) y dejaron, según estos autores, sus restos escalonados a alturas entre los 70 m y los 0 m. En el sitio representativo elegido por los autores mencionados, el Tablero de Jorós en Jandía, los Episodios I (el más antiguo) al VII no constituyen siete Episodios sino que son restos de depósitos marinos miocenos y pliocenos -contienen corales propios del tránsito del Mioceno al Plioceno al igual que en la costa oeste. Estos depósitos están afectados por una larga historia geológica erosiva y tectónica, en ellos el único escalón existente corresponde a una falla (ya dada a conocer por Zazo et alii, 2002). Todos los barrancos de Jandía y del resto de la isla, con los inmensos aluviones procedentes del vaciado de valles, y todas las dunas, les son posteriores así como la erosión o desplome del norte de Jandía. También los Episodios VII de Rabo de Ratón, VIII de las casas de Jorós y IX de Punta del Viento y de Bahía Calma (Zazo et al. 2002) son depósitos miocenos y pliocenos.

La topografía de los depósitos marinos de la costa oeste de Fuerteventura, en donde la línea de costa puede ser seguida de modo continuo desde la Playa del Castillo hasta La Pared, ha proporcionado de norte a sur, por el borde costero, alturas de 17.01 m (Playa del Castillo), 11.83 m (Punta Mallorquín), 12.53 m (Playa de Esquinzo), 23.28 m (Playa de La Cruz al sur de Los Molinos), 19.37 m (Playa del Valle), 13.79 m (Playa de Ajuí), 9.36 m (Playa de la Solapa) y 7.40 m (Playa de La Pared-Punta Guadalupe). En Ugán el punto más al interior está a 28.00 m. El depósito marino se ha podido seguir sin interrupción desde la costa hacia el interior por algunos barrancos. En el Barranco de Esquinzo el depósito marino asciende desde los 12.53 m en la costa hasta los 14.03 m tierra adentro. En el Barranco de La Cruz asciende desde 23.28 m hasta los 30.25 m. En el Barranco de Ajuí desciende desde los 13.79 hasta los 8.04 m. En el Barranco de La Solapa asciende desde los 9.36 m en la costa hasta los 36.67 m en el interior. Es este un sitio especialmente importante por su contenido faunístico y porque ostenta la altura máxima y una muy cerca de la mínima. Cualquier otro punto de la costa oeste está a alturas comprendidas en ese intervalo.

En Jandía, Bahía Calma (10 m y Episodio cuaternario IX de Zazo et alii, 2002) el depósito marino mio-plioceno está a 7.65 m. En Rabo de Ratón (20 m y episodio VII, *ibidem*) está 26.78 m y puede seguirse sin interrupción hacia el sur hasta la altura de 39.35 m. Un poco más al este, en Agua Cabras, el depósito asciende desde los 40.65 m en el borde del acantilado en retroceso hasta los 50.10 m en el interior del barranco. En la costa del Roque del Moro la altura es de 50.47 m. En Jorós (61m y 62 m y Episodio I y Episodio II respectivamente, *ibidem*) el depósito marino está a la altura máxima de 51.52 m, continúa en el labio fallado a 42.68 m y desde ahí puede seguirse continuamente hasta los 15.37 m (16 m y Episodio VII, *ibidem*). A lo largo de la costa oeste de Jandía el depósito marino con fauna mio-pliocena puede seguirse sin interrupción desde los 7.74 m en su extremo sur hasta los 18.66 m más al norte. Es decir, si en Jandía hay un tramo de depósito que se sitúa desde circa 8 m a circa 19 m, otro desde circa 27 m a circa 40 m, otro desde circa 40 m a circa 50 m, aunque el propio Jorós no lo desmintiera, el escalonamiento de alturas no tendría el sentido dado por Zazo et alii (*ibidem*).

Gran Canaria

En los valiosos trabajos realizados en esta isla se encuentran, sin embargo, dos cuestiones incongruentes. Una respecto a la existencia de tres depósitos marinos (Lietz y Schmincke, 1975) nunca reconocidos posteriormente y otra referente al nivel rubefactado que ha sido tomado como final del depósito aluvial e inicio del depósito marino (ITGM, 1992).

La transgresión I (Lietz y Schmincke, 1975) se basa en un nivel de algas calcáreas encontrado en El Rincón para el que los autores estiman una edad probable de alrededor de unos 8 ma, entre 9.6 ma y 4.9 ma, y que los autores identifican con los depósitos descritos por Rothpletz y Simonelli (1890) como vindobonenses. Pero estos depósitos de Rothpletz y Simonelli, muy fosilíferos, son aquellos que en las muy bien conocidas localidades de Barranco Seco contienen cantos procedentes del aglomerado roquenublo (datados sus inicios en 4.8 ma en Guillou et alii, 2004), por lo tanto la equivalencia correcta de los depósitos descritos por Rothpletz y Simonelli sería con la llamada Transgresión II (Lietz y Schmincke, 1975) datada por los autores mediante las lavas almohadilladas en 4.3 ma y posteriormente datada en 4.15 ma (IGTE, 1992) o en 4.1 ma (Guillou et alii, 2004). La Transgresión III no puede ser exactamente datada y la suponen de unos 3 ma, además carece de fósiles y su localización no está claramente expresada.

La llamada transgresión I, en el Rincón, es la base del depósito marino, con algas, cantos rubefactados de arrastre y fragmentos de moluscos fósiles, que termina una veintena de metros más arriba, en el nivel de cantos rubefactados, y el llamado nivel blanco, y que están situados inmediatamente debajo de las lavas almohadilladas. Algo semejante ocurre en las Cuevas del Guincho, allí el depósito marino comienza con niveles de algas calcáreas, algunos cantos rubefactados de arrastre y fragmentos de moluscos fósiles y una veintena de metros más arriba se sitúa el nivel de conglomerados rubefactados, bien que debajo de una avalancha del aglomerado roquenublo que se instala encima, aunque previamente se había intercalado en el depósito marino bajo el agua. (Cabrera y Pérez Torrado, 1988; Gabaldón et alii, 1989; ITGM, 1992; Pérez-Torrado et alii 2000, Gimeno et alii, 2000, Schneider et alii, 2004). Autores que no resaltan la importancia del nivel rubefactado. Este nivel rubefactado, sin embargo, corresponde al depósito marino exclusivamente. Cuando el depósito es de mayor potencia, en su base aparecen cantos rubefactados de arrastre. Eso significa solamente que, en ese punto, el nivel rubefactado -correspondiente siempre a la zona intermareal y por lo tanto a la línea de costa- estaba más alejado hacia el interior y que la costa se modificó por aportes clásticos y volcanoclásticos en medio marino hasta quedar la nueva línea de costa, con sus cantos rubefactados, instalada encima. Esta es la posible explicación de las Cuevas del Guincho y de las dos transgresiones de Lietz y Schmincke (ibidem) en el Rincón. Por otra parte, en Barranco Seco el nivel rubefactado se divide en dos que convergen. Es decir, la línea de costa rubefactada sufre un hundimiento local, probablemente por tener una base conglomerática inestable sujeta a corrientes marinas, y después del asentamiento se instala otra vez encima dando lugar a dos niveles rubefactados -o tres- aparentemente pertenecientes a diferentes oscilaciones del nivel del mar. Por ello en ciertos lugares

el nivel rubefactado es tomado por el final de aluviones y en otros por el inicio del depósito marino. El nivel rubefactado está presente en las tres islas pero más desarrollado en Gran Canaria. Esto se debe a que su existencia requiere de las aguas fluviales y Las Palmas era un gran cuasidelta. Es decir, el nivel rubefactado indica zona intermareal en desembocaduras de paleobarrancos. La rubefacción de los conglomerados marinos fosilíferos sirve de guía (hecho ya evidenciado por von Fritsch en 1867) y permite seguir fácilmente los depósitos marinos a lo largo de kilómetros, también en Fuerteventura y Lanzarote.

Depósitos terrestres.

Los trabajos publicados se han dedicado fundamentalmente a describir fósiles encontrados en antiguas dunas mio-pliocenas, algunos han sido utilizados para argumentar un modelo sobre el origen del archipiélago.

Ahl (1926) y Burchard y Ahl (1928): Una nueva especie de tortuga terrestre *Testudo burchardi* Ahl 1926 fósil de Tenerife. Macau Vilar (1958) y Hirsh y López Jurado (1987): En el lomo de Jinámar, al sur de Las Palmas de Gran Canaria huevos fósiles de quelonios en sedimentos miocenos o pliocenos respectivamente. Rothe (1986) y Rothe y Klemer (1991): Huevos de una gran tortuga terrestre - *Testudo (Geochelone) burchardi* Ahl 1926- en las calcarenitas mio-pliocenas intercaladas entre el complejo basal y basaltos subaéreos en Los Molinos, en la costa occidental de Fuerteventura. Los huevos presentan color oscuro debido a que fueron quemados por la colada superior. López-Jurado y Mateo (1993): los restos de Gran Canaria y de fuerteventura pertenecen a una nueva especie pliocena, *Geochelone vulcanica*.

Rothe (1964), Sauer y Rothe (1972) y Rothe (1974): Huevos de ratites -*Struthio*, el avestruz africano y otra parecida a la gigante *Aepyornis* de Madagascar- proceden de sedimentos calcáreos terciarios en Valle Chico y Valle Grande, en el norte de Lanzarote. El horizonte calcarenítico corresponde a la superficie de un antiguo relieve de la isla. Las Canarias más orientales pudieron separarse de África y existir aún una conexión en el Plioceno inferior. García-Talavera (1989): Los huevos fósiles miocenos podrían pertenecer a grandes aves voladores Odontopterygyformes.

Sin embargo, ya en el Cuaternario, para que un cambio climático deje testimonios se precisa una impronta legible. Esta impronta necesita un receptáculo. En Canarias los receptáculos de testimonios paleoclimáticos legibles se limitan a depósitos de procedencia marina y a depósitos de procedencia eólica en gran parte derivados de los primeros.

Desde el Diecinueve se han venido publicando diversos trabajos, muy parciales, sobre las dunas y las costras calcáreas de las Canarias orientales sin haber relacionado entre sí ambos tipos de depósitos, ni los mismos depósitos entre las diferentes islas, ni obtenido una datación física coherente, ni revelado su origen parcialmente común. La mayor parte de los autores, más interesados en el volcanis-

mo, los trataron muy someramente sin considerar que su posición entre coladas los constituían en un componente imprescindible en la evolución geológica de las islas. Por otra parte, su extensión geográfica, enmascarada por las sucesivas emisiones basálticas, abarcaba la mayor parte de la superficie de las islas orientales siendo prácticamente inexistentes en las occidentales.

Los estudios previos conciernen por una parte a las calcretas, por otra a las dunas y a los paleosuelos intercalados y finalmente, a los depósitos marinos.

Las calcretas

Calderón y Arana (1884) publicó una nota con las observaciones del ingeniero Juan de León y Fontells, residente en la isla de Gran Canaria, sobre las areniscas marinas y las dunas. Además de mencionar que las primeras se encuentran también en Lanzarote, Fuerteventura y en la costa de África y que las segundas se originan de las primeras, deja un testimonio de cómo en 1860 la construcción del Barrio de Los Arenales en Las Palmas de Gran Canaria trajo como consecuencia la desviación de la trayectoria eólica de las arenas dando lugar a 15 km de playas de arena "donde antes había cantos rodados y arenas negras" (ibidem, página 58).

La calcreta fue descrita por primera vez por Hartung (1857). Rothpletz y Simonelli (1890) cuestionan la hipótesis de que la transferencia del carbonato de calcio se debía a la descomposición de los basaltos (Hartung 1864) y se muestran de acuerdo con von Buch (1825) en que el origen de la costra estaba relacionado con los alisios. Estos vientos transportaban tierra adentro un polvo calcáreo procedente de finas partículas de conchas marinas trituradas por la continua acción de las olas.

Sin embargo, para Hausen (1967) la costra es una evaporita característica del clima insular en la que el carbonato cálcico deriva de los basaltos del subsuelo a partir de las plagioclasas, piroxenos y apatito. Klaus (1983) relaciona varias capas de calcretas con diferentes líneas de costa cuaternarias (Klug 1968) pero éstas pertenecen al Plioceno inferior (Meco y Stearns 1981).

Meco et alii (1997) coincide con von Buch (1825) en el origen bioclástico de las dunas que transforman su superficie en calcretas.

Los paleosuelos

Por otra parte, los paleosuelos comparten parcialmente con la calcreta componentes, origen y formación. Muy peculiares, de características únicas, son inseparables de polvo arcilloso sahariano y de la presencia de concreciones calcáreas sobre ootecas de acrídidos (Meco et alii 2005) interpretadas anteriormente como cámaras embrionarias de abejas mineras. Estas concreciones, extraordinariamente abundantes, fueron descritos por primera vez por von Fritsch (1867) como Dünen-Eier y las primeras citas como nidos de *Anthophora* se deben Aranda Millán (1909) y a Hernández Pacheco (1909).

El estudio de la composición mineralógica de los paleosuelos e intentos de datación física han sido realizados por Müller y Tietz (1975), Chamley et alii (1987), Rognon y Coudé-Gaussen (1987), Rognon et alii (1989), Stahr et alii (1989), Magaritz y Jahn (1992), Ellis y Ellis-Adam (1993), Hillaire-Marcel et alii (1995), Damnati et alii (1996), Damnati (1997) y Alonso-Zarza y Silva (2002), principalmente. Bouab y Lamothe (1997), Meco et alii (1997) y Bouab (2001) ponen en evidencia discrepancias en los resultados obtenidos por diferentes métodos físicos de datación.

La datación de episodios húmedos pleistocenos, representados en Canarias por paleosuelos fosilíferos (Petit-Maire et alii 1986, 1987, Rosso 1986), se ha realizado por medio de métodos de luminiscencia estimulada ópticamente, conocidos como OSL (Optically Stimulated Luminiscence), o simplemente como luminiscencia óptica, usando la estimulación infrarroja de los feldespatos potásicos (IRSL). Con ello se han datado paleosuelos del Pleistoceno medio (Bouab y Lamothe 1997, Bouab 2001). Los resultados han sido avalados por dataciones de lavas situadas encima de los paleosuelos (Meco et alii 2002, 2003, 2004) utilizando el método K-Ar sin trazador, lo que elimina algunas fuentes potenciales de errores ligados a la composición de los minerales de la muestra.

Dos publicaciones recientes (Zöller et alii 2003, Ortiz et alii 2005) tienen en común conclusiones sobre el clima tardiglacial y holoceno inaceptables. En ambos se ensayan novedosos métodos de datación que buscan una revalidación. En Zöller et alii (2003), piroclastos alterados en presencia de agua y arrastres aluviales de fecha histórica son descritos como paleosuelos conteniendo restos óseos relacionados con una primera ocupación humana de Lanzarote hace entre 5 y 10 ka. En Ortiz et alii (2005), arenas y paleosuelos situados bajo coladas de finales del Pleistoceno medio son descritos como tardiglaciales y holocenos.

El Holoceno de Guatiza

Para Carracedo et alii (2004) las implicaciones e inconsistencias del artículo de Zöller et alii (2003) son de diversa índole.

Respecto a la geocronología y a la paleoclimatología, el método IRSL es usado por primera vez para el Pleistoceno superior y el Holoceno en las depresiones endorreicas de Femés y de Guatiza de Lanzarote. Sus resultados son comparados, por una parte, con otros datos de Canarias que encuentran concordantes y, por otra parte, relacionados con piroclastos que suponen del volcán Corona.

Pero, en primer lugar, utilizan para confirmar sus datos, los trabajos de Petit-Maire et alii (1986), Damnati et alii (1996) y de Rognon y Coudé-Gaussen (1996), todos ellos con dataciones radiocarbónicas que el contexto geológico y otras dataciones han invalidado. Estas fechas radiocarbónicas sobre conchas de gastrópodos terrestres en las Canarias que superan el Holoceno (los últimos 11.5 ka) son totalmente inconsistentes (Meco et alii 1997, 2003, 2004). Así, el episodio húmedo correspondiente al estadio marino isotópico 3 no ha sido constatado en Canarias hasta el presente, en contra de lo expresado en esos trabajos en los que Zöller et alii (2003) se basan para confirmar sus resultados.

Además, en segundo lugar, Zöller et alii (2003) suponen que los piroclastos, o tefra, del corte de Guatiza proceden del volcán La Corona y obtienen para esta tefra edades por luminiscencia entre 4.33 ka y 5.12 ka. Con ello, indirectamente datan La Corona y su malpaís con los tubos volcánicos de los Jameos. Pero, la datación radiométrica del volcán La Corona (Carracedo et alii 2003) es de 21 ka. La tefra de Guatiza, son piroclastos arrastrados por agua de lluvia y proceden de las laderas inmediatas de los volcanes Montaña de Guenia y La Caldera.

En cuanto a la paleontología, arqueología y primera ocupación humana en Guatiza, Zöller et alii (2003) dan cuenta del hallazgo de huesos de ovicápridos y los datan con edad lumiscente entre 5.12 ka y 10.2 ka. Esto lo consideran como prueba de una ocupación humana notablemente más antigua que la de los actuales registros arqueológicos. Además, atribuyen a la presencia de ganados tan antiguos la propia creación de los depósitos mediante procesos geomorfológicos muy probablemente disparados por un primer impacto humano sobre el ecosistema semiárido. Y ello de tal calibre, que pudo incluso exceder al impacto provocado por la colonización histórica aunque quizás no tanto como el que está produciendo el turismo en la actualidad. Por este motivo los clasifican como arqueosedimentos. Ninguna referencia bibliográfica a restos de ovicaprinos en Canarias aparece en el artículo aunque los ovicaprinos canarios habían sido estudiados con anterioridad (Meco 1992, 1993). Existen diferencias óseas entre los ovicaprinos precedentes a La Conquista, que eran de origen africano con rasgos de las longipes paleoegipcias, y los actuales que proceden de razas importadas ya con la Conquista y desde entonces continuamente hibridadas para la mejora de la producción. Además, una primera presencia en las Canarias se ha puesto en relación (Onrubia-Pintado et alii 1997) con depósitos marinos holocenos datados radiocarbónicamente en hace unos 4.000 años.

Pero, sobre todo, el examen del corte Guatiza II ha puesto en evidencia que el nivel descrito por Zöller et alii (2003) conteniendo restos de ovicápridos contiene también restos de cerámica. El resto cerámico encontrado pertenece a una pieza fabricada en la isla en épocas posteriores a la Conquista y comúnmente llamada cerámica popular o cerámica tradicional.

Finalmente, respecto a la geología, Zöller et alii (2003) consideran que el corte de Guatiza está constituido por paleosuelos loésicos desérticos. Pero se trata de capas de sedimentos y piroclastos (lapilli) retrabajados, transportados y depositados por fuertes lluvias. Las capas de lapilli proceden de los inmediatos conos volcánicos de cenizas alterados en el sitio a suelos. Sólo los lechos superiores han sido erosionados y redepositados. Estos muestran cantos rodados, laminaciones cruzadas y lentejones de piroclastos alterados. Las edades luminiscentes obtenidas por Zöller et alii (2003) en Guatiza no tienen ninguna relación con la erupción del volcán de La Corona ni, aparentemente, con los sedimentos originales que rellenaban la depresión de la Vega de Guatiza, sino con eventos de erosión y re-deposición mucho más tardíos, de los dos o tres últimos siglos, que contienen cerámica histórica tradicional.

Por lo tanto (Carracedo et alii 2004), las edades IRSL de Zöller et alii (2003) no validan el método de datación aplicado al Tardiglacial y al Holoceno, ni revelan episodios climáticos húmedos en esas épocas. No hay en la sección de Guatiza paleosuelos, ni tampoco son antiguos los restos de ovicaprinos, ni tienen relación alguna con el primer poblamiento. Los estratos de Guatiza no son arqueostratos ni constituyen yacimiento paleontológico ni arqueológico.

El Tardiglacial de las islas orientales

Las implicaciones e inconsistencias del artículo de Ortiz et alii (2005) son fundamentalmente geocronológicas y paleoclimáticas. Los autores miden la racemización de cuatro aminoácidos en conchas de gasterópodos terrestres del género *Theba* recogidas en las dunas de las Canarias más orientales. Con los valores obtenidos realizan una amino-estratigrafía. Es decir, relacionan entre sí paleosuelos intercalados en dunas de Fuerteventura, Lanzarote e isletas. Para convertir esta correlación en datación utilizan como base de los cálculos 11 edades radiocarbónicas previas (De La Nuez et alii 1997) de las que 8 superan los 30 ka. El resultado que obtienen es una aminocronología con ocho paleosuelos datados en unos 48.6 ka, 42.5 ka, 37.8 ka, 29.4 ka, 22.4 ka, 14.9 ka, 11.0 ka y 5.4 ka.

De ello deducen ciclos climáticos con un periodo de 5 ka a 7 ka, puesto que la alternancia de húmedos y áridos se relaciona con paleosuelos y dunas. De este modo, la duna de Mala en Lanzarote con una potencia, según los autores, de unos 12 m proporciona siete dataciones con valores comprendidos entre los 39.8 ka para los niveles inferiores y los 27.4 ka para los niveles superiores.

Sin embargo, Bouab (2001) obtiene por IRSL las edades de 130 ka y 191 ka para los dos niveles superiores. Para esos mismos niveles las edades U-Th (Meco et alii 1977) varían entre 94.9 ka y 235 ka. Pero, sobre todo, la geología de la zona es determinante puesto que unas lavas discurren por encima de las dunas de Mala. Estas lavas que pertenecen al grupo de Las Calderas y Montaña del Mojón, al norte de Guatiza, son anteriores a las lavas procedentes de Los Helechos que están datadas en 91 ka (Carracedo et alii 2003). Por lo tanto, los resultados de las dataciones mediante aminoácidos de los paleosuelos de Mala con resultados entre 39.8 ka y 27.4 ka (Ortiz et alii 2005) son geológicamente imposibles.

De modo similar, las aminoedades obtenidas por Ortiz et alii (2005) en La Costilla, lugar conocido también como La Rosa Negra, proceden de un corte de una decena de metros de potencia. Estas edades varían entre 47.2 ka para el nivel inferior, 44.7 ka para un nivel intermedio y 6.3 ka para el nivel superior. Esto también difiere bastante de las edades IRSL (Bouab 2001) que varían entre 253 ka y 147 ka. Además, por encima de las dunas de La Rosa Negra discurre una colada de lava datada por K-Ar en 134 ka (Meco et alii 2002). Del mismo modo, en el corte del Barranco de Los Encantados las aminoedades varían entre 48.1 ka y 37.5 ka pero estas dunas pertenecen al mismo grupo que las de Cañada Melián que están datadas por U-Th entre 241 ka y 182 ka (Meco et alii 1997) y, a su vez, cubiertas por piroclastos procedentes del volcán Montaña la Arena datado en 185 ka (Meco et alii 2004).

Por todo ello no se puede considerar correcta la conclusión sobre la existencia de ciclos climáticos del final del Cuaternario basada en la aminocronología de Ortiz et alii (2005).

Depósitos marinos cuaternarios

El Geliense.

La sunami de Agaete

Los únicos depósitos con fauna marina del Plioceno superior conocidos en Canarias son los de Agaete en la isla de Gran Canaria.

La presencia de depósitos marinos cerca de la Villa de Agaete fue descrita por primera vez por Denizot (1934) y posteriormente por Lecointre (1966), Lecointre et alii (1967), Klug (1968), Meco (1989) y Meco et alii (2002). Para Pérez Torrado et alii (2002, 2006) son restos producidos por una sunami u ola gigantesca.

Para Denizot se trata de un conglomerado marino del Cuaternario, próximo a los 80 m de altura, recubriendo y retocando lavas básicas recientes y que contiene fósiles (tabla 1).

Para Lecointre (1966) y Lecointre et alii (1967) son restos de una playa levantada situada a unos 80 m sobre el nivel del mar, en la carretera de San Nicolás a Agaete. Esa playa levantada tiene de largo algunas decenas de metros y dos metros de potencia. Contiene fauna marina (tabla 1) y melobesias. Con la terminología mediterránea y marroquí propia de aquellos años propone, sin intención de resolver la cuestión, dos asignaciones cronoestratigráficas: o bien Agaete es Tirreniense I correlacionado con el Anfatiense y elevado por tectónica o bien Agaete es Tirreniense II correlacionado con el Ouljiense y elevado por falla o volcanismo. Aunque, de acuerdo con el control eustático del nivel del mar se inclinaría por Cuaternario antiguo, quizás Maarifiense.

Para Klug (1968, figura 14), que proporciona un buen croquis cartográfico en el que los depósitos dibujados se extienden entre las cotas de 50 m y 105 m, se trata de una línea de costa fosilífera del Pleistoceno inferior, quizás del Plioceno. Añade nuevas especies (tabla 1) a las enumeradas por Denizot (1934) y por Lecointre et alii (1967).

Meco publica imágenes de algunos fósiles (tabla 1) de Agaete: (1981: lámina VI, figura 2; 1982, 1983: lámina I, figura 3; lámina V, figuras 12 y 13; lámina VI figuras 3 y 7; lámina VIII, figura 3; lámina XIII, figuras 21 y 22, 27, 28 y 29; lámina XV, figuras 1, 2, 19 y 20) que atribuye al Pleistoceno inferior o a los inicios del Pleistoceno medio. Finalmente, Meco et alii (2002) determinan su edad, contexto estratigráfico, y sentido paleoclimático. Añaden a la lista ya conocida nuevos hallazgos fósiles. En la fauna, lo más significativo es la presencia, por una parte, de especies extinguidas y, por otra parte, de especies restringidas en la actualidad a las aguas de Cabo Verde. Ello indica un clima interglacial y una edad en el

límite plio-pleistoceno. Esta edad vendría confirmada por el paleomagnetismo y la edad de dos coladas en los Llanos del Tumas, o de Turmán, en Agaete. Allí, los depósitos marinos fosilíferos están encima de una colada con una edad K-Ar de circa 1.80 ma y debajo de otra datada 1.75 ma lo que los sitúa en el estadio isotópico marino 63, en el límite plio-pleistoceno, es decir, en el inicio del Pleistoceno. Y ello, evidentemente, por considerar que los depósitos situados bajo la colada del cementerio, de 1.75 ma, son correlacionables con los que están encima de la colada de 1.80 ma.

Sin embargo, Pérez Torrado et alii (2002, 2006) consideran que los depósitos marinos de Agaete se deben a una sunami y aportan la descripción de nuevos depósitos conteniendo fauna marina y situados a alturas superiores a las conocidas. Así, los de los aerogeneradores (Cueva Blanca) están situados a 150 m sobre el mar. Para ellos la edad de los depósitos está comprendida entre 1.75 ma y 32 ka aunque lo más probable es que tengan menos de 0.83 ma por estar relacionada posiblemente con un gran deslizamiento en Güimar, en la costa este de la isla de Tenerife. Previamente, esta visión sunamítica había sido dada a conocer por Bryant (2001). Este autor menciona tres depósitos de sunamis en Canarias: Jandía, Agaete y La Palma (ibidem, página 199) pero ni los depósitos de Jandía ni los de La Palma pueden relacionarse con sunamis, sino que son depósitos marinos miopliocenos afectados por tectónica (Meco et alii 2005).

Pero, en Pérez Torrado et alii (2002, 2006) no se ha considerado el mensaje cronobioestratigráfico y paleoclimático que encierra la fauna fósil contenida en los depósitos de Agaete, tanto si son líneas de costa como si se deben a una sunami. Contrariamente a lo que dicen estos autores, la fauna está en buen estado e incluso aparecen gasterópodos conservando su opérculo. Esto ha permitido conocer que tanto en los Llanos del Tumas, como en la carretera a San Nicolás y también en las localidades nuevas de Juncal y Cueva Blanca o los aerogeneradores, aparecen especies (Meco et alii 2002) que se extinguieron con el Plioceno o, precisando más, con el cambio climático global ocurrido en los inicios del Pleistoceno, hace 1.65 ma. Precisamente por ese motivo climático 1.65 ma estuvo considerado como el límite plio-pleistoceno (Aguirre y Pasini 1985). De tal modo que no se puede separar el conocimiento cronobioestratigráfico del paleoclimático proporcionados por la fauna.

Efectivamente, la fauna fósil de los depósitos marinos de Agaete indica también una temperatura de las aguas del mar que corresponde a un interglacial o cálido. Durante el inicio del Pleistoceno el clima era similar y propio de un interglacial conocido en Europa como Donau-Günz en terminología obsoleta. Poco después, hace 1.65 ma, el clima se volvió extremadamente frío como lo indica la primera aparición de *Arctica islandica*, el más famoso *ospiti nordici*, en el Mediterráneo (Aguirre y Pasini 1985) e, independientemente de las oscilaciones climáticas, no hubo otro episodio cálido que remontase al actual en temperatura hasta el estadio marino isotópico 11.3, hace circa 420 ka, pero para entonces y para la latitud y posición atlántica de Canarias, la fauna era ya muy diferente y contenía nuevas numerosísimas especies actuales (Meco et alii 2002) careciendo totalmente de especies pliocenas.

En apoyo de esta edad proporcionada por la fauna, muy bien situada en el final del Plioceno y principio cálido del Pleistoceno, aparecen datos radiométricos y paleomagnéticos proporcionados por lavas asociables mediante la calcreta. Los depósitos aluviales pleistocenos de Pérez-Torrado et alii (2006) están debajo de la colada de lavas del cementerio de Agaete y la colada está datada en 1.75 ± 0.03 ma (Meco et alii 2002, figura 2). Por ello estos depósitos, aluviales o no, no se pueden considerar pleistocenos a no ser que se admitiese que también están encima de la colada de 1.8 ma. Estos depósitos aluviales pliocenos están a la misma cota altimétrica que los depósitos de sunami (Pérez Torrado et alii 2006, figura 2) en los Llanos del Tumas o Turman, justo en el borde norte de esta planicie y a pocos metros. Ahí, los depósitos con fauna marina están directamente situados sobre una colada de lava datada en 1.80 ± 0.03 ma (Meco et alii 2002, figura 2) y por lo tanto, la lava está en el límite Plio-Pleistoceno fijado en 1.81 ma por la Comisión Internacional de Estratigrafía en la Escala de Tiempos Geológicos de 2004 (Gradstein et alii 2004). La magnetocronología de ambas coladas concuerda con ello: polaridad normal Olduvai para la colada inferior a los depósitos en los Llanos del Tumas e inversa para la colada superior a los depósitos en el cementerio. Esta polaridad magnética diferente indica que no se trata de la misma colada.

Otra circunstancia paleoclimática apunta en la misma dirección: tanto los depósitos de sunami como los depósitos aluviales pleistocenos están afectados por una calcreta. La calcreta aparece sólo sobre depósitos marinos y sobre arenas eólicas derivadas de las arenas bioclásticas marinas. Estas arenas pueden estar en fina cobertera sobre cualquier material previo, incluso basaltos, y penetrar por fisuras no quedando otro rastro de ellas que una fina calcreta. Su distribución está gobernada por el relieve y el viento. El calcio de la calcreta se obtiene de la fauna y flora marina contenida en los depósitos (Meco et alii 1997, 2004). Esta calcreta se origina bajo un clima cálido pero ya árido que es propio del fin de cada interglacial (Meco et alii 2003) y en el caso de Agaete estaría fechada entre 1.8 y 1.65 ma siendo imposible una calcreta construida durante un interglacial posterior. Porque si así hubiese sido, la fauna que habría debajo de la calcreta sería claramente diferente.

Por otra parte, la edad de 32 ka que los autores ponen como límite para los depósitos de sunami corresponde a una muestra tomada por Meco el 7 de julio de 1987 en Sardina a unos 7 km de distancia de Agaete. La muestra (LGO 84) fue procesada por R. Lafont (Laboratoire de Géologie du Quaternaire de Luminy, CNRS, Marseille) en 1988 y se obtuvo una edad radiocarbónica de 32.373 ± 1.300 años BP (antes de 1950). La poca validez de esta edad venía ya dictaminada en el informe del laboratorio remitido por medio de H. y L. Faure. Cualquier edad radiocarbónica sobre conchas de gasterópodos terrestres con valores alrededor de los 30 ka es, sencillamente, inútil.

Rasgos morfológicos de los depósitos de sunami (Pérez Torrado et alii 2006) están presentes en otros depósitos marinos antiguos de Canarias y son atribuibles a las historias locales marino-terrestres e incluso coluviales (Meco et alii 2005). Además, en el archipiélago hay desde su origen una, antes insospechada, tectónica con movimientos de basculación en diferentes pulsaciones complicados con

volcanismos locales y con desplomes (Meco et alii 2005). La costa norte de Gran Canaria prosigue en proceso de elevación desde el Plioceno hasta nuestros días (Meco et alii 2002, 2005).

Si los depósitos de Agaete, uno o varios, fueron originados por una sunami ello debió ocurrir durante el Plioceno final debido a la fauna que contienen y la calcreta que los recubren.

El Pleistoceno medio tardío

Los únicos registros en Canarias del Pleistoceno medio marino se encuentran en la costa de Arucas situada en el norte de la isla de Gran Canaria y en Piedra Alta en la costa suroeste de Lanzarote.

Costa de Arucas

La primera mención de la presencia de depósitos marinos en la costa de Arucas, en el norte de Gran Canaria, se debe a Benítez (1912) que publica parte de la correspondencia establecida entre Sir Charles Lyell y Pedro Maffiotte. En la carta de 23 de noviembre de 1856, enviada desde Londres a Maffiotte, Lyell incluyó el corte hecho en la cercanía de Punta del Sombrero (Benítez 1912, mapa de la página 69). En el mapa militar de 1947 y en los posteriores figura como Punta del Camello. El lugar exacto está allí donde desemboca el Barranco de Cardones inmediato a Punta La Salina. El corte dibujado (ibidem, figura 6, página 73) y su descripción (ibidem, página 66) muestran la posición del depósito marino sobre las fonolitas y basaltos, en otro tiempo orilla del mar, y debajo de lavas con hauy-na. Además, el Punto E, cerca de El Rincón (28.08°N según Maffiotte), a 35,4 m sobre el nivel actual del mar pertenece también a este episodio marino. Los fósiles (tabla 2) recogidos por Maffiotte pertenecían a especies vivientes que no constituyen la fauna actual de Canarias según Mac Andrew que con tanto esmero los examinó (en carta de Lyell de 22 de noviembre de 1856 según Benítez 1912, páginas 63 y 64).

Macau-Vilar (1960) describe como cuaternarios los depósitos marinos expuestos en la misma costa de Arucas a una altura de 35 m sobre el nivel actual del mar y da a conocer su posición entre lavas basálticas. Para Klug (1963) se trata de una *Jungpleistocene Strandterrasse*, es decir, una terraza marina del Pleistoceno superior situada a 30 m de altura sobre el mar. Klug (1968, página 58) sitúa a 35 m sobre el mar una capa de sedimentos con fósiles (tabla 2), clasificados por Staesche, que se extiende desde Punta de Arucas hacia el Oeste. Encuentra que las especies son todas recientes, africanas y en parte del Atlántico europeo. La mayor parte de ellas aparecen en el Pleistoceno del Mediterráneo y de la costa oeste de Africa. Debido a la altura, atribuye el depósito al Paleotirreniense o Tirreniense I (ibidem, tabla 3). Hernández-Pacheco (1969) también recolecta fauna (tabla 2, clasificada por Álvarez), pero en base a su altura asigna el depósito al Eotirreniense según nomenclatura de Lecointre et alii (1967).

Lietz y Schmincke (1975) datan por K-Ar las lavas inferior y superior al depósito marino en 0.5 ma y 0.3 ma respectivamente. Meco (1989) destaca la presencia de *Nucella plessisi* y la abundancia de *Patella* morfológicamente diversificada. Meco et alii (2002) datan por K-Ar unas lavas, con estructuras en almohada y por lo tanto sincrónicas al depósito marino, en 421 ka. Edad coincidente con el interglacial ocurrido en el estadio marino isotópico 11.3. Además constata la presencia entre otras especies (tabla 2) de *Caecum crassum* y de *Saccostrea cucullata* como elementos cálidos.

Piedra Alta

Los depósitos de Piedra Alta, en la costa oeste de Lanzarote han sido descritos previamente como depósitos marinos pero con cierta controversia referente a su posible origen. Driscoll et alii (1965) describen una playa elevada a 25 m sobre el mar. Esta playa consiste en depósitos sedimentarios conglomeráticos con bloques de 0.5 m a 1.5 m de diámetro cementados por calizas fosilíferas. Estos conglomerados descansan sobre una amplia plataforma en la costa sudoeste. Sin embargo, uno de los autores (Tinkler 1966) considera que los depósitos a 25 m sobre el mar son en realidad de origen terrestre. Lecointre et alii (1967) realizan una extensa colección de fósiles en Piedra Alta (tabla 2). Para ellos la línea de costa estaría tallada en las lavas de Montaña Roja en las que aparecen cubetas de erosión y bloques rodados a 15-17 m sobre el mar actual. Además, una marca de la marea alta a 18 m sobre el nivel actual del mar correspondería a unos 20 m según datos españoles. Por no existir otra playa más alta sobre estas lavas, los fósiles no podían derivar de playas más antiguas. La playa se seguía hacia el este con dificultad. La preponderancia de ejemplares juveniles podría indicar selección por la marea y reflujo sobre la playa. La temperatura era probablemente tan cálida como en la actualidad y había algunos corales ahora ausentes. Sería el equivalente del Rabatiense marroquí.

Para Meco (1977) se trata de un nivel problemático a 16-18 m sobre el mar actual. Meco y Stearns (1981) datan las lavas subyacentes de Montaña Roja en 0.82 ma. Finalmente, los depósitos de Piedra Alta son atribuidos a tres diferentes episodios por Zazo et alii (2002) en su peculiar numeración de los episodios marinos de Lanzarote y Fuerteventura: El Episodio VII (Punta Abas: 17-18 m sobre el mar), el Episodio VIII (Rincón del Palo: 12-14 m) y el Episodio IX (Piedra Alta y Caletón del Río: 8-10 m). Los Episodios VII y VIII serían posteriores a 1.2 ma y el Episodio IX correspondería al estadio isotópico marino 11. Es preciso aclarar que los Episodios VII y VIII del sudeste de Lanzarote mencionados por Zazo et alii (2002) en Punta Papagayo, contienen fauna mio-pliocena (Meco et alii 2005) y, por lo tanto, nada tienen en común con los de la costa oeste.

El Pleistoceno superior

Las Palmas

Los depósitos marinos pleistocenos de Las Palmas de Gran Canaria fueron dados a conocer por Lyell (1865) y, posteriormente, por Rothpletz y Simonelli (1890), Benítez (1912), Fischer (1935), Martel Sangil (1952), Zeuner (1958), Benítez Padilla

(1963), Lecointre (1966), Lecointre et alii (1967), Klug (1968), Meco (1975, 1977, 1981, 1982, 1983) y Meco et alii (2002).

Sobre la altura de estos depósitos respecto al nivel actual del mar se han publicado datos discrepantes. Lo más alto de la transgresión se sitúa en los depósitos de Las Palmas a 12 m sobre la media de las mareas (Meco et alii 2002). Se midió en el corte de la autovía del acceso a los túneles de Luengo. Durante las obras el depósito inclinado (ibidem, figura 5) se pudo seguir ininterrumpidamente a lo largo de 560 m hasta el actual nivel del mar. Sin embargo, en la literatura no son éstas las alturas que se mencionan.

En el mismo sitio de la autovía, con el nombre de San Catalina, Lyell (1865) da la altura de 35 pies sobre el mar (7.50 m en la traducción francesa) y una distancia a la orilla actual de 150 pies (45 m en la traducción francesa). Rothpletz y Simonelli (1890), en la misma zona indicada por Lyell, mencionan un punto de los depósitos a doble altura y casi diez veces más lejano de la costa lo que coincide más con la medición de Meco et alii (2002). La publicación de Zeuner (1958), algo confusa, proporciona alturas para Santa Catalina Resa (¿rasa?) de 4.6 m, que atribuye al Epimonastirensis; para Alcarabaneras (sic) de 7.5 m y para La Isleta (Confital) de 11.7 m, que llama Monastirensis inferior. Lecointre (1966) sitúa el punto más alto de la playa fósil a unos 8 m en La Isleta (Confital) y Lecointre et alii (1967) señalan que en el sitio de Las Alcarabaneras (sic), inmediato a Santa Catalina, el depósito era visible durante la construcción de los baños públicos. Estos baños están situados a altura inferior a los 3 m. Para Klug (1968), que recoge los datos de los mencionados autores, los mismos depósitos de Las Palmas, pertenecerían a dos épocas diferentes: unos, a 15-18 m, atribuidos al Eutirreniense, y otros, a 7-8 m, pertenecientes al Neotirreniense.

Lyell (1865) describe la localidad de San Catalina (sic) como una playa levantada en la que recoge más de 50 especies de conchas marinas vivientes pero que no habitan ya en Canarias. Entrega las conchas para su estudio a SP Woodward, aunque sólo publica cinco de ellas (tabla 4). Una especie, *Cardita squamosa*, le permite calcular que el depósito se formó a una profundidad de más de 30 m lo que probaría la existencia de movimientos de elevación debidos al volcanismo y que continúan actualmente desde los tiempos postterciarios.

Rothpletz y Simonelli (1890) enumeran 20 especies en los estratos de Santa Catalina. Entre ellas hay algunas que no figuran en la fauna actual del archipiélago canario lo que hace suponer un ligero cambio en las condiciones ambientales. Deducen que los estratos son una formación costera y que al contrario de lo que supone Lyell han sido depositados a una profundidad no mayor de 30 m. La reunión de moluscos terrestres, costeros y marinos, algunos de cierta profundidad, es atribuida a que los moluscos marinos fueron arrojados a la playa después de muertos. Deducen que la edad de los depósitos marinos corresponde al Cuaternario superior por la presencia de especies extrañas al archipiélago que imposibilitan que se trate de una formación actual. Concluyen que la asociación de especies que hoy sólo viven en latitudes más bajas con otras que en nuestros días habitan exclusivamente mares de regiones más septentrionales, acusa cambios de habitación cuya verdadera causa no aciertan a explicarse de un modo satisfactorio.

En la correspondencia entre Lyell y Maffiotte (Benítez 1912), la carta del 22 de noviembre de 1856 incluye una lista de especies encontradas por Maffiotte en el punto E a la altura de 55.5 m (en el dibujo, página 73, son 46 m y es la parte alta de la capa a 35.4 m) que, evidentemente, no pueden ser consideradas como pertenecientes a los depósitos de la terraza baja de Las Palmas. El punto E está señalado en un mapa y correspondería a las proximidades del Cementerio del Puerto de La Luz que aún se conserva (esta zona se llama ahora La Minilla) a 55.5 m de altura sobre el mar. Es de ahí de donde procede el *Cerithium procerum*, mencionado sin embargo por Lyell como perteneciente al depósito situado a 7.5 m. En la carta de Maffiotte a Lyell de 26 de abril de 1855, le comunica que, al abrir los cimientos de la casa de Mr Houghton en la calle San Francisco, frente a la plaza, han aparecido lechos de arena y conchas iguales a los de los arenales de Sta Catalina (Benítez 1912, página 61).

Martel Sangil (1952) estudia unos fósiles que recolectó en el contorno del Istmo que une Las Palmas a La Isleta y en el punto medio de la recta que va desde la desembocadura del Barranco de Tamaraceite al Barranquillo de Santa Catalina, allí donde Maffiotte encontró muchas de las especies enviadas a Lyell (Martel Sangil 1952, página 111) (tabla 4). El conjunto de los fósiles es atribuido al Terciario. Sin embargo, algunas localidades mencionadas (arenales de Santa Catalina y estratos de Santa Catalina) son pleistocenas. El trabajo puede ser parcialmente utilizado para estudios paleontológicos centrados en las especies que aparecen fotografiadas en las láminas pero de ningún modo desde el punto de vista estratigráfico.

Lecointre (1966) distingue, en la lista de fósiles que proporciona, dos localidades de procedencia: La Isleta y Santa Catalina, pero los fósiles de estas dos localidades están intercambiados. Es decir, los de La Isleta proceden de Santa Catalina y los de Santa Catalina de La Isleta. Ello se constata muy claramente porque en La Isleta el autor incluye la lista de fósiles de Santa Catalina publicada por Lyell (1865) y la lista de fósiles, procedentes también de Santa Catalina, publicada por Rothpletz y Simonelli (1890). Además, en Lecointre et alii (1967) afirman que Santa Catalina está cubierta y no puede verse, mientras que Confital - Isleta fue visitada por Lecointre y Richards.

Por otra parte, en la lista de fósiles con encabezamiento Santa Catalina (Lecointre 1966), distingue tres colecciones diferentes: los recolectados por Martel Sangil, los recogidos personalmente en El Confital (Isleta) y unos fósiles que estaban expuestos en las vitrinas del Museo Canario, mal clasificados, y con procedencia Santa Catalina. Esta procedencia es dudosa. El coleccionista fue, al parecer, Ripoche que nunca publicó al respecto, y entre ellas aparecen ejemplares actuales, e incluso de otras islas lo que también menciona Lecointre inexplicablemente, como *Lathyrus armatus* de La Graciosa. Lecointre revisó la clasificación y se llevó algunos ejemplares a París que puntualmente devolvió al Museo. En ese intervalo, la colección fue visitada por Klug que la incluye en su publicación de 1968. En la lista de Klug faltan las especies clasificadas en París que tardaron en volver a las vitrinas del Museo Canario.

Meco et alii (2002) consideran que los trabajos previos publicados pueden presentar errores causados por mezcla de fósiles con restos dispersos de concheros o bien por las intrincadas sinonimias de algunas especies, por determinaciones taxonómicas incorrectas o por inexactitud en la procedencia de los fósiles de las colecciones del Museo Canario. Por ello prescinden de los trabajos precedentes y se centran exclusivamente en los fósiles utilizables paleoclimáticamente. Estos fósiles son los que aparecieron en el corte de Santa Catalina entre las Alcaravaneras y los túneles de Luengo y que quedaron expuestos temporalmente durante la reciente construcción de la autovía (tabla 5). El corte (ibidem, figura 5) muestra una continuidad de las claras arenas bioclásticas marinas pleistocenas (estadio marino isotópico 5.5) que van desde la playa hacia el interior a lo largo de 560 m y en progresiva elevación hasta alcanzar los 12 m de altura sobre el actual nivel del mar. En su parte más cercana al mar, las Alcaravaneras, están cubiertos por depósitos marinos holocenos de arenas negras.

Las listas publicadas precedentemente (tabla 4) a veces son muy cortas. Lyell (1865) menciona sólo cinco especies y Fischer (1935) una. Algunas especies mencionadas son de clasificación inverosímil, como la especie propia de Mozambique (Lyell 1865) y las propias de Africa del Sur y chilo-peruvianas (Lecointre 1966). Muchas presentan intrincadas sinonimias. Revisiones de las colecciones del Museo Canario de Las Palmas y del British Museum of Natural History of London han sido publicadas por Meco (1975, 1977, 1981, 1982, 1983).

Dataciones

La edad de los depósitos de Las Palmas de Gran Canaria, sólo puede deducirse a partir de su contenido fósil y por similitud con otros yacimientos datados en otras islas del archipiélago (Meco 1975, Meco y Stearns 1981, Radtke 1985, Meco et alii 1992, 1997, 2002, Zazo et alii 2002). Así, los depósitos marinos corresponderían al último interglacial o estadio marino isotópico 5.5.

La existencia de depósitos de más de una transgresión marina conteniendo *Strombus bubonius* ha sido planteada por Zazo et alii (1997). En base a diferentes resultados de dataciones radiométricas, consideraron la existencia de varias líneas de costa alejadas en el tiempo y conteniendo este emblemático fósil de origen senegalés (estadios marinos isotópicos 7.1 y 5.3 en Matas Blancas, Fuerteventura) pero, posteriormente (Zazo et alii 2002), rectifican y consideran que lo que hubo fueron dos distintos episodios (Episodio XI -1 y Episodio XI -2) dentro del estadio marino isotópico 5.5 y, en Igueste en la isla de Tenerife, encuentran una prueba más concluyente (Zazo et alii 2003) porque el depósito marino con *Strombus bubonius* contiene un estrecho nivel terrestre intercalado.

El problema principal para la datación de estos depósitos marinos es que los métodos de datación utilizados y utilizables (radiocarbóno, U-Th y racemización de aminoácidos) presentan graves limitaciones e incertidumbres que dependen en gran parte de la historia biológica y geológica de la muestra analizada. Los *Strombus bubonius* del yacimiento de Matas Blancas, en Fuerteventura, que los contenía a centenares, permitieron realizar variadas dataciones en diferentes

laboratorios que pusieron en evidencia (Meco et alii 2002) las limitaciones del método U-Th en cuanto a diferenciar estadios marinos isotópicos próximos.

El falso MIS 5.1

Cuando estaba en la imprenta el volumen de Paleoclimatología del Neógeno en las islas Canarias dedicado a los testimonios paleoclimáticos canarios del Mioceno y del Plioceno (Meco et alii, 2005) se recibió el resultado de la datación K/Ar de las lavas almohadilladas de La Isleta. El interés de esta datación se cifraba en que podía proporcionar un estrecho margen de valores para los depósitos marinos pliocenos de Las Palmas. Efectivamente, en el Barranco de Tamaraceite, lavas almohadilladas están sobre depósitos marinos fosilíferos. Esas coladas están en relación con las lavas K/Ar datadas en Quintanilla (circa 55 m sobre el presente nivel del mar) mientras que las de La Isleta están debajo del depósito marino fosilífero que por la presencia de *Nerita* se atribuyó fulminantemente también al mio-plioceno. Se esperaba no sólo obtener un estrecho intervalo de edades sino también, dada la simultaneidad de las lavas almodilladas -que se forman al enfriarse la colada rápidamente por el contacto con el agua del mar- obtener una edad muy precisa del depósito marino.

Sin embargo, el resultado de la datación (83 ka) obligó a modificar urgentemente el libro mencionado ya en la imprenta. Se modificaron las figuras 2.14, que incluía al lado de Quintanilla un punto para La Isleta, la 3.43, de la que se borraron los datos correspondientes a la situación y fauna, y de la 3.57 la columna correspondiente a La Isleta. Finalmente, se suprimió una fotografía del yacimiento y, también se borraron las frases del primitivo texto aunque algún rastro quedó de ello: así en la página 133 se menciona la figura suprimida (3.58) cuya numeración no corresponde en el texto final a La Isleta.

Más tarde, toda esta información sobre La Isleta se incluyó en el volumen dedicado al Geliense, Pleistoceno y Holoceno (Meco et alii. 2006) con el sorprendente resultado radiométrico. De modo que la datación K/Ar coincidía plenamente con el estadio isotópico marino 5.1 tan buscado por todo el mundo. Adormecida la alerta paleontológica por la natural variabilidad de la especie guía (*Nerita emiliana*), única utilizada, su evolución en el mioplioceno canario y por las similitudes con su descendiente actual *Nerita senegalensis* se elaboró la correspondiente interpretación.

De esta interpretación nos retractamos. Y ello en base exclusivamente paleontológica. Un examen del yacimiento de La Isleta, muestra la presencia de los fósiles guía mio-pliocenos de Canarias: *Saccostrea chili* (Simonelli in Rothpletz y Simonelli 1890), *Strombus coronatus* DeFrance 1827, *Patella ambroggii* Lecointre 1952, además de *Nerita emiliana* Mayer 1872 y otras especies tales como *Janthina hartungi* Mayer 1864 de los depósitos mio-pliocenos de Santa María de las Azores, *Lutraria magna* (Da Costa 1778) sinónima de *Lutraria oblonga* (Gmelin 1788) especie actual pero conocida fósil desde el Mioceno, *Diloma patulum* (Brocchi 1814) abundante en los yacimientos clásicos del Plioceno inferior, *Trivia canariensis* Simonelli in Rothpletz y Simonelli 1890, descrita por primera vez del cercano

Vista de San Roque en el propio Plioceno inferior de Las Palmas de Gran Canaria, *Myosotella hoernesii* (Seguenza 1881) también presente en la Vista de San Roque. Esto permite afirmar rotundamente que no existe en Canarias ninguna especie pleistocena del género *Nerita* en contra de lo publicado (Lecointre et alii 1967, Zazo et alii 2002, Meco et alii 2006, Meco et alii 2007). De modo que la datación es forzosamente muy errónea, al menos en 4 ma, y el estadio isotópico MIS 5.1 no está presente en la Isleta ni en Canarias sino que se trata simplemente de una localidad más de los depósitos mio-pliocenos. Hansen et alii (2008) consideran que la emersión de La Isleta ocurrió sin embargo hace aproximadamente un millón de años, es decir en el Pleistoceno inferior tardío, mientras que la fauna y la altura del depósito muestran que tuvo que ser forzosamente muy anterior hacia el fin del Mioceno o inicios del Plioceno.

El Holoceno

En las últimas décadas, el Pleistoceno superior y el Holoceno marino de las islas han sido muy estudiados con resultados más o menos concordantes, sobre todo para el Holoceno. Proliferan así las localidades y las dataciones (Meco 1977, 1986, 1988, 1989, 1993, Meco y Stearns 1981, Meco et alii 1986, 1987, 1995 1997, Talavera et alii 1978, Criado 1986, García Talavera 1990, Zazo et alii 1993, 1996, 1997, 2002, 2003, Onrubia Pintado et alii 1997, Calvet et alii 2000, Carracedo et alii 2003).



Figura 1.1 - Fuente Blanca, Costa occidental de Fuerteventura. *Mioscapophyllia menzelensis* (Chevalier 1961) sólo conocida anteriormente del Tortonense inferior de El Menzel en Maruecos.



Figura 1.2 - Fuente Blanca, Costa occidental de Fuerteventura. Algas calcáreas en los sedimentos marinos de la serie submarina.

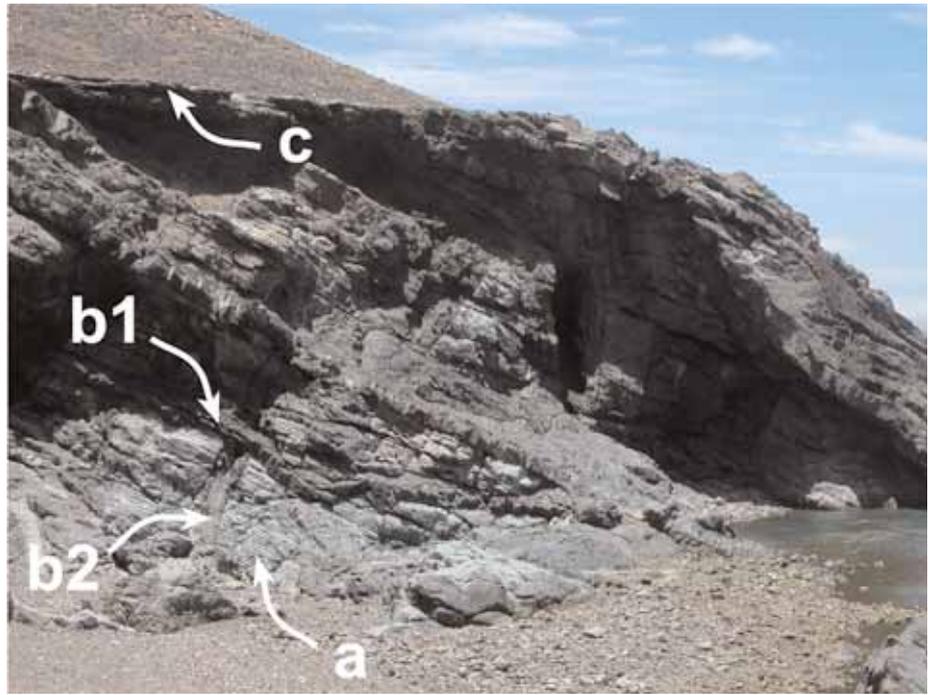


Figura 1.3 - Fuente Blanca, Costa occidental de Fuerteventura. Discordancia angular entre los sedimentos marinos de la serie submarina (a) atravesados por familias de diques (b1 y b2) y los depósitos marinos pliocenos (c).

PARTE PRIMERA: MIOCENO Y PLIOCENO

02 LAS VÍAS DEL MÉTODO

J Meco, A Lomoschitz , S Scaillet, H Guillou, J Betancort,
J Ballester, P Medina, A Cilleros, M Montesinos

Los depósitos marinos miocenos y pliocenos de Canarias se definen por rasgos peculiares. Uno de ellos es la rubefacción que generalmente afecta a los cantos conglomeráticos y es inexistente en los depósitos marinos del Pleistoceno canario. Pero, para su caracterización se han utilizado criterios paleontológicos, topográficos y radiocromométricos. En la aplicación de los criterios hay secuelas tempranas.

Criterio paleontológico

Entre los fósiles que contienen las areniscas y conglomerados, a veces rubefactados, un terno de especies (de los géneros *Saccostrea*, *Nerita* y *Strombus*) es omnipresente en el mio-plioceno marino de Canarias, bien completo, bien parcialmente. Son tres especies (*Saccostrea chili*, *Nerita emiliana* y *Strombus coronatus*) extintas, tanto en Canarias como en el Plioceno euroafricano, hace circa 4 ma. Cuentan, además, con el apoyo cronoestratigráfico que les proporcionan otros fósiles propios y exclusivos del final del Mioceno y del inicio del Plioceno. Por otra parte, contienen especies nuevas como *Argonauta isolinae*.

Terno de especies guía

Justificado por su abundancia y significado

Del Género *Saccostrea* Dollfus y Dautzenberg 1920
Saccostrea chili (Simonelli in Rothpletz y Simonelli 1890)

Las *Saccostrea* fósiles de Canarias han sido publicadas con diferentes nombres. Clasificadas primero como *Gryphaea virleti* y asignadas todas al Plioceno inferior, no quedaba clara su diferencia con *Gryphaea cucullata* de la que aparecía escaso y fragmentario material en el Pleistoceno medio de la Costa de Arucas en Gran Canaria (Meco, 1982, 1983). Esta gruesa ostra -*Saccostrea cucullata* (Born 1780)- en la actualidad vive en las costas atlánticas del Golfo de Guinea y en las islas de Santo Tomé, Príncipe y Ascensión (Dautzenberg, 1912) pero su presencia allí necesitaría confirmación. En todo caso, se trata de ostras propias de los mares más cálidos.

El criterio seguido con el material canario en su diferenciación específica elude la confusión producida por la variabilidad intraespecífica y resulta fácilmente aplicable por la extraordinaria abundancia de la especie mio-pliocena.

El aspecto de estas ostras, mutable en cierto grado, y su modo de vida litoral y sésil, han posibilitado que especies diferentes tengan cierta convergencia de formas. Ello ha propiciado grandes dificultades en la asignación de un nombre específico así como el entrelazamiento de sinonimias y cierta confusión en su historia geológica. Para abordar estas dificultades se distingue entre la información proporcionada por el material canario y la publicada sobre la historia geológica de estas especies. Estas ostras pertenecen a dos especies diferentes del mismo género: *Saccostrea perrostrata* (Sacco 1897) - su diagnosis: *Regio umbono-cardinalis elongatissima, perrostrata*, es decir, con un talón o rostro largo y sinuoso formando un pico (figura 2.1) - y *Saccostrea cucullata* (Born 1780) -con "regione umbono-cardinale quasi sempre arcuata verso il basso" (Sacco, 1897, 17), es decir, con el talón formando un ángulo recto con el resto de la valva (figura 2.2). La primera se encuentra en las Canarias orientales exclusivamente en los depósitos marinos mio-pliocenos y la segunda en los del Pleistoceno medio de Gran Canaria y de Lanzarote.

Ello, aplicando un criterio de diferenciación de las formas extremas nos conduce a la consideración siguiente: si *Saccostrea perrostrata* es un extremo de variabilidad de *Saccostrea virleti* y, a su vez, *Saccostrea cucullata* lo es de *Saccostrea forskali* y *Saccostrea forskali* y *Saccostrea virleti* son difícilmente distinguibles entre sí y, además, *Saccostrea perrostrata* y *Saccostrea cucullata* son de tiempos geológicos alejados, antes de establecer una única especie extremadamente polimorfa y durable, es más proficuo y útil estratigráficamente establecer dos especies diferentes basadas en los rasgos diferenciadores más acusados y en, cierta medida, prescindir de los ejemplares anodinos. Esto permitido y reforzado por una extraordinaria abundancia de estas ostras fósiles en los depósitos.

En conclusión, el material canario mio-plioceno coincide con *Saccostrea perrostrata* (Sacco 1897) por la abundancia de esta forma y de la var. *persacellus* ambas atribuida a *Saccostrea forskali* (Sacco, 1897, lámina V, figuras 9, 11 y 12) del Helveciense. Pero, como con anterioridad había recibido el nombre de *Ostrea Chili*, el nombre que le corresponde sería *Saccostrea chili* (Simonelli in Rothpletz y Simonelli 1890).

Descendientes de la especie mio-pleiocena proseguirían vivientes en el Mar Rojo y en el Océano Índico mientras que descendientes de la especie pleistocena lo estarían en el Atlántico africano tropical -Lecointre et alii (1952) proporcionan datos sobre la biodistribución geográfica de estas especies. De ello se deduce un significado paleoclimático cálido que explicaría su ausencia en el Pleistoceno inferior de las latitudes mediterráneas y en el Pleistoceno medio durante el patrón climático antiguo, es decir antes del estadio isotópico marino 11.3.

Del Género *Nerita* Linné 1758
Nerita emiliana Mayer 1872

Las *Nerita* fósiles de Canarias son todas mio-pleiocenas. Incluso en la invasión senegalesa de carácter cálido más acusado ocurrida durante el último interglacial – el estadio isotópico marino 5.5- ninguna *Nerita senegalensis* Gmelin 1788, tan abundantes en las costas rocosas del Golfo de Guinea, se desplazó hasta las Canarias, ni, por supuesto, al Mediterráneo.

Las *Nerita* fósiles canarias tienen la columella granulosa y en el borde interior del labro ocho dentículos menores entre tres fuertes dientes, uno de ellos inferior. La decoración consiste en cordones espirales salientes muy marcados, algunos teñidos de oscuro. Su tamaño alcanza los 25 mm. Todo ello corresponde a la variedad *percrassa* de Sacco (1896) atribuida a *Nerita martiniana* de la que, junto con *Nerita plutonis* Basterot 1825, es inseparable -y sinónimas de *Nerita emiliana* Mayer 1872 (figura 2.3). Esta variedad es del Tortonense europeo y la especie es mio-pleiocena. Las diferencias con *Nerita senegalensis* Gmelin 1788 (figura 2.4), actual en el Golfo de Guinea, son muy acusadas, tanto en los cordones espirales externos como en la denticulación del borde interior del labro consistente en doce dentículos menores, justamente el doble que en *Nerita emiliana*. La variabilidad que presentan se analiza más adelante.

Del Género *Strombus* Linné 1758
Strombus coronatus Defrance 1827

Los *Strombus* mio-pleiocenos de Canarias presentan una morfología propia y constante (figura 2.5), que se caracteriza por su elevado labro, espaciados tubérculos y su espira lisa en las primeras vueltas (Meco, 1977, Lám.XV, XIX, XX y XXI como *Strombus coronatus* Defrance 1827) y que ha sido considerada por Sacco (1893) como variedad *madeirensis* y propia del Tortonense. Ésta, a su vez, fundada en los fósiles miocenos de Madeira que fueron publicados inexactamente por Mayer (1864, lámina VII, figura 54) como *Strombus italicus* Duclos (non Bonelli). Los *Strombus bubonius* Lamarck 1822, actuales en el Golfo de Guinea y fósiles en el Pleistoceno superior canario y mediterráneo, son claramente diferentes con su espira elevada provista de tubérculos y con un labro menos desarrollado (figura 2.6).

Terno de confirmación crono-estratigráfica

El terno de especies guía, mio-plioceno, aunque no exento de sutil taxonomía, recibe un extraordinario apoyo en significado cronoestratigráfico con la presencia de otro terno de refuerzo, con extinción pliocena claramente marcada, que aparece más de forma esporádica pero siempre en lugares en los que es de especial utilidad. Lo constituyen los gastrópodos *Ancilla glandiformis* y *Rothpletzia rudista* y el coral *Siderastraea miocenica*.

Del Género *Ancilla* Lamarck 1799
Ancilla glandiformis (Lamarck 1822)

Ancilla glandiformis (figura 2.7) presenta la morfología propia del Tortoniense (Pilot et alii 1975, lámina 1 figura 8) en su forma *dertocallosa* (Sacco 1903, lámina 17, figuras 71 a 73; tal como aparece fotografiada en Meco (1981, lámina 1, figuras 1, 4, 9 y 11) y caracterizada por el largo surco transversal anterior.

Del Género *Rothpletzia* Simonelli 1890
Rothpletzia rudista Simonelli in Rothpletz y Simonelli 1890

Rothpletzia rudista (figura 2.8) fue descrita por primera vez del Mioceno de Las Palmas (Rothpletz y Simonelli, 1890) y nunca ha sido encontrada fuera de Canarias (Meco 1975 b) ni en terrenos pleistocenos. Su sentido cronoestratigráfico está avalado de forma evidente por la presencia de lavas asociadas radiométricamente datadas.

Del Género *Siderastraea* Blainville 1830
Siderastraea miocenica Osasco 1897

Este coral (figura 2.9) había sido mencionado, bajo el nombre de *Siderastraea bertrandiana* (Michelin), y fotografiado, por Hernández-Pacheco (1969, figuras 32 y 33). Lo encontró en el sureste de Lanzarote en el Barranco de Juan Perdomo (cerca de La Fuentecita). Procedía de "la playa cuaternaria de 60 m". Sismonda (1868) considera sinónimas *Siderastraea bertrandiana* y *Siderastraea italica*, fósil de los terrenos del Mioceno medio, Sin embargo, *Siderastraea bertrandiana* es una especie exclusiva del Aquitaniense y del Burdigaliense inferior del sur de Francia. (Chevalier, 1961), en el que se extingue. *Siderastraea italica*, propia del Mioceno medio y superior, ha sido considerada variedad de *Siderastraea miocenica* Osasco 1897 (Chevalier, 1961).

El entramado paleontológico

Los fósiles caracterizan los depósitos mio-pliocenos canarios en toda su extensión.

El terno guía (*Saccostrea*, *Nerita* y *Strombus*) y el terno de confirmación (*Ancilla*, *Rothpletzia* y *Siderastraea*) están acompañados de notables especies mio-pliocenas, pertenecientes a otros géneros, pero su aparición en estos depósi-

tos canarios es más escasa y fortuita. Las especies banales por su amplia distribución cronoestratigráfica y biogeográfica no se mencionan debido a su inutilidad como vía paleontológica de método. La entrelazada red paleontológica mio-pliocena se muestra por islas. En las localidades de Lanzarote y de Fuerteventura tiene relevancia la altura sobre el mar a la que aparecen los fósiles. Ello debido a que, en ambas islas, como ya se trató en los estudios precedentes, el criterio de las alturas fue prácticamente el único utilizado por otros autores. La señalización de la fauna y su altura muestra inequívocamente que el criterio de las alturas por sí solo es inservible

Lanzarote (figura 3.1)

El coral *Siderastraea miocenica* aparece en Janubio (a 36.18 m de altura), en Morros de Hacha Chica (69.32 m), en La Colorada (42.88 m), en El Paso Del Andrés (50.57 m) y en La Fuentecita (59.42 m); *Rothpletzia rudista*, aparece en El Papagayo (27.87 m), en la Caleta del Congrio (24.73 m), en Corral Blanco (50.96 m) y en El Paso del Andrés (50.57 m); *Ancilla glandiformis* (Lamarck 1822) aparece en La Juradita (21.17 m), en La Fuentecita (59.42 m), en La Colorada (42.88 m) y en Punta Gorda (36.36 m).

Esto muestra, por una parte, la connivencia para revelar su antigüedad de las tres especies ya que *Siderastraea miocenica* y *Rothpletzia rudista* aparecen juntas en El Paso Del Andrés y que *Siderastraea miocenica* y *Ancilla glandiformis* aparecen juntas en La Colorada y en La Fuentecita. Por otra parte, la misma fauna miocena se encuentra a alturas que varían entre 21.17 m y 69.32 m.

Entre las otras especies encontradas en estos depósitos figuran, además del terno guía, especies exclusivamente mio-pliocenas que presentan en algunos casos una morfología propia del Tortoniense reconocible en ejemplares de Lanzarote: *Chlamys latissima* (Brocchi 1814), *Isognomon soldanii* (Deshayes 1838), *Cerithium taurinium* Bellardi y Michelotti 1841.

Chlamys latissima ha sido encontrada en El Papagayo y presenta la morfología más típica de la especie (Meco, 1982, lámina VII, figura 1;1983). Es una especie que aparece en el Helveciense y en el Tortoniense y tiene su apogeo en el Plioceno mediterráneo (Raffi 1970).

Isognomon soldanii (figura 2. 10) ha sido encontrada en Corral Blanco (50.96 m). Surge con el Aquitaniense de Portugal y, tras una máxima abundancia en el Plioceno inferior, se extingue sin alcanzar el Pleistoceno (Palla 1966; Ben Moussa, 1994).

Cerithium taurinium aparece en La Colorada (42.88 m) y su morfología, con la apertura amplia no transversa y con evidente cíngulo en la región basal corresponde a la variedad *posttaurinia* (Sacco, 1895, lámina 1, figura 65). La especie es exclusiva del Tortoniense aunque tiene su inicio en el Helveciense.

Patella ambroggii Lecointre 1952, (figura 2.11) de dimensiones dobles que las de las patelas modernas. Descrita del Plioceno marroquí, aparece en el inicio del barranco de Playa Mujeres (45 m), La Juradita (21.17 m), El Papagayo (27.87 m) y Punta Gorda (34.48 m).

Del terno guía, el *Strombus coronatus* ha sido encontrado en Punta Gorda (36.36 m), en El Paso del Andrés (50.57 m), en La Colorada (42.88 m), en El Cohón (38.64 m y 47.67 m), en Corral Blanco (50.96 m), en la cabecera del Barranco de Playa Mujeres (45.00 m), y en Papagayo (27.87 m). Por su parte, *Nerita emiliana* ha aparecido en Punta Gorda (36.36 m), en Punta del Garajao (29.76 m), en El Paso del Andrés (50.57 m), en La Colorada (42.88 m), en la cabecera del Barranco Mujeres (45.00), en Corral Blanco (50.96 m), en la caleta del Congrio (24.73 m) y en Janubio (36.18 m). Finalmente, *Saccostrea chili* ha sido encontrada en Playa Quemada (64.03 m), en Punta del Garajao (29.76 m), en Punta Gorda (36.36 m), en El Paso del Andrés (50.57m), en La Colorada (42.88 m), en El Cohón (38.64 m, 47.67 m), en Corral Blanco (50.96 m), en Caleta del Congrio (24.73 m) y en El Papagayo (27.87 m). La morfología de las valvas, caracterizada por una región umbo-cardinal alargadísima (Meco, 1982, lám II, figuras 1, 2, 4 y 5; lám III, fig. 1, 2 y 3) corresponde a la var. *persacellus* atribuida a *Saccostrea forskáli* (Sacco, 1897, lámina V, figura 11 y 12) del Helveciense.

Fuerteventura

(figuras 3.10 y 3.27)

Una comparación entre la fauna fósil de los depósitos pliocenos de la costa occidental de la isla, aquellos que están bajo lavas pliocenas datadas radiométricamente, y los que se extienden por Jandía, los que han sido interpretados como cuaternarios, muestra que en ambas zonas los depósitos contienen los mismos fósiles.

Rothpletzia rudista aparece con extraordinaria abundancia en la Playa del Aljibe de la Cueva (11.83 m), en el Barranco de los Chigüigos (28.00 m) cerca de Ugán, pero también en Jorós (51.52 m) y en Cueva de la Negra (15.00 m) ambos en Jandía.

Ancilla glandiformis fue encontrada en la Playa del Aljibe de la Cueva (Meco, 1981, lámina 1, figuras 2, 3, 4 y 5), en la Playa de La Solapa (9.36 m), en Costa Esmeralda -hoy más conocida por la urbanización Bahía Calma (ibidem, figuras 1 y 11)- (7.65 m) y en la costa oeste de Jandía (7.74 m).

El coral *Siderastrea miocenica* está presente en el Barranco de La Solapa (a unos 15 m), en la costa occidental (figura 3.17), pero también en Morro Jable (50.29 m) y en Jorós (a unos 40 m) (figura 3.32) ambos en Jandía.

Patella ambroggii (figura 2.11) es especialmente abundante en la parte central de la costa oeste de la isla entre el Puerto de La Cruz y Ajuí.

Gran Canaria (figura 3. 43)

Los fósiles de Gran Canaria son conocidos desde antiguo por la amplia lista publicada por Rothpletz y Simonelli (1890). Las alturas nunca han sido utilizadas como criterio identificador de diferentes depósitos por lo que carecería de sentido mencionarlás. En esta isla, el terno guía está presente aunque con una menor abundancia de las *Saccostrea*. En el terno de refuerzo son más frecuentes las *Rothpletzia* y las *Ancilla*. Entre las especies singulares aparecen *Haliotis volhynica* Eichwald 1829 (figura 3.47), también frecuente en los yacimientos de Fuerteventura, los erizos irregulares *Clypeaster aegyptiacus* Wright 1861 (figura 2.12) propio del Plioceno euroafricano (el género es de aguas cálidas agitadas) y *Zonaria tauromagna* Sacco 1894 del Mioceno medio de Italia.

Un Argonauta en el Plioceno inferior de Las Palmas

(J Meco)

Sistemática paleontológica

Filum **Mollusca** Linné 1758

Clase **Cephalopoda** Cuvier 1798

Orden **Octopoda** Leach 1818

Familia **Argonautidae** Tryon 1879

Género **Argonauta** Linné 1758

Argonauta isolinae nova species (*an* subgénero *Obinautilus*)
(figura 2. 13)

Derivatio nominis: de Isolina, un nombre bello como su dueña

Stratum: nivel rubefactado de los depósitos de inicios del Plioceno de Las Palmas de Gran Canaria.

Diagnosis:

Testa transverse involuta, in os immersa, discoidalis: latera planiuscula: dorso bicarinata. - Rugae laterales paucae, tenuissime vel obsoletae, ad umbilicum non productae; carinae dorsalis propinquatae; superficies carinis interposita, laevis, excavata, angusta: nodi carinarum alterni, undatim vel obsoleti : auriculae exterius aequae distans. Apertura parallelogramma

Diametro mayor 20 mm; diametro menor 15 mm; altura boca 15 mm; anchura en las aurículas 8 mm; anchura carena 3 mm

Ejemplar único depositado en el LP-DB-ULPGC con el registro H1

Argonauta isolinae no se puede excluir del género *Argonauta* Linné 1758 porque cumple todas las condiciones (*Testa univalvis, spiralis, involuta, membranaea, unilocularis*) y presenta, además, rugosidades radiales aunque tenuísimas. Las

carenas, aunque sin tubérculos, muestran ondulaciones que se pueden relacionar con nódulos incipientes. Esta tenuidad en su decoración externa, en contraste con la barroca decoración de los argonautas actuales y fósiles de Euráfrica, y la morfología ventral han inducido a la separación en géneros del Mioceno de Japón (*Obinautilus* Kobayashi 1954 ; *Izumonauta* Kobayashi 1954; y *Mizuhobaris* Noda et alii 1986), que jamás han sido encontrados en la región del Tetis (antiguo Mediterráneo) ni en la atlántica.

Argonauta isolinae se diferencia de todas las especies vivientes (*Argonauta argo* Linné 1758; *Argonauta hians* Lightfoot 1786; *Argonauta nodosa* Lightfoot 1786; *Argonauta nouryi* Lorois 1852; *Argonauta cornuta* Conrad 1854 y *Argonauta boettgeri* von Maltzan 1881) y de todas las especies fósiles de la región euroafricana (*Argonauta sismondiae* Bellardi 1872, en el Plioceno de Italia; *Argonauta absyrtus* Martill & Barker 2006 del Mioceno medio de Chipre y *Argonauta joanneus* Hilber 1915 del Mioceno medio de Austria) por la ausencia de las prominentes cóstulas y tubérculos que las caracterizan. Por ese mismo rasgo se aproxima a *Argonauta awaensis* Tomida 1983 presente en Japón durante el intervalo de tiempo, según zonación de diatomeas planctónicas, que va entre hace 7 ma y 8 ma (Yanaguisawa 1990) en el Mioceno superior. Durante el Mioceno Panamá estaba abierto. Esta última especie se ha incluido en el género *Obinautilus* (Noda et alii 1986).

Los fósiles de las capsulas ovígeras de argonautas son extremadamente raros y ninguno había sido citado con anterioridad de la provincia atlántica. Han sido descritos de Japón, Nueva Zelanda, Sumatra, California, Austria, Italia, Chipre y Argelia (Martill y Backer 2006).

Criterio topográfico

Estos antiguos depósitos marinos son visibles sólo a tramos debido a una historia geológica posterior de, al menos, 4 ma. Como procedimiento, se ha recorrido el depósito de modo continuo, cuán largo fuere, incluso decenas de km, y se ha medido topográficamente la altura máxima y la mínima de cada tramo cuando presentaba evidente inclinación. Es innecesario resaltar que cuando se proporciona la altura sobre el mar de los depósitos con una precisión de centímetros, ello es el resultado leído por el aparato topográfico situado en el punto elegido del depósito. El resultado grosso modo no presenta menoscabo geológico y se deja a la apreciación personal.

Medición

Para obtener la posición planimétrica y altimétrica en coordenadas geográficas y en coordenadas U.T.M. (Universal Transversal Mercator) de la serie de puntos relevantes de estos depósitos marinos mio-pliocenos se ha utilizado el sistema de posicionamiento con G.P.S. (Global Position System) y el elipsoide de referencia W.G.S.84. (figura 2.14).

La medición de los puntos, con este método diferencial, se ha realizado calculando líneas bases entre dos receptores en las mismas condiciones atmosféricas, observando simultáneamente el mismo conjunto de satélites. Las líneas bases siempre han sido referidas a puntos fijos de control en Vértices Geodésicos y los puntos G.P.S. han estado situados a una distancia menor de 5 km. A ello le corresponden, según los tiempos establecidos durante las mediciones realizadas de día, tiempos de observación entre 5 y 10 minutos teniendo en cuenta siempre una buena geometría de satélites (GDOP entre 0 y 5) y un número de satélites mayor o igual a 5. La resolución de las coordenadas Geográficas y U.T.M. se obtuvo mediante el programa de post-proceso de las observaciones realizadas.

En Lanzarote, las coordenadas planimétricas se han calculado con referencia a los Vértices Geodésicos de Playa Quemada, Papagayo y Piedra Alta. Las altitudes ortométricas están referidas al nivel medio del mar registrado en el Mareógrafo del I.E.O. situado en Puerto de Arrecife (REGCAN 95, 1994-1995).

En Fuerteventura, las coordenadas planimétricas se han calculado con referencia a los Vértices Geodésicos de Jurado, Aguda, Baja del Trabajo, Granillo y Tostón. Las altitudes ortométricas están referidas al nivel medio del mar (Datum REGCAN versión 1994-1995 registrado en el mareógrafo del Puerto de Arrecife durante el periodo 1994 y 1995 y transportado a Fuerteventura mediante enlace geodésico).

El aparato empleado ha sido un Leica G.P.S. System 530 con recepción de satélites de doble frecuencia y canales de recepción 12 L1 y 12 L2, ambos de rastreo continuo. La precisión de la línea de base está calculada sobre mediciones procesadas con el programa SKI y se indica en valores emc (error medio cuadrático). Para la Fase diferencial el estático rápido es de 5 mm + 1ppm y para el Código diferencial el estático es de 30 cm.

En Gran Canaria se han empleado mediciones topográficas previas utilizadas para situar el nivel de cantos rojos en diversos lugares del NE de la isla. La información procede de dos proyectos de fin de carrera de la titulación de Ingeniería Técnica Topográfica de la EUP (Escuela Universitaria Politécnica de Las Palmas). El primero, *Obtención por métodos topográficos de la disposición espacial de un nivel sedimentario costero antiguo al NE de Gran Canaria. Interpretación geológica y geofísica* de Báez y Melián, 2000; y el segundo *Estudio topográfico de la disposición de depósitos volcano-sedimentarios pliocenos aflorantes en sectores costeros del Norte y Noreste de Gran Canaria. Análisis geológico y modelado geofísico* de González y Moreno, 2002.

El sistema de referencia empleado fue el U.T.M. (Universal Transversal Mercator), que se representa sobre el elipsoide W.G.S.84 (World Geodetic System 1984), elipsoide global centrado en el centro de masas de la Tierra y determinado a partir de observaciones a satélites. Dicho elipsoide se divide en 60 husos con un sistema de coordenadas rectangular igual para cada uno de ellos y las coordenadas rectangulares U.T.M. de cada punto van acompañadas del número 28 de huso que le corresponden.

Para la elección de los vértices se empleó la cartografía de la zona a escala 1: 5.000, buscando los lugares más idóneos para el levantamiento del estrato. Se establecieron tres tipos de vértices: vértices GPS, vértices de la poligonal principal y vértices de la poligonal secundaria.

En la realización de estos trabajos se han empleado los instrumentos topográficos siguientes: 3 Estaciones Totales, 2 Receptores GPS y un Nivel Automático. La estación total TC-1610 se ha empleado para la poligonal de aproximación y las poligonales principales; la TC-403L para poligonales secundarias, intersecciones directas simples y radiación con prisma; la TCR-307 para la radiación sin prisma; los receptores GPS para obtener las coordenadas U.T.M. de las bases y, por último, el nivel automático Wild NA28 para la obtención del plano de comparación altimétrico referido a la bajamar máxima vía equinoccial.

Contraste en la altimetría

Resultado inmediato de la aplicación del método topográfico seguido es la exteriorización de diferencias en las elevaciones de los depósitos marinos con fauna mio-pliocena según las islas (figura 2.15). En Gran Canaria presentan las mayores alturas y, sin embargo, son los más recientes. Le siguen en antigüedad los de la costa oeste de Fuerteventura que aparecen a las menores alturas. Los más antiguos, los de Lanzarote, están a alturas intermedias entre los dos anteriores y, finalmente Jandía -que puede considerarse una isla más, bien que adjunta a Fuerteventura- alcanza las cotas mínimas pero también se acerca en las máximas a las de Lanzarote. Estas discrepancias de alturas -y edades radiométricas- de depósitos marinos con la misma fauna mio-pliocena difícilmente pueden atribuirse exclusivamente a movimientos de elevación del mar. Tan difícilmente que pueden descartarse y, por el contrario, revelan la acción de una notable tectónica. Por otra parte, al menos en Gran Canaria y en Jandía, los depósitos marinos están afectados por fallas.

Criterio cronométrico

En primer lugar se precisa la elección de un punto singular. Es decir, aquél lugar en el que, por sus características estratigráficas, es posible realizar la datación radiométrica que va a proporcionar información sobre la edad geológica. En Canarias, esta circunstancia afortunada se produce ocasionalmente por la presencia de lavas asociadas a los depósitos sedimentarios, tanto marinos como terrestres ya que estos, por antiguos, no son directamente datables. La estimación de su edad sólo es posible mediante los fósiles que contienen.

Las muestras datables de lavas han sido procesadas en el CNRS-CEA, LSCE de Gif-sur-Yvette, en Francia, siguiendo un proceso descrito y ampliamente experimentado en Canarias (Guillou et alii, 1998, 2001, 2004; Meco et alii, 2002).

Pero las lavas pueden datar directamente el depósito marino si presentan las estructuras que se producen cuando entran y se enfrían rápidamente en el mar. Es el caso de las lavas en almohadillas que indican sincronía entre el episodio

marino y el volcánico. Otras veces las lavas sólo proporcionan un tope de edad al colocarse encima de los depósitos marinos cuando ya estaban fuera del mar. Sin embargo, estas últimas lavas, cuando son mio-pliocenas, son decisivas para eliminar fulminantemente cualquier duda sobre la asignación al Pleistoceno de los depósitos marinos subyacentes. Por lo tanto, los puntos singulares que se describen son aquellos lugares en Canarias (figura 2.16) en los que lavas miocenas o pliocenas se incorporan a depósitos marinos o se superponen a ellos. No obstante, la datación de las lavas puede presentar resultados aberrantes como en el caso de La Isleta que se detalla más adelante.

Puntos singulares

Lanzarote

En la isla de Lanzarote los depósitos marinos miocenos descansan sobre los basaltos de Los Ajaches, con edades radiométricas entre 14.5 ma y 13.5 ma (mediados del Mioceno). Solamente en dos puntos están sepultados por otras lavas: Playa Quemada y Janubio. En Playa Quemada los depósitos desaparecen bajo Montaña Bermeja pero ésta es del Pleistoceno medio y el corchete de edades es demasiado amplio. Por ello, el único punto singular se encuentra en Janubio. Allí (figura 3.4), sin embargo, están debajo de lavas del grupo Tías-Janubio datadas radiométricamente entre 8 ma y 5.7 ma (Carracedo et alii, 2002). En Janubio dos dataciones mostraban (Coello et alii, 1992) que los depósitos marinos -designados como calcarenitas miocenas en la publicación mencionada- estaban encima de lavas datadas en 14.1 ma y debajo de otras datadas en 6.6 ma. Una nueva datación de estas lavas superpuestas en circa 8.9 ma muestran que los depósitos marinos son de edad tortoniense.

Fuerteventura

En la isla de Fuerteventura los depósitos marinos mio-pliocenos reposan sobre el escudo pre-mioceno en la parte centro de la costa oeste y sobre el volcanismo mioceno en Jandía, con edades radiométricas entre 21 ma y circa 14 ma (Carracedo et alii, 2002). También reposan sobre el volcanismo mioceno norte con edades radiométricas entre 17 ma y circa 12 ma. La datación más joven es de 11.8 ma (Abdel-Monem et alii, 1971). Pero, están debajo de basaltos pliocenos, radiométricamente datados en 1.9 ma, 2.4 ma, 2.7 ma, 2.9 ma y 4.4 ma (Abdel-Monem et alii, 1971; Coello et alii, 1992; Meco y Stearns, 1981) y, en circunstancia afortunada, en Ajuí. Allí irrumpen las lavas en los depósitos marinos modificando la costa de entonces y enfriándose en forma de almohadillas. Estas lavas de Ajuí (figura 3.12) han sido datadas en 5.8 ma (Meco y Stearns, 1981) y en 5.0 ma (Coello et alii, 1992). Una nueva datación en circa 4.8 ma confirma la pertenencia de los depósitos marinos al Plioceno inicial.

En Tarajalejo, punto singular en los alrededores de Jandía, una colada basáltica datada en 16.7 ma (figura 3.29) descansa sobre unas antiguas arenas piroclásticas conteniendo grandes algas calcáreas.

Gran Canaria

En la isla de Gran Canaria, los depósitos marinos antiguos descansan, en algunos lugares, directamente sobre traquitas-fonolitas datadas radiométricamente entre circa 13.3 ma y 9.0 ma (Carracedo et alii, 2002) pero, en su mayor parte, se ven implicados en la formación detrítica de Las Palmas y ésta es consecuencia de grandes aluviones. Una colada fonolítica datada en 9.3 ma es posterior a los aluviones fonolíticos (figura 3.55). Entre los clastos presentes en los depósitos marinos hay algunos que proceden del aglomerado o brecha volcánica roquenublo. Ésta tuvo sus inicios hace 4.9 ma (Guillou et alii, 2004). Además numerosas lavas con formas en almohadilla son testimonio de coladas que penetraron en el mar. Éstas están datadas radiométricamente en 4.1 ma en el Barranco de Quintanilla. Ello sitúa a los depósitos marinos antiguos de Gran Canaria hacia el final del Plioceno inferior. (figura 3.57). Por otra parte los depósitos terrestres de El Marmol atrapan el primer cambio climático posterior al Mioceno (figura 2.16)

Conclusión general inmediata

Los depósitos marinos contienen una misma fauna mio-pliocena, con géneros exclusivos de un litoral en clima tipo ecuatorial y también parece altamente improbable una incapacidad de los métodos de datación radiométrica aplicados. Por ello la discrepancia en edades y altimetría, por islas, de depósitos marinos producidos bajo idénticas condiciones ecológicas induce a la minorización de las transgresiones marinas glacioeustáticas como origen y conduce, por el contrario, al modelo tectónico de placas en la región euroafricana del Atlántico norte.

Interacción de los criterios utilizados: el caso de los fósiles del género *Nerita*

Pese a lo anteriormente expuesto, en La Isleta (Gran Canaria), la presencia de un fósil guía mio-plioceno, la edad radiométrica de las lavas asociadas y la altura del depósito no han dado resultados concordantes forzando una explicación errónea (Meco et alii, 2006). Por ello, las neritas fósiles de Canarias se examinan con detalle a continuación.

Como estas ciencias sólo existen si están publicadas, se hace necesario en primer lugar conocer quién, cuándo, con qué nombre y en qué publicación figuran las neritas fósiles de Canarias. En segundo lugar, cuáles son las localidades mencionadas. En tercer lugar, qué edades se les han atribuido. Luego, es conveniente conocer si existen en los más próximos archipiélagos para finalmente construir su historia taxonómica.

Datos bibliográficos (Canarias)

- 1865 *Nerita*. Lyell, 668
 1874 *Nerita*. Lyell, 537
 1890 *Nerita plutonis* Basterot 1825. Rothpletz & Simonelli, 709
 1967 *Nerita senegalensis* Gmelin. Lecointre et alii, 337
 1975 *Nerita* aff. *senegalensis*. Meco, 657
 1977 *Nerita emiliana* Mayer 1872. Meco, 67, 73, 78-83, 87, 88, 90, 95, 96, 98.
 1977 *Nerita emiliana*. Meco, 19, figura 5
 1981 *Nerita emiliana*. Meco & Stearns, 202-204
 1993 *Nerita emiliana*. Meco, 43
 1997 *Nerita emiliana*. Meco et alii, 124
 2005 *Nerita emiliana* Mayer 1872 Meco et alii, 47, figura 2.3,
 2006 *Nerita senegalensis* Gmelin 1788. Meco et alii, 82, figura 3.69 c-d.
 2006 *Nerita emiliana* Mayer 1872. Meco et alii, figura 3.69 a
 2007 *Nerita senegalensis* Gmelin. Meco et alii, 224

Localidades

Las Palmas de Gran Canaria (Lyell, 1865; 1874).

Gran Canaria y Fuerteventura (Rothpletz & Simonelli, 1890).

Lanzarote: Los Ajaches playas de 55 a 40 m y de 35 m (Lecointre et alii, 1967).

Fuerteventura: Jandía Playa Esmeralda, Puerto del Viento, Playa de Las Pilas, Playa H. Jandía, Cerca del Cementerio, Valle de Escobones, Morro Jable, Ugán, Agua Tres Piedras; Costa noroccidental: Tebeto, Barranco de Esquinzo, Aljibe de la Cueva, Puerto Peña Barranco de Jarubio, Punta Gorda (Meco, 1975).

Jandía sotavento: Playa Esmeralda, Morro Jable, Playa de Las Pilas. Jandía barlovento: Ugán, Agua Tres Piedras. Costa noroccidental de Fuerteventura: Playa del Aljibe de la Cueva, Barranco de Jarubio, Tebeto, Rosa al sur de Tebeto, Barranco de Esquinzo, Santa Inés, Punta Gorda. Lanzarote: Norte del Papagayo, El Papagayo, Salinas de Janubio, Punta del Garajao. (Meco, 1977).

Fuerteventura: Aljibe de la Cueva, Barranco de Esquinzo, Barranco de Tebeto, Barranco de Jarubio, Barranco de la Cruz, Punta Gorda. Morro Jable. Lanzarote: Los Ajaches (Meco & Stearns, 1981)

Costa occidental de Fuerteventura y toda península de Jandía (Meco, 1993).

Southern Lanzarote, western and southern Fuerteventura, Gran Canaria (Meco et alii, 1997)

Lanzarote: Janubio, Playa Quemada, El Papagayo, La Juradita y desde Los Morros de Hacha Chica hasta Punta del Garajao. Fuerteventura: costa occidental desde El castillo hasta el sur de La Solapa. Jandía: Chilagua, Ugán y desde Punta Guadalupe a Punta Paloma, Costa Calma, Playa Esmeralda. Los Canarios, Butihondo, Piedras Caídas, desde El Cantil y Morro Jable hasta Punta del Corralito y Roque del Moro. Gran Canaria: Desde Jinámar a Los Dolores (Meco et alii, 2005)

La Isleta, Gran Canaria (Meco et alii, 2006)

Edades atribuídas

Mioceno superior (Lyell, 1865, 1874)
 Mioceno medio como la caliza de Leitha (Rothpletz & Simonelli, 1890)
 Maarifian y Anfatian (Lecointre et alii, 1967)
 Mio-Plioceno (Meco, 1975)
 Plioceno inferior (Meco, 1977)
 Early Pliocene (Meco & Stearns, 1981)
 Tránsito Mioceno-Plioceno (Meco, 1993)
 Final Miocene and early Pliocene (Meco et alii, 1997)
 Mio-Plioceno en Lanzarote, Plioceno en Costa occidental de Fuerteventura,
 Mio-Plioceno en Jandía Plioceno en Gran Canaria (Meco et alii, 1975)
 MIS 5.1, 83 ka (Meco et alii, 2006)

Datos bibliográficos (islas Salvajes y Azores)

1862 *Nerita Plutonis* Basterot. Bronn, 33. (Helveciense de Bocca do Cré en Santa María de Las Azores)
 1864 *Nerita Plutonis* Basterot. Mayer, 243. (63) (Helveciense de Bocca do Cré en Santa María de Las Azores)
 1892 *Nerita connectens* Fontannes 1880. Berkeley Cotter, 11 (242) (Selvagens)
 1892 *Nerita* aff. *gallo-provincialis* Matheron. Berkeley Cotter, 12 (243) (Selvagens)
 1892 *Nerita*, sp, indet. Berkeley Cotter, 12 (243) (Selvagens)
 1898 *Nerita Martiniana* Matheron, Locard. Böhm, 34, figura 1 (Selvagens)
 1898 *Nerita salvagensis* Böhm, 36 figura 2. (Selvagens)
 1898 *Nerita connectens* Fontannes. Böhm 37 (Selvagens)
 1910 *Nerita Martiniana* Math. Joksinowitsch, 81 (Selvagem)
 1910 *Nerita salvagensis* J. Böhm. Joksinowitsch, 82 (Selvagem)

Historia taxonómica

La historia taxonómica de una especie es un referente universal, no es local, y hay que buscarla allí donde se haya desarrollado. Una especie para ser cierta y utilizable como referencia para identificar un material mediante la comparación debe tener un nombre, una diagnosis o descripción diferencial, una imagen asociada, una localidad geográfica y un lugar stratigráfico. Todo ello publicado y sometido a las leyes de prioridad y exclusividad. En consecuencia, está vigente todo lo publicado al respecto más o menos desde el siglo Diecisiete, aunque en paleontología animal el nombre válido es el que aplica el sistema de Linné publicado en 1758 aunque sus iconos pueden ser anteriores. Con frecuencia, todo esto no se ha producido simultáneamente. Las especies implicadas en Canarias se identifican parcial o plenamente con los datos, sinónimos o no, y diagnosis siguientes:

1788 (1791) *Nerita atrata* Gmelin, 3683 (indicación: Chemnitz, 1781, 5, lámina 190, figuras 1954 y 1955) [figura 2.17:1]

- 1788 (1791) *Nerita senegalensis* Gmelin, 3686 (indicación: Adanson, 1757, I, 188, lámina. 13, figura 1) [figura 2.17:2]
- 1825 *Nerita Plutonis* Basterot 39, lámina 2, figura 14 [figura 2.17:3]
- 1842 *Nerita galloprovincialis* Matheron, 227, lámina 38 figuras 9 y 10 [figura 2.17:4]
- 1842 *Nerita martiniana* Matheron, 228, lámina 38, figuras 12 y 13 [figura 2.17:5]
- 1872 *Nerita Emiliana* Mayer, 231, lámina 14, figura 4 [figura 2.17:6]
- 1877 *Nerita Martiniana* Matheron. Locard, 118, lámina 1, figuras 14 y 15 [figura 2.17:7]
- 1880 *Nerita connectens* Fontannes, 209, lámina 11, figura 12 [figura 2.17: 8]
- 1898 *Nerita Martiniana* Matheron, Locard. Böhm, 34, figura 1 [figura 2.17:9]
- 1898 *Nerita salvagensis* Böhm, 36, figura 2 [figura 2.17:10]

Las diagnosis

Nerita atrata Gmelin 1788 (1791), 3683

N. testa aterrima glabra Supra tenuissime striata: labro utroque albo, exteriorre intus Subtiliter Sulcato Subdentato, interiore concavo rugoso tuberculato.

Nerita senegalensis Gmelin 1788 (1791), 3686

N. testa ovata obtusa Solida nigerrima intus alba Sulcata: labio utroque dentato.

Nerita Plutonis Basterot 1825, 39

N. testâ exarata, compressâ; apertura crenatâ.

Nerita galloprovincialis Matheron 1842, 227

N. testâ ovato-inflatâ, crassâ, sulcis 18 ad 20 transversis costulis duplolationibus ornatâ, spirâ prominulâ; callo columellari grossè plicato, aperturâ...

Nerita martiniana Matheron 1842, 228

N. testa ovata, dorso convexâ, sulcis transversis 28 ad 30 costis planulatis latioribus; spirâ brevissimâ sublaterali; aperturâ...

Nerita emiliana Mayer 1872, 231

N. testa crassa, ovato-globosa, lutescente, tum laevi, tum spiraliter striata, interdum nigro tri-vel quadrifasciata; spira brevi, plana vel obtusissima; apertura semilunari, angustata; labro crassissimo, multidentato; dentibus superioribus duobus crassioribus; columella depressa, obsolete et diverse dentata; callo laeviter concavo.

Nerita connectens Fontannes 1880, 209.

Testa ovata, semiglobosa, antice dilatata, postice coarctata, superne convexissima, satis crassa, solida; - anfractus subplani, suturis linearibus, superficialibus discreti; ultimus antecedentes fere omnino involves, transversim costatus; cos-

tae 18-20, obtusae, parum elevatae, nonnullis bifurcatis; superficies tota lineis incrementi tenuibus, regularibus, propo limbum plicis notata; - apertura semilunaris; labrum tenue, acutum, intus leviter incrassatum; columella paululum excavata, margine acuta; area columellaris planiuscula latissima, callo laevi, crassiusculo tecta, in medio transverse leviter depressa, postice canaliculo profundiusculo, antice plica prominente definita; color fuscus.

Consideraciones sobre el material canario

Los centenares de ejemplares observados procedentes de los yacimientos canarios muestran dos formas extremas: una de ellas (figura 2.18:1), provista de denticulos en el borde interno del labro, también llamado labio externo, coincide con la descripción y figura de *Nerita emiliana* Mayer 1872, y la otra (figura 2.18:2), carente de esos denticulos, coincide con la descripción y figura de *Nerita connectens* Fontannes 1880. Entre las dos formas hay estados intermedios que muestran como, cada vez que crece la concha echando una nueva vuelta, el proceso empieza por la desaparición de los denticulos para luego reaparecer en el nuevo borde del labro (figura 2.18:3). Este proceso de crecimiento de la concha es intermitente y no continuo, quizás se repita tres o cuatro veces y ello coincida con años naturales. Por otra parte, el animal vivo debió ocupar siempre toda la concha disolviendo las vueltas anteriores. Probablemente en relación con ello la concha es espesa y resistente lo que facilita, junto al ambiente litoral, su buena fosilización.

La descripción de Fontannes (1880 *Nerita connectens*, 209 y 210) es la más completa y sirve perfectamente para el material canario con la salvedad de lo referente al borde interior del labro y sus denticulos. La variabilidad de los denticulos está por el contrario muy bien descrita por Joksinowitsch (1910 *Nerita Martiniana*, 81 y *Nerita selvagensis*, 82):

“Concha oval semiglobosa, dilatada por delante, estrechada hacia atrás, muy convexa hacia abajo, bastante espesa, sólida; espira casi plana, compuesta de vueltas reunidas por una sutura simple, linear, superficial, casi enteramente envuelta por la última vuelta; ésta está marcada por cóstulas transversales obtusas, muy poco salientes, en número de 18 a 20; tres o cuatro de entre ellas, en la proximidad de la sutura superior, se bifurcan hacia la mitad de la vuelta, las siguientes se ensanchan un poco, los intervalos que las separan son notablemente más estrechos que las cóstulas; a partir de la mitad del dorso se van estrechando cada vez más hasta volverse sensiblemente más estrechas que los intersticios; hacia el cuarto anterior se observan aún algunas bifurcaciones. Todas las cóstulas están atravesadas por líneas de crecimiento muy finas y regulares, salvo en la proximidad del labro donde ellas forman pliegues bastante acentuados.- Boca semilunar, bastante ancha; labro delgado, cortante, que se espesa hacia el interior a una distancia bastante grande del borde; columela aguda en su borde libre, ligeramente excavada hacia el centro, un poco abultada hacia atrás; plano columelar aplastado, muy ancho, un poco cóncavo, cubierto de una callosidad poco espesa, lisa, marcada hacia el centro de una ligera depresión transversa, bordeada hacia atrás por un canal bien claro, y hacia adelante por un pliegue bastante pronunciado. Toda la concha es de un color marrón oscuro.” (traducido de Fontannes, 1880, 209 y 210).

“Es necesario mencionar que las formas son muy variables. Así, por ejemplo, se cuentan hasta 23 cóstulas espirales sobre la última vuelta de la espira. El número de denticulos intermedios en el interior del labro oscila entre 6 y 9. La misma variabilidad muestra esta especie en el Helveciense de Torino donde aparecen en masa. Además de los adultos, existen individuos jóvenes de la misma especie y localidad. La forma y decoración de la concha es como la de los adultos pero la dentición del labro es diferente: algunos ejemplares casi no tienen denticulos, otros muestran los dos grandes denticulos de la derecha de modo incipiente y ningún denticulo intermedio, otros muestran incipientes también los de la serie intermedia. Por lo tanto, aparecen todos los estadios desde casi sin dientes hasta la denticulación completa” (traducido de Joksinowitsch, 1910, *Nerita Martiniana*, 81).

“De la especie precedente se distingue *N. selvagensis* principalmente debido a que su espira está bien desarrollada, el labio interno es ligeramente diferente y a que en la parte derecha del labro sólo hay un gran denticulo y no dos. Los denticulos de la serie intermedia son de 9 a 15. Los ejemplares más pequeños tienen los denticulos mucho más débiles o están casi sin denticulos y se trata de individuos jóvenes” (traducido de Joksinowitsch, 1910, *Nerita selvagensis*, 82).

El nombre de la especie canaria

Es Sacco (1896, 49), quién plantea por primera vez las líneas generales de la problemática del grupo de neritas mio-pliocenas de Europa que puede relacionarse con los fósiles canarios. En el propio encabezamiento de una de ellas: “*Nerita emiliana* May. (an *N. martiniana* var.)” ya está expresada la duda taxonómica por medio de la partícula latina an. En efecto, también manifiesta su opinión -“Potrebbe essere solo una forte modificazione della *N. martiniana*” - de que podría ser sólo una fuerte modificación de *Nerita martiniana* consistente especialmente en el desarrollo de los denticulos del labro.

A su vez, *Nerita conectens* es sólo una variedad de la *Nerita emiliana* expresada también en el encabezamiento: “*N. emiliana* var. *connectens* Font.” y diagnosticada por su concha generalmente menor y por los denticulos borrados o casi - “*Testa plerumque minor. Denticulationis labialis oblita vel suboblita*” de la que no cabe duda de que es una simple variación o incluso un carácter juvenil - “Non vi è dubbio che trattasi di una semplice variazione della *N. emiliana*, anzi spesso trattasi solo di un carattere giovanile”.

Respecto a *Nerita martiniana*, Sacco (1896, 48) menciona que los ejemplares jóvenes carecen, o casi, de denticulos en el labro. destaca que es muy variable siendo frecuentemente confundida con *Nerita Plutonis* Basterot 1825 y que recuerda a la viviente *Nerita atrata*.

Finalmente, Sacco (1896, 59) encuentra una aplicación estratigráfica de modo que *Nerita martiniana* sería miocena, y la variedad *connectens* de *Nerita emiliana* pliocena, de modo que *Nerita emiliana* marcaría el final del Mioceno y el inicio del Plioceno.

Nerita atrata sería, quizás su descendiente actual. Pero, *Nerita atrata* Gmelin 1788 (1791) y *Nerita senegalensis* Gmelin 1788 (1791) son dos nombres para la misma especie. Esta especie vive en el Golfo de Guinea. Gmelin (3686) identifica el Dunar de Adanson (1757, 188, lámina 13, figura 1) con *Nerita senegalensis*, mientras que Dunker (1853, 15) identifica el Dunar con *Nerita atrata* de Chemnitz. El nombre Dunar dado por Adanson a ejemplares del Senegal es anterior a la nomenclatura válida. Los ejemplares colectados por Dunker proceden de "St Vincent et Benguelam". Nobre (1886, 8) cita también *Nerita atrata* de St. Thomé.

Nerita plutonis, citada de Santa María en las Azores (Bronn, 1862, Mayer, 1864) y de Gran Canaria (Rothpletz & Simonelli, 1890), tiene una diagnosis extremadamente parca (Basterot, 1825) que hace alusión sólo a los surcos de la decoración de la última vuelta y a su final festoneado. La figura proporcionada (figura 3) no permite constatar una semejanza clara con los ejemplares canarios.

Ni *Nerita galloprovincialis* Matheron 1842 ni *Nerita salvagensis* Böhm 1898, citadas, la primera con afinidad, fósiles de las vecinas Islas Salvajes, han sido nunca mencionadas de las Canarias. Aquí, sin embargo, algunos ejemplares tienen la espira algo más desarrollada que el resto (figura 2.18:4) pero este rasgo no va ligado a presencia o ausencia de denticulos ni al desarrollo particular de ninguno de ellos. La vecindad de las Canarias a las Islas Salvajes y la entidad de época geológica hace pensar que la primera especie no está presente y que la segunda es meramente una sinonimia local.

Nerita martiniana Matheron 1842 se crea sobre un ejemplar fragmentado y no hay una diagnosis completa. En ella no se mencionan denticulos aunque sí en el breve comentario. La figura muestra unos denticulos superiores incipientes.

Finalmente, el material canario con los denticulos del interior del labro se ajusta perfectamente a la diagnosis y figura de *Nerita emiliana* Mayer 1872. Así mismo, el material canario sin esos denticulos se ajusta perfectamente a la diagnosis y figura de *Nerita connectens* Fontannes 1880. Esta última, considerada por Sacco una variedad de la anterior o una forma juvenil, es simplemente el estadio de crecimiento de la última vuelta de la espira, no propiamente juvenil porque se repite varias veces a lo largo de su vida.

Por todo ello el nombre utilizado para el material canario es el de *Nerita emiliana* Mayer 1872, sin que ello descarte su relación íntima con *Nerita martiniana* Matheron 1842 y su parentesco, aunque más lejano, con la especie viviente *Nerita senegalensis* Gmelin 1788.

Estadística

Las neritas canarias son lo suficientemente abundantes para permitir la aplicación de métodos estadísticos que cuantifican sus similitudes o diferencias.

En orden a obtener conclusiones bioestratigráficas se comparan por medio de la bioestadística cuatro grupos de *Nerita*:

Procedencia e interés geológico

Un primer grupo (figura 2.18:5 y 6) procede del depósito marino del Aljibe de La Cueva en la isla de Fuerteventura. Este depósito se prolonga ininterrumpidamente hacia el sur por la costa occidental a lo largo de unas decenas de km. El interés estriba en que está bajo diferentes coladas basálticas datadas radiométricamente en 4.2 ma y 1.8 ma (Abdel-Monem et alii, 1971), 5.8 ma y 2.7 ma (Meco & Stearns, 1981) 5.0 ma, 2.9 ma, 2.7 ma, 2.9 ma, 2.4 ma (Coello et alii, 1992), 4.8 ma (Meco et alii, 2005) respectivamente por lo que es indudablemente del Plioceno inferior pues la colada datada en 5.8 ma es la misma datada más tarde en 5.0 ma y en 4.8 ma.

El segundo grupo procede de Costa Calma (figura 2.18:7 y 8) en la costa sur de la península de Jandía también en Fuerteventura. Aquí no hay ninguna lava sobre los depósitos lo que ha permitido que algunos autores (Zazo et alii, 2002) los hayan atribuido al Episodio IX, entre XII que describen siendo el I el más antiguo y el XII holoceno. Este Episodio IX correspondería al MIS 11, es decir al Pleistoceno medio, hace unos 400.000 años. Mientras que para otros autores (Meco, 1977, Meco et alii 2005, 2007) se trata del mismo Plioceno inferior que el de la costa occidental cuatro millones de años más antiguo, por lo menos.

El tercer grupo, procede de La Isleta en Gran Canaria (figura 2.18:9, 10, 11, 12 y 13) malinterpretada como Pleistoceno superior (Meco et alii, 2006) antes de conocerse el resto de la fauna y bajo presión de una datación radiométrica muy errónea es también Plioceno inferior.

Finalmente, el cuarto grupo procede de ejemplares actuales de Guinea Ecuatorial, la mayor parte de ellos de la isla de Bioko (figura 2.18: 14 y 15) y algunos de Rio Benito y Cabo San Juan (figura 2.18:16) en el continente. Su interés estriba en cuantificar las diferencias que muestra con las fósiles de Canarias ya que ha sido confundida con ellas.

Biometría

Se han utilizado cuatro parámetros que mejor muestran la variabilidad:

El número de cóstulas sobre la última vuelta contadas desde las proximidades del borde externo del labro. Su variabilidad va desde la presencia de surcos que las separan claramente hasta incontables estrías que acaban en un aspecto externo liso.

El número de dentículos intermedio. En la fórmula denticular se han distinguido cinco categorías de dentículos sucesivamente dispuestas a partir de la zona del labro más próxima al ápice de la concha. La primera consta de un solo dentículo que puede ser, en relación a los demás, pequeño, mediano, grande, incipiente o simplemente no existir. Suele ser grande pero no tanto como el siguiente. La segunda categoría consta también de un sólo denticulo y es el más grande de todos los existentes en el interior del labro externo. La tercera consta de numero-

Los dentículos pequeños o incipientes que casi no se pueden percibir a simple vista. La cuarta consta de un solo dentículo que a veces tiene el mismo aspecto que los del grupo anterior pero que también puede ser muy grande. Finalmente la última se refiere a los que se sitúan después de un pequeño surco y allí no suele haber dentículos aunque a veces aparecen uno o dos incipientes. La variedad máxima se encuentra en el número de dentículos intermedios, es decir, la categoría tercera.

La anchura máxima medida con el labro interno o columelar en posición vertical es la distancia mayor desde el punto más saliente del labro externo hasta la proyección más saliente de la última vuelta suele estar hacia la mitad de la altura.

La altura del labro, en la misma posición anterior, es la distancia más corta entre los bordes superior e inferior del labro externo.

Metodología

Ninguno de los cuatro parámetros analizados presenta una distribución gaussiana, por lo que se ha utilizado la mediana y no la media como valor descriptivo. Para comparar grupos, es decir, para ver si existen diferencias en un parámetro en las cuatro localidades (Aljibe de la Cueva, Costa Calma La Isleta y actuales de Guinea Ecuatorial) se ha utilizado el programa InStat 3.0b y aplicado el método no paramétrico Kruskal-Wallis para determinar si existen diferencias significativas y el test de comparación múltiple de Dunn. Para determinar las correlaciones entre dos parámetros de una misma localidad se ha utilizado el método no paramétrico de Spearman.

Resultados

(figuras 2.19: 1, 2, 3 y 4)

Las neritas actuales (*Nerita senegalensis*) son diferentes, con diferencias muy significativas, en los cuatro parámetros a las neritas fósiles de Costa Calma y el Aljibe de la Cueva (*Nerita emiliana*). Luego se trata de dos especies y no de una única.

Las *Nerita emiliana* de Costa Calma y las de Aljibe de la Cueva no se diferencian entre sí en ninguno de los cuatro parámetros. Luego, dado que las de Aljibe de la Cueva son pliocenas las de Costa Calma también lo serán.

Las neritas de la Isleta son diferentes a las actuales en cuanto al número de cóstulas y dentículos (y similares a las de Costa Calma y Aljibe de la Cueva) pero similares en cuanto tamaño (y diferentes en esto a las de Costa Calma y Aljibe de la Cueva). Como el tamaño no parece tener la suficiente entidad frente a la morfología exterior y denticular para constituir una especie diferente se deduce que se trata de *Nerita emiliana* con rasgos que la aproximan a *Nerita senegalensis*

La presencia de neritas con conchas lisas (Aljibe de la Cueva 0%, Costa Calma 0%, La Isleta 30%, actuales Guinea Ecuatorial 92%) muestra también el grado de esta proximidad.

La presencia de neritas sin dentículos (Aljibe de la Cueva 72,7%, Costa Calma 34%, La Isleta 25%, actuales Guinea Ecuatorial 0%) corresponde a una etapa cíclica de desarrollo y sólo muestra la afinidad entre *Nerita emiliana* y su forma *Nerita connectes* así como su independencia de *Nerita senegalensis*. La correlación entre diferentes parámetros muestra que no existe una relación significativa entre el número de dentículos y el tamaño en ningunas de las localidades. Tampoco hay una diferencia significativa en los tamaños de las que no tienen dentículos y las que los tienen en la muestra de Costa Calma.

Sin embargo, en la Isleta, la mediana de la anchura máxima en las que carecen de dentículos es 17.8 mm mientras que en las de Costa Calma es de 18.7 mm, pero en general, no existe una relación clara entre dentición y tamaño. De ello se deduce que *Nerita connectens* no es una forma juvenil sino un estadio cíclico sin dentículos de *Nerita emiliana*.

En cuanto a la dispersión de puntos anchura máxima-altura del labro, existe una relación muy significativa entre ambos parámetros en las cuatro procedencias: a mayor anchura, mayor altura (figura 2.20). Las líneas de tendencia son similares también en las cuatro procedencias, si bien la dispersión varía de unas a otras, ya que las actuales varían menos.

Ecología y paleoclima

Al significado paleoclimático de las neritas fósiles de Canarias (*Nerita emiliana*) sólo se puede acceder a través de los datos biogeográficos (figura 2.21) y locales de la especie actual africana (*Nerita senegalensis*).

Localidades geográficas

(*Nerita senegalensis* Gmelin. Sinonimia *Nerita atrata* Gmelin)

Costa de Africa e islotes

Benguela (Angola) -Dunker, 1853

Angola -Gofas, Pinto Afonso & Brandao w/d, despues de 1980

Landana, (Cabinda, Angola) -Craven, 1882

Pointe-Noire (Congo) -Nicklès, 1947; Marche-Marchad, 1958

Pointe-Noire (Congo) -Collignon, 1960

Pointe Noire (Congo) -Nicklès, 1952

Libreville (Gabon) -Nicklès, 1952

Libreville, Denis (Gabón) -Dautzenberg, 1912

Port-Gentil (Gabón) -Nicklès, 1952

Gabon -Bernard, 1984
 Cabo San Juan (Guinea Ecuatorial) -Hidalgo, 1910; Tomlin & Shackelford, 1914
 Bata, R. Benito, C. San Juan, (Guinea Ecuatorial) -Meco, 1976; Meco, 1977
 Nyong, Campo (Camerun) -Nicklès, 1949
 Longji, Eboundja, Kribi (Camerun) -Nicklès, 1949
 Lagos (Nigeria) -Marche-Marchad, 1958
 Forteresse de Mina (Angola) = Elmina (Ghana) -Nobre, 1909
 Prampram, Teshi, Christiansborg, Winneba, Dixcove, Princes Town, Axim (Ghana) -Buchanan, 1954
 Ghana -Lawson, 1956
 Iture (Ghana) -Antwi & Ameyaw-Akumfi, 1987
 Sassandra (Costa de Marfil) -Lamy, 1908
 Tabou , S. Pedro (Costa de Marfil) -Lamy, 1927
 Conakry (Guinea) -Hoyle, 1887
 Boulbiné, Tamara, Conakry, Crawford, Islotes de Los (Guinea) -Dautzenberg, 1912
 Islotes de Los. Conakry (Guinea) -Nicklès, 1947, Marche-Marchad, 1958
 Gorée I. (Senegal) -Adanson, 1757; Fischer-Piette, 1942; Gmelin, 1788
 Dakar (Senegal) -Hoyle, 1887
 Dakar (Senegal) -Dautzenberg, 1890
 Dakar, Rufisque (Senegal) -Dautzenberg, 1891
 Anse Barnard, Dakar (Senegal) -Dautzenberg, 1910
 Hann, Point de Bel-Air (Dakar, Senegal) -Dautzenberg, 1912
 Dakar (Senegal) -Nicklès 1947; Nicklès, 1950; Marche-Marchad, 1958
 Gulf of Guinea -Chemnitz, 1781
 W. Africa -Tryon, 1888
 Benguela, Gabon, Senegal -Dautzenberg, 1910
 Angola al Senegal -Tomlin &.Shackelford, 1914
 Benguela al Senegal - Nicklès, 1950
 Westafrika -Nordsieck, 1968

Islas

Pagalu (Guinea Ecuatorial) -Alvarado & Alvarez, 1956 (como *Nerita achatina* Reeve)
 São Tomé -Nobre, 1887; Nobre, 1909
 São Tomé -Hoyle, 1887
 São Tomé -Lamy, 1907
 São Thomé -Tomlin & Shackelford, 1914
 Príncipe -Nobre, 1909; Tomlin & Shackelford, 1914
 Malabo, R. Cónsul (Bioko, Guinea Ecuatorial) -Bofill y Poch & Aguilar-Amat, 1924

Aleñá, Punta Fernanda (Bioco, Guinea Ecuatorial) -Meco, 1976; Meco, 1977
 St. Vincent (Cabo Verde) -Dunker, 1853
 Cabo Verde -Tausch, 1884
 Porto Praya (Santiago, Cabo Verde) -Hoyle, 1887
 Cabo Verde -Tryon, 1888
 Branco (Cabo Verde) -Locard, 1897; Nobre 1909
 Branco (Cabo Verde) -Dautzenberg, 1900
 Santo Antão, S. Nicolau, Maio, Sal (Cabo Verde) -Nobre, 1909
 Rombo (Cabo Verde) -Nobre, 1909
 Cabo Verde -Dautzenberg, 1910; Tomlin & Shackelford, 1914
 S. Vicente, Sal, S. Tiago (Cabo Verde) -Marche-Marchad, 1956; Marche-Marchad, 1958
 Cabo Verde -Nordsieck, 1968
 Calheta, Algodoeiro (Sal, Cabo Verde) -Burnay & Monteiro, 1977
 B. das Gatas (S. Vicente); Praia (S. Tiago) (Cabo Verde) -García-Talavera & Bacallado, 1981

Biotopo

(*Nerita senegalensis*).

Todas las especies del Género *Nerita*, aproximadamente unas 200, viven en la zona costera intermareal de las aguas más cálidas del planeta. *Nerita senegalensis*, la descendiente actual de las *Nerita emiliana* fósiles en Canarias, es una especie que vive exclusivamente en las Islas Cabo Verde (15°N) y en el Golfo de Guinea desde Dakar hasta Benguela (15°N a 12°S). Es característica del ambiente intermareal o franja supralitoral (Lawson 1956; Oyenekan & Olufowobi, 1987; Antwi & Ameyaw-Akumfi, 1987) con un promedio anual de valores de la temperatura superficial del mar entre unos 24°C en las Islas Cabo Verde y unos 27°C en el Golfo de Guinea en la zona Ecuatorial donde la variación estacional es mínima debido principalmente a que la duración del día y de la noche es igual todo el año (Font Tullot, 1951).

Conclusión biostratigráfica

La conclusión biostratigráfica es la más importante: ninguna nerita fósil en Canarias es pleistocena. Su presencia en todos los yacimientos mio-pliocenos del archipiélago la convierten en un valioso fósil guía al que le corresponde el nombre de *Nerita emiliana* Mayer 1872.

El yacimiento de La Isleta, a 55 m de altura, de ninguna manera es posterior al inicio del deterioro climático en el Atlántico norte hace unos 3.5 millones de años con el que desaparecen las faunas mio-pliocenas, extremadamente cálidas, de las aguas de Canarias. Por lo tanto, el episodio MIS 5.1 publicado (Meco et alii, 2006) como presente en La Isleta (Gran Canaria) no existe sino que se trata simplemente de depósitos marinos mio-pliocenos muy similares a los que están en el noroeste de Gran Canaria a poca distancia y alturas similares.



Figura 2.1 - Valva izquierda de *Saccostrea chili* (Simonelli in Rothpletz y Simonelli 1890), identificada con *Saccostrea perrostrata* (Sacco 1897). Su talón o rostro ocupa la mitad de la longitud de la valva y se prolonga en el mismo plano. El surco ligamentario es sinuoso. Procede de El Aljibe de la Cueva, en la costa occidental de Fuerteventura. Edad circa 4.8 ma. Tamaño 100 mm.



Figura 2.3 - *Nerita emiliana* Mayer 1872. Mio-plioceno de Costa Calma, en el sur de Jandía, Fuerteventura. De seis a ocho dientes menores en el borde el interior del labro -labio externo de la abertura de la concha- situados entre dos más robustos. Los cordones espirales asoman salientes en el borde externo del labro. Longitud máxima: 23 mm.



Figura 2.4 - *Nerita senegalensis* Gmelin 1788. Ejemplar actual procedente de Bioko (Playa del aeropuerto) en Guinea Ecuatorial. Uno de sus rasgos distintivos es la presencia en el borde interior del labro de una docena de denticulos menores, situados entre otros dos algo más desarrollados. Exterior liso de color negro y con la boca blanca -*testa nigerrima intus alba*...(Gmelin, 1788, 3686). Longitud máxima: 17 mm.



Figura 2.2 - Valva izquierda de *Saccostrea cucullata* (Born 1780). Procede del Pleistoceno medio de la costa de Arucas, en la isla de Gran Canaria, datado radiométricamente en 420.000 años -MIS 11.3- (Meco et alii, 2002). Su talón o rostro forma ángulo recto con el resto de la valva. Este rasgo es una de las diferencias con las otras especies del Género *Saccostrea* del Mioceno y del Plioceno. Longitud máxima incluido talón: 105 mm.



Figura 2.5 - *Strombus coronatus* DeFrance 1827. Procede de los depósitos marinos mio-pliocenos de Costa Calma, costa sur de Jandía en Fuerteventura. El labro predomina sobre la espira. Longitud máxima: 150 mm.



Figura 2.6 - *Strombus bubonius* Lamarck 1822. Procede de la Isla de Corisco situada entre Gabón y Guinea Ecuatorial. La espira predomina al labro. Longitud máxima: 98 mm.



Figura 2.7 - En las cercanías del Paseo de Chil, Las Palmas de Gran Canaria, *Ancilla glandiformis* (Lamarck 1822) muestra la inconfundible forma a la que debe su nombre específico.



Figura 2.8 - *Rothpletzia rudista* Simonelli in Rothpletz y Simonelli 1890, en posición de vida, adherida al sustrato rocoso y en grupo. Cercanías del Paseo de Chil en Las Palmas de Gran Canaria.

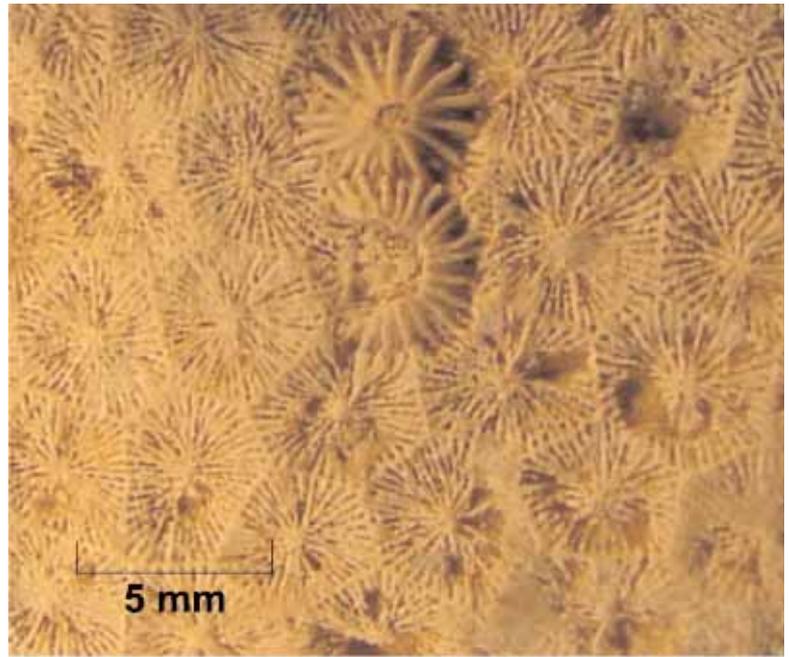


Figura 2.9 - Detalle de los cálices de *Siderastraea miocenica* Osasco 1897, procedente de El Paso del Andrés en Lanzarote. Diámetro mayor de 5 mm. El número más frecuente de sus tabiques oscila entre 30 y 40 y los del primer ciclo son de mayor espesor. En el anillo sinápticular los sináptículos son numerosos.



Figura 2.10 - Valva izquierda de *Isognomon soldanii* (Deshayes 1836). Procede de Corral Blanco, cercanías de Papagayo, sur de Lanzarote. Especie miopliocena. Longitud máxima: 100 mm.



Figura 2.11 - *Patella ambroggii* Lecoindre 1952. Depósitos marinos de inicios del Plioceno -hace circa 4.8 ma- en Santa Inés, Fuerteventura. Estas grandes lapas fósiles siempre aparecen con el molde interno incorporado y con el ápice roto. Sus escasas y prominentes cóstulas le dan un contorno pentagonal. Longitud máxima: 100 mm.



Figura 2.12 - *Clypeaster aegyptiacus* Wright 1861. Procede de los conglomerados marinos rubefactados de Barranco Seco en Las Palmas de Gran Canaria. Cedido por José María Marrero Berbel, 1976. Longitud máxima: 115 mm.

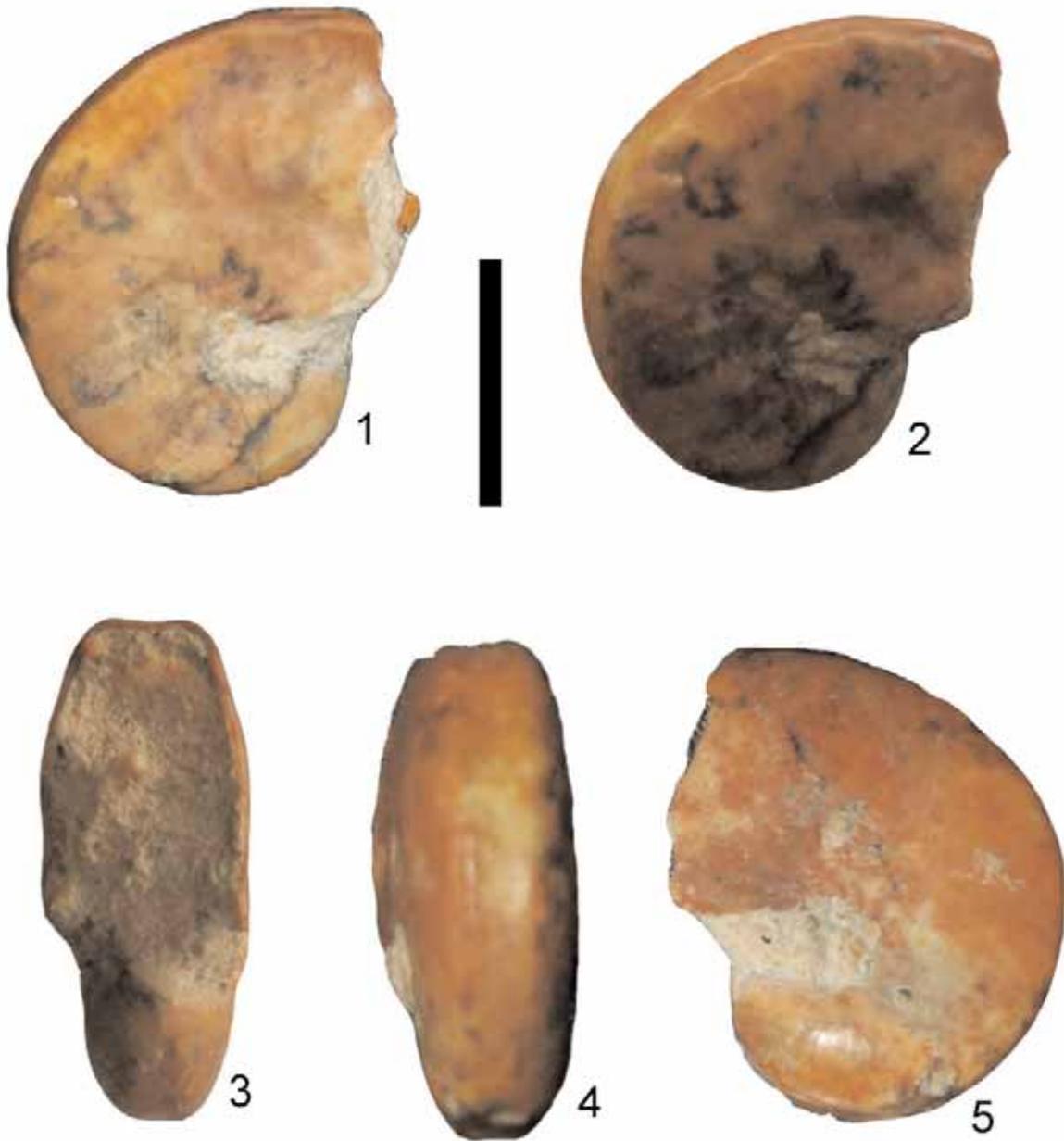


Figura 2.13 - Concha de cápsula ovígera de *Argonauta isolinae* n. sp. LPDPULPGC.T1 del nivel rubefactado de los depósitos del Plioceno inferior de Las Palmas de Gran Canaria. Norma lateral izquierda (1 y 2) con diferente iluminación que permite destacar las cóstulas incipientes (1) y las ondulaciones de la carena (2). En norma oral (3) destaca el aspecto rectangular y las aurículas paralelas. Las dos carenas (4) muestran nódulos incipientes en disposición alternante. Norma lateral derecha (5). La barra representa 10 mm.



Figura 2.14 – Topógrafo y precisos aparatos de topografía situados en Roque del Moro (Barlovento de Jandía en Fuerteventura) sobre la parte superior encostrada de los depósitos marinos mio-pliocenos. La posición geográfica y la altura sobre el mar se miden mediante satélites. La altura de estos depósitos marinos fosilíferos fue publicada por primera vez por Hartung en 1857. Obtuvo un resultado de 175 o 200 Fuss (unos 53 o 61 m) mientras que la medida obtenida por teledetección es de 50.47 m. Precisión que debe ser valorada con criterio geológico.

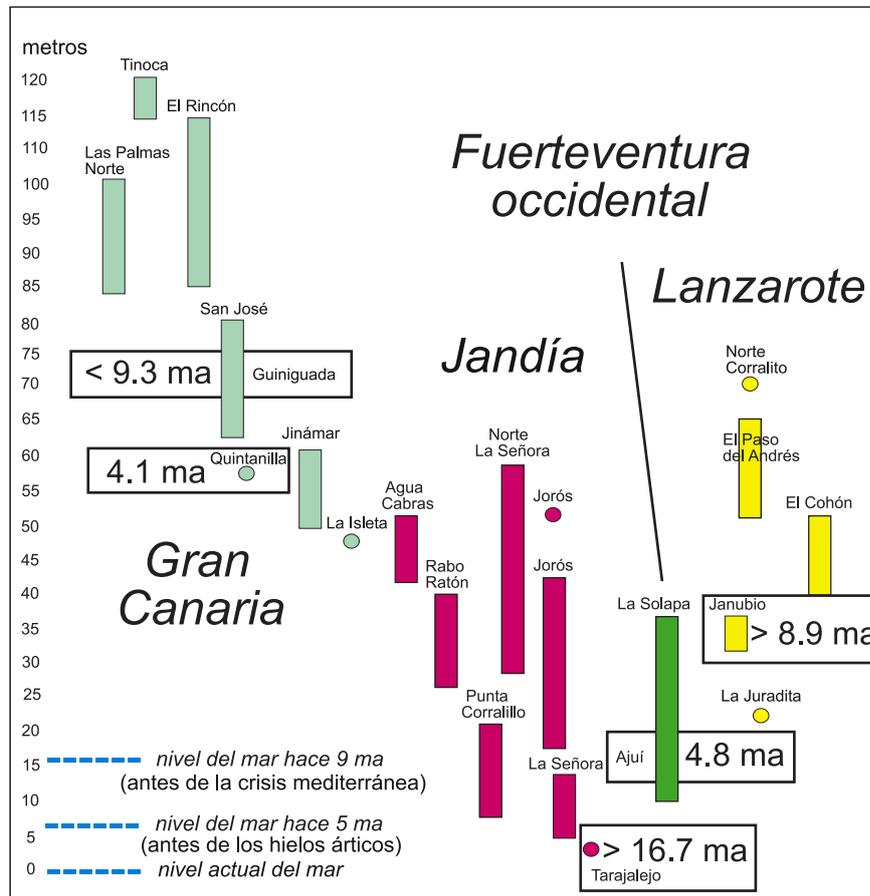


Figura 2.15 – Alturas máximas y mínimas de los tramos continuos de los depósitos marinos que contienen la misma fauna mio-pliocena en Canarias. Los depósitos de Gran Canaria, salvo muy rara excepción, nunca han sido considerados pleistocenos. Sin embargo, los de Lanzarote y Fuerteventura han sido considerados, por deficiencia en el estudio paleontológico, pleistocenos y de origen glacioeustático (trabajos precedentes tratados en el capítulo primero). Por el contrario, el gráfico patentiza una tectónica que afecta a las islas sucesivamente y en diferente grado: primero a Fuerteventura, bastante más tarde a Lanzarote y Jandía y finalmente a Gran Canaria. Justo en el orden en que se alejan de África. Los discontinuidades entre los tramos son muy escasas y se deben a fallas y a una fuerte erosión aunque hubo más de una pulsación vertical en cada isla.

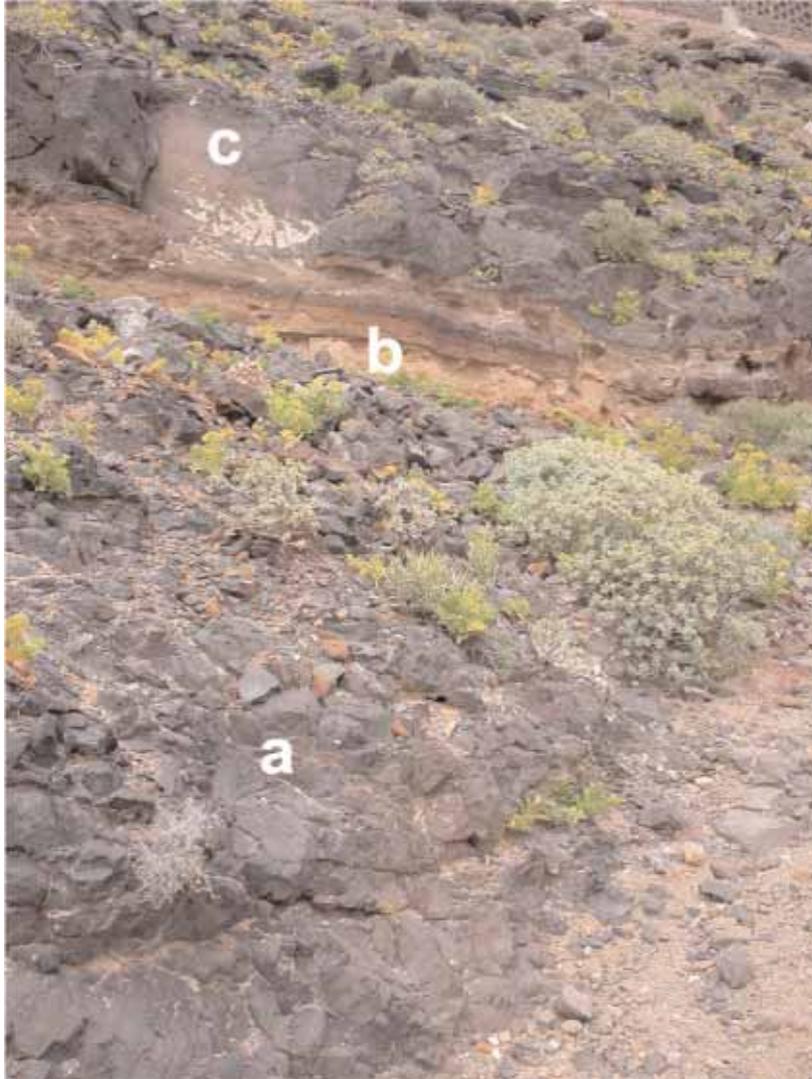


Figura 2.16 – Un punto singular. En El Marmol, costa norte de Gran Canaria, un paleosuelo (b) contiene ootecas fósiles y está intercalado entre dos coladas de lavas. La colada basáltica inferior (a) tiene circa 3 ma y la colada basáltica superior (c) tiene circa 2.91 ma (Guillou et alii, 2004, tabla 1, figura 2: dataciones GCR-49 y GCR-48). Este punto es singular por la extraordinaria información que proporciona: las ootecas representan el mecanismo de supervivencia de insectos acrididos en incipiente régimen climático estacional, árido y con pausas húmedas, semejante al actual del Sahel. Esto, hace circa 2.9 ma, testimonia el primer cambio climático detectado en Canarias tras los episodios marinos con fauna cálida de tipo ecuatorial y coincide con el inicio de la instalación de los hielos en el Hemisferio Norte (Haug et alii, 2005).

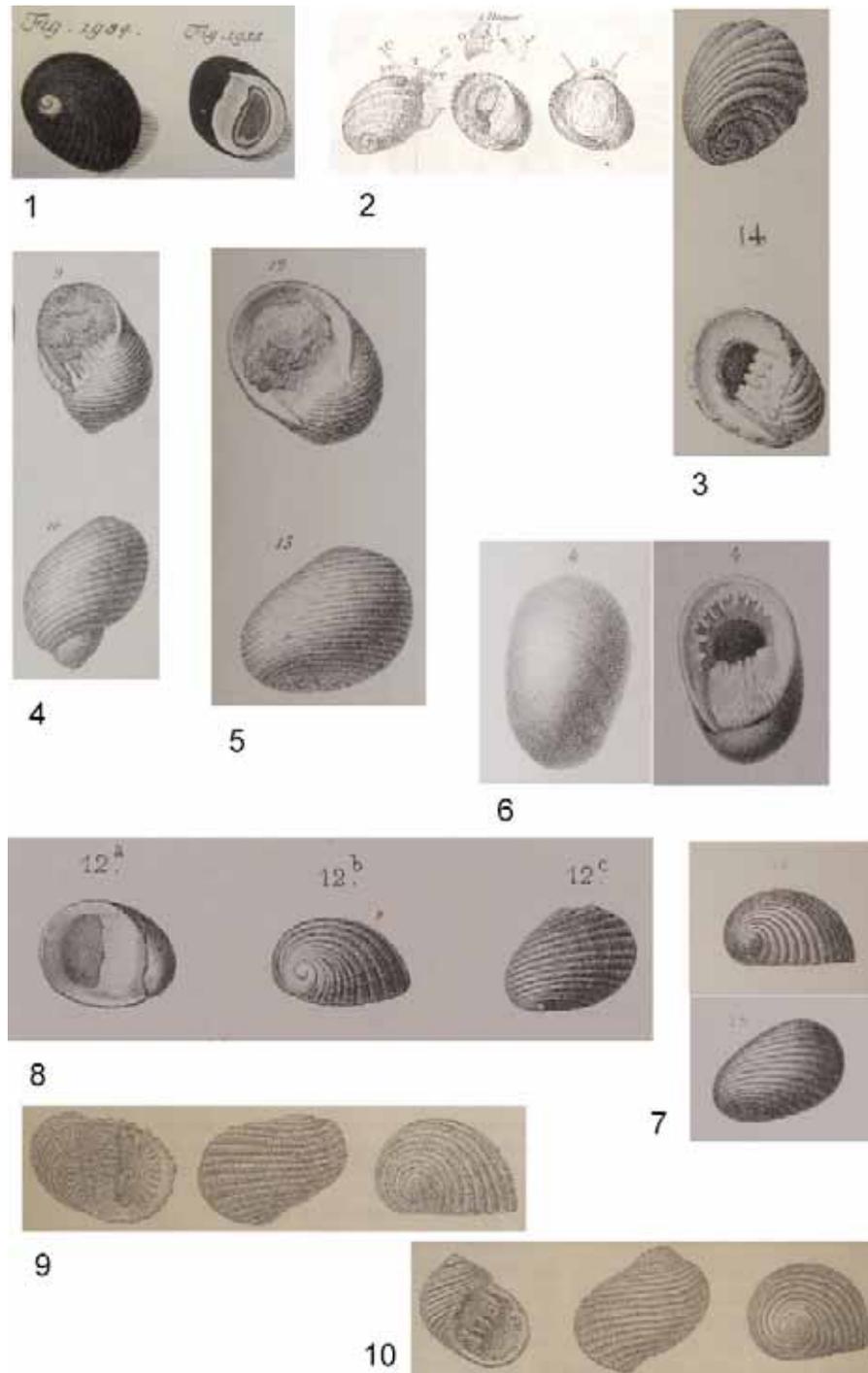


Figura 2.17.- 1) Reproducido de la obra de Chemnitz, 1781. 2) Reproducido de la obra de Adanson, 1757. 3) Reproducido de la obra de Basterot, 1825 - *Nerita plutonis*. 4) Reproducido de la obra de Matheron, 1842 - *Nerita galloprovincialis*. 5) Reproducido de la obra de Matheron, 1842 - *Nerita martiniana*. 6) Reproducido de la obra de Mayer, 1872 - *Nerita emiliana*. 7) Reproducido de la obra de Locard, 1877 - *Nerita martiniana*. 8) Reproducido de la obra de Fontanes, 1880 - *Nerita connectens*. 9) Reproducido de la obra de Böhm, 1898 - *Nerita martiniana*. 10).- Reproducido de la obra de Böhm, 1898 - *Nerita salvagensis*. (Abteilung Bibliotheken Naturhistorisches Museum Wien).

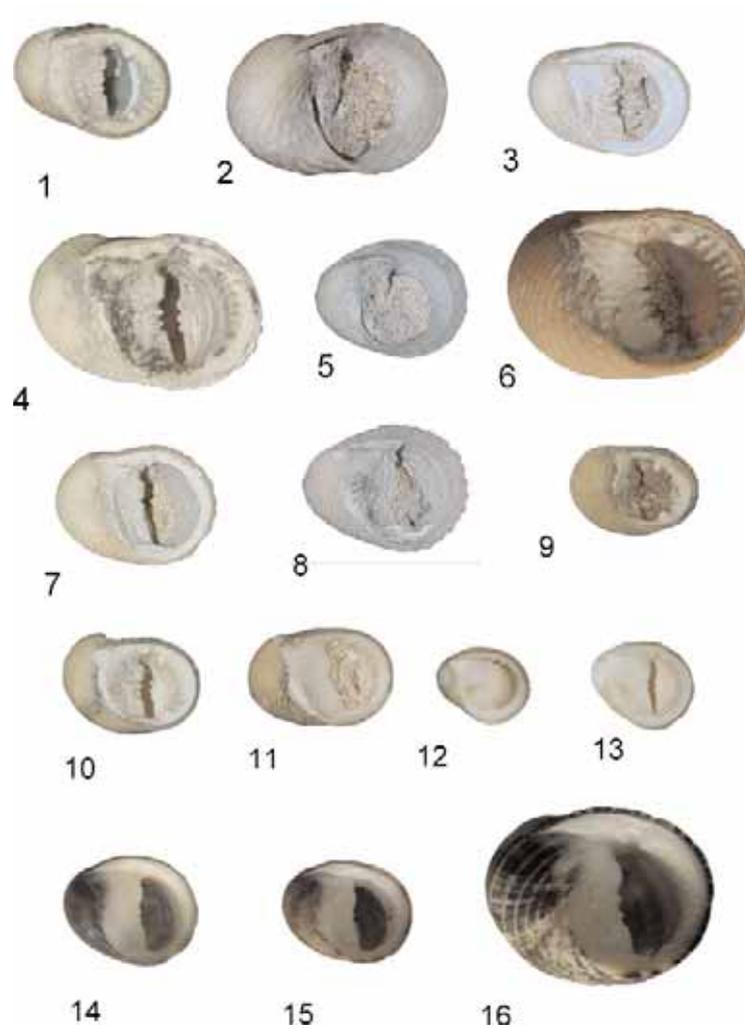


Figura 2.18.- 1) *Nerita emiliana* procedente de Costa Calma (Fuerteventura) que muestra la denticulación completa en el interior del labro con gran desarrollo de los dientes laterales y los surcos y cóstulas espirales marcados. 2) *Nerita emiliana* procedente de Costa Calma (Fuerteventura) que carece de denticulación en el interior del labro. 3) *Nerita emiliana* procedente de Costa Calma (Fuerteventura) con denticulación incipiente en el interior del labro. 4) *Nerita emiliana* procedente de Costa Calma (Fuerteventura) con espira desarrollada. 5) *Nerita emiliana* procedente de Aljibe de la Cueva (Fuerteventura) mostrando los surcos de la última vuelta de la espira y su prolongación en un borde festoneado del labro. Carece de dentículos en su borde interno. 6) *Nerita emiliana* procedente de Aljibe de la Cueva (Fuerteventura) mostrando los surcos de la última vuelta de la espira y los dentículos del interior del labro bien desarrollados. 7) *Nerita emiliana* procedente de Costa Calma (Fuerteventura) con denticulación incipiente en el interior del labro. 8) *Nerita emiliana* procedente de Costa Calma (Fuerteventura) sin denticulación y con el borde del labro festoneado. 9) *Nerita emiliana* procedente de La Isleta (Gran Canaria) mostrando un gran desarrollo de los dentículos extremos aunque falta el primer dentículo derecho. 10) *Nerita emiliana* procedente de La Isleta (Gran Canaria). En el ejemplar los dos dentículos derechos (o superiores) son bien patentes. 11) *Nerita emiliana* procedente de La Isleta (Gran Canaria). Aunque los surcos están bien marcados (rasgo arcaico) la denticulación es menos acentuada y los dentículos intermedios son numerosos (rasgo moderno). 12) *Nerita emiliana* procedente de La Isleta (Gran Canaria). Con surcos atenuados y dentículos intermedios numerosos (rasgos modernos). 13) *Nerita emiliana* procedente de La Isleta (Gran Canaria) con rasgos modernos. 14) *Nerita senegalensis*. Ejemplar actual procedente de la Isla de Bioko (Guinea Ecuatorial) con decoración lisa. 15) *Nerita senegalensis*. Ejemplar actual procedente de la Isla de Bioko (Guinea Ecuatorial) con decoración costular. 16) *Nerita senegalensis*. Ejemplar actual procedente de Cabo San Juan, cerca de la desembocadura del Río Muni (Guinea Ecuatorial) con decoración costular acentuada.

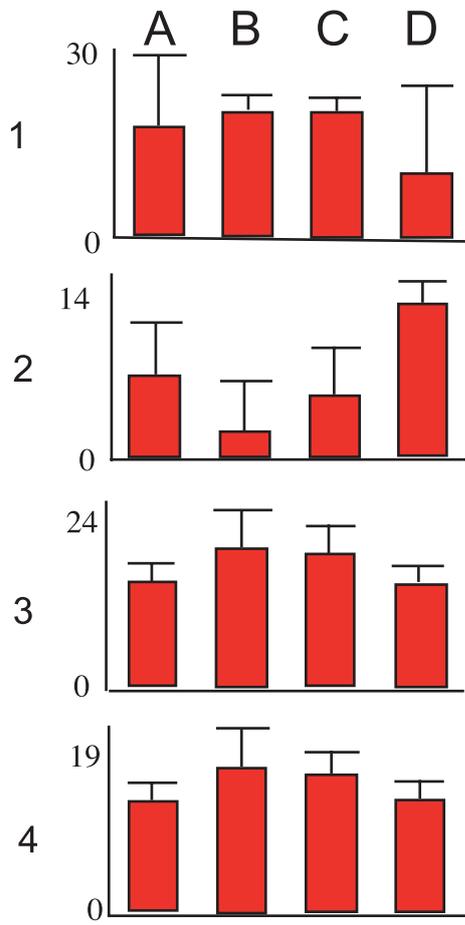


Figura 2.19,- 1) Comparación de la media y desviación estándar del número de cóstulas (separadas por surcos) en las cuatro poblaciones seleccionadas. 2) Comparación de la media y desviación estándar del número de denticulos intermedios en el borde interno del labro en las cuatro poblaciones seleccionadas. 3) Comparación de la media y desviación estándar de la anchura máxima en mm en las cuatro poblaciones seleccionadas. 4) Comparación de la media y desviación estándar del número de la altura del labro en mm en las cuatro poblaciones seleccionadas. A) La Isleta en Gran Gran Canaria, B) Aljibe de la Cueva en Fuerteventura, bajo lavas pliocenas, C) Costa Calma en la península de Jandía de Fuerteventura y D) actuales de Guinea Ecuatorial.

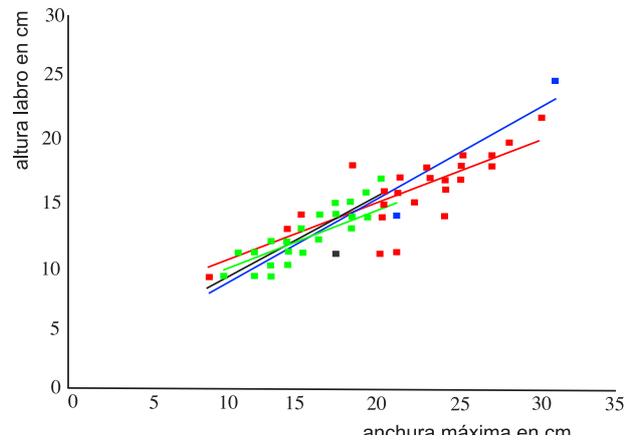


Figura 2.20.- Dispersión de puntos y líneas de tendencia. En negro: La Isleta en Gran Gran Canaria. En azul: Aljibe de la Cueva en Fuerteventura, bajo lavas pliocenas. En rojo: Costa Calma en la península de Jandía de Fuerteventura. En verde: actuales de Guinea Ecuatorial.

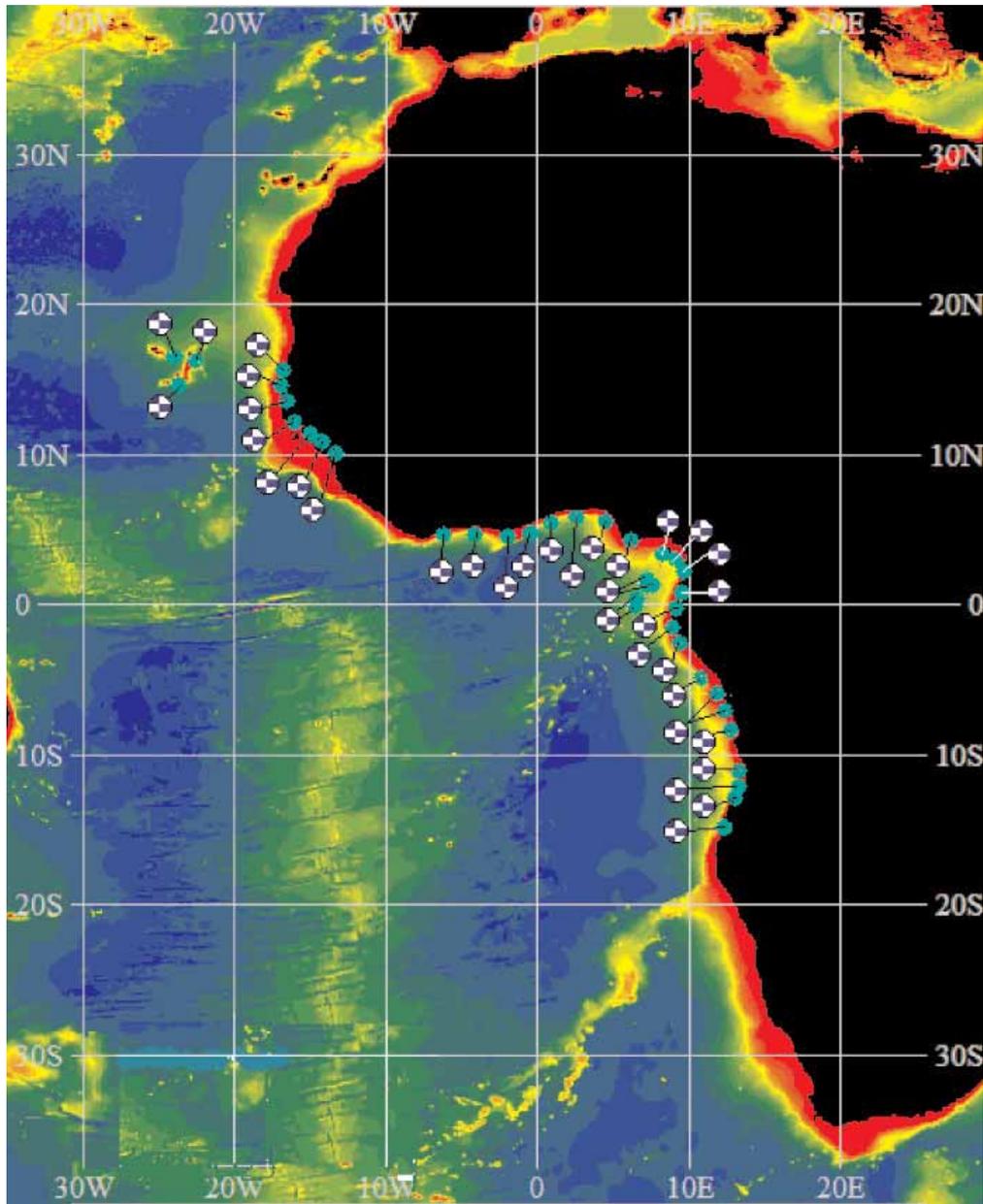


Figura 2.21.- La distribución geográfica de *Nerita senegalensis* muestra claramente su dependencia de las aguas más cálidas del Atlántico limitadas por las aguas más frías de la Corriente de Canarias al norte y la de Benguela al sur. Los colores indican profundidades oceánicas.

03 DISCURSO GEOLÓGICO

J Meco, S Scaillet, H Guillou, JC Carracedo, A Lomoschitz, JF Betancort, J Ballester, P Medina, A Cilleros, E Soler-Onís,

En las tres islas orientales más grandes del Archipiélago Canario aparecen restos de antiguas costas.

Los depósitos miocenos y pliocenos

En el Mioceno superior y en el Plioceno inferior, hace entre nueve y cuatro millones de años, estas islas aún no tenían ni el número ni la configuración actual. Las edades radiométricas de los episodios volcánicos revelan que las islas menores no existían. Había una Lanzarote del norte en Famara y otra del sur en Los Ajaches. Fuerteventura, sin el extremo noreste y con una Jandía inestable, tendría forma de ángulo. Gran Canaria sería rectangular y creciente hacia el norte.

Una parte de los restos conservados de estas líneas de costa antiguas fue modelada por la acción del mar en el litoral y es, por lo tanto, de origen marino. Constituyen depósitos de conglomerados y areniscas fosilíferos. A ella le sucedió en el tiempo, y en la estratigrafía, otra parte de restos formada por el viento y por las aguas de escorrentía. Las dunas y aluviones resultantes son de origen terrestre, es decir, no marino.

La fauna fosilizada, que aparece incluida en los restos, es propia de ambiente litoral y proporciona información principalmente sobre el paleoclima y sobre su posición en la escala de los tiempos geológicos.

En algunos puntos, los restos marinos o los terrestres ocurrieron en sincronía con episodios volcánicos o fueron parcialmente sepultados por coladas de lavas

posteriores. Esta circunstancia afortunada permite realizar dataciones y situar los episodios sedimentarios marinos y terrestres en la historia volcánica de las islas y en la historia paleoclimática del Atlántico norte. Estos puntos son singulares por su importancia geológica.

Los depósitos son lo bastante antiguos para que estén afectados por la tectónica y por la instalación de la red hidrográfica. Todos los barrancos se han excavado posteriormente. Estos depósitos marinos y terrestres han sufrido una destrucción parcial por el arrastre aluvial, el retroceso de los acantilados marinos y grandes aludes de rocas, así como procesos de rubefacción, disolución y recristalización. Están previsiblemente ocultos por dunas y aluviones pleistocenos pero también destrozados por la maquinaria empleada en las urbanizaciones.

Por todo ello interesan la extensión, relación con el volcanismo, los puntos singulares datados, la fauna y flora fósil, el diastrofismo, la evolución del paleoclima y el exterminio mostrados por los depósitos marinos y terrestres de finales del Mioceno y del Plioceno inicial en el sur de Lanzarote, en la costa occidental de Fuerteventura, en Jandía y en el norte de Gran Canaria.

Lanzarote

En Lanzarote se conservan los depósitos con fauna marina característica mio-pliocena únicamente en el sur de la isla. Son visibles en tres áreas geográficas: la del Janubio al este, la del Papagayo-Los Ajaches al sur y la de Playa Quemada (figura 3.1) al oeste. Entre los Morros de Hacha Chica y Janubio se encontrarían ocultos por abanicos aluviales y, sobre todo, por las lavas pleistocenas (circa 200.000 años) de Femés que ocupan la mayor extensión. Entre La Punta del Garajao y Las Coronas desaparecerían por la erosión, tanto del acantilado marino como la producida en las desembocaduras de los profundos barrancos. El acantilado, en ese tramo de costa, es más alto que la mayor altura que alcanzan los depósitos marinos – 70m.

La fauna marina utilizada como guía es el omnipresente terno *Saccostrea*, *Nerita* y *Strombus* reforzado por la presencia ocasional de *Rothpletzia rudista*, *Ancilla glandiformis* y del coral *Siderastraea miocenica*, especies indiscutiblemente mio-pliocenas. Estos fósiles están, además, acompañados por otras numerosas especies exclusivas o no del Mioceno terminal y del Plioceno inicial. Las localidades en las que aparecen muestran su independencia con respecto a la altura que alcanzan los depósitos (figura 3.1): *Rothpletzia rudista* aparece a circa 24 m pero también a circa 51 m; *Ancilla glandiformis* aparece a circa 21 m pero también a circa 60 m; *Siderastraea miocenica* aparece a circa 36 m pero también a circa 70 m. En El Paso del Andrés aparecen las tres juntas, además del terno *Saccostrea*, *Nerita* y *Strombus*, a circa 50 m. Aunque todas estas especies están extinguidas, y también el género *Rothpletzia*, los géneros *Strombus*, *Nerita* y *Siderastraea* poseen especies actuales que, además de ser litorales, sólo habitan las más cálidas aguas del Planeta. Ello, además de su antigüedad constatada en Janubio, permite asegurar que son muy anteriores a los cambios climáticos en el hemisferio norte iniciados durante la segunda mitad del Plioceno y a la instalación de hielos en el Polo Norte.

En el tramo de Janubio los depósitos están situados sobre una plataforma, de circa 36 m de altura sobre el mar, inclinada suavemente hacia la costa. Esta plataforma está tallada en el volcanismo mioceno (15.5 ma a 13.5 ma) y más antiguo de la isla (figuras 3.2 y 3.3) y se pueden seguir de un modo continuo. Parte de ellos están bajo una colada volcánica datada en circa de 8.9 ma (figura 3.4) que los sitúan en el Tortonense y en concordancia con la fauna fósil mencionada. Allí el conglomerado fosilífero contiene algas calcáreas y clastos redondeados que muestran una película externa de rubefacción (figura 3.5) y corales en masas aisladas (figura 3.6). La compactación es muy acusada debido a la presión y temperaturas producidas por la colada inmediatamente superior, pero este mismo nivel marino en su prolongación fuera de la acción de la colada está mucho más suelto.

La misma plataforma se extiende hacia el sur formando Punta Papagayo (figura 3.7) y sobre ella descansan, a tramos, los depósitos marinos desde la misma costa (figura 3.8) hasta el pie de las elevaciones de los Ajaches en donde desaparecen bajo dunas de época similar. Los depósitos muestran rubefacción en algunos de sus clastos y contienen corales en masas aisladas con las características propias de *Siderastraea miocenica* (figura 2.9). En Playa Quemada los depósitos forman una línea, a circa 60 m de altura sobre el mar (figura 3.9), que se introduce bajo el volcán medio-pleistoceno de Montaña Bermeja. Están apenas consolidados y se esparcen por gravedad y con ayuda de aguas aluviales sobre las lomas más bajas, como La Bajita.

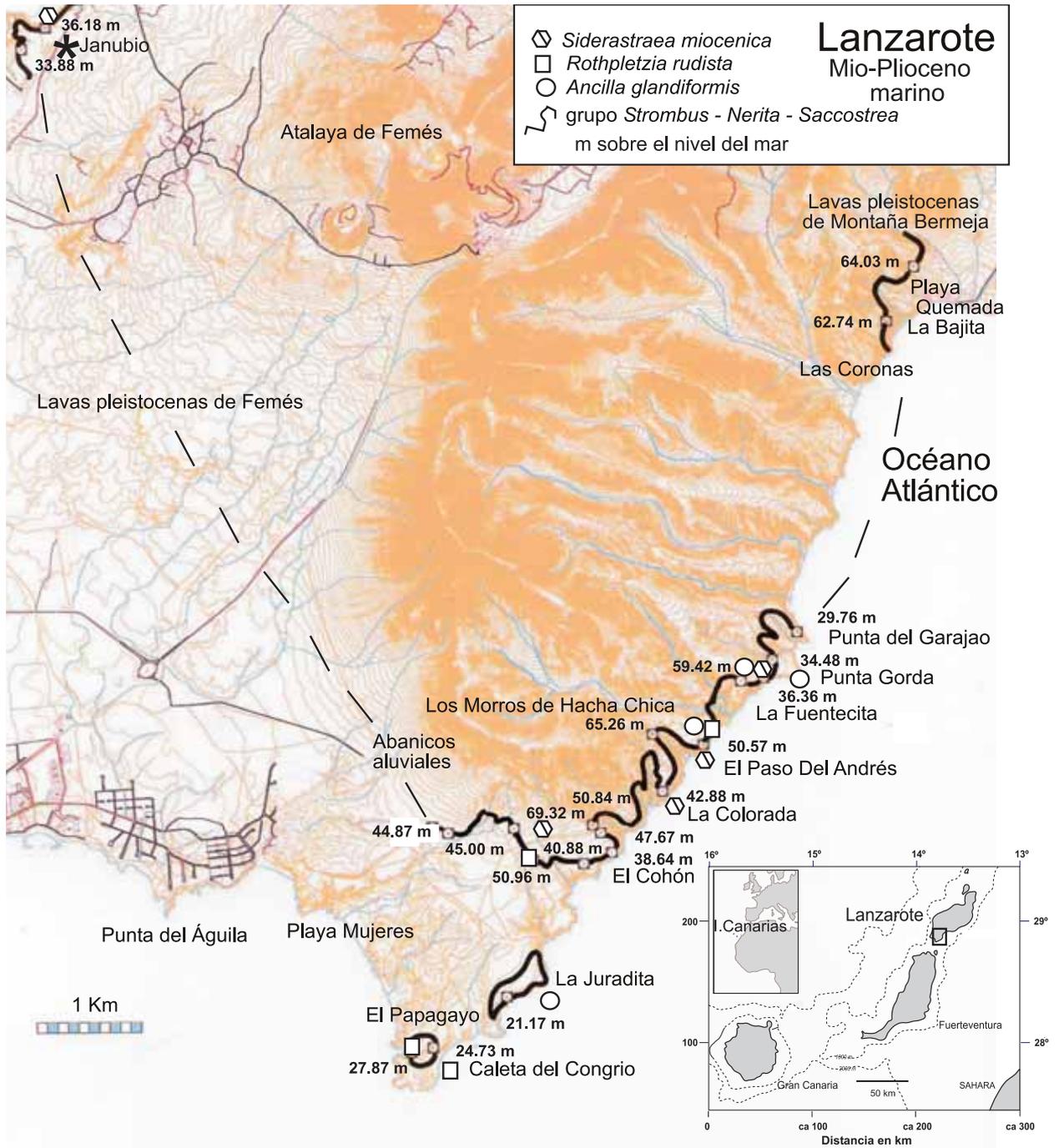


Figura 3.1 - Mapa esquemático de las líneas de costa mio-pleiocenas del sur de Lanzarote. Se ha obtenido con la señalización de la presencia de fósiles guía y de las alturas medidas sobre el nivel actual del mar. Sobre mapa topográfico de Grafcan

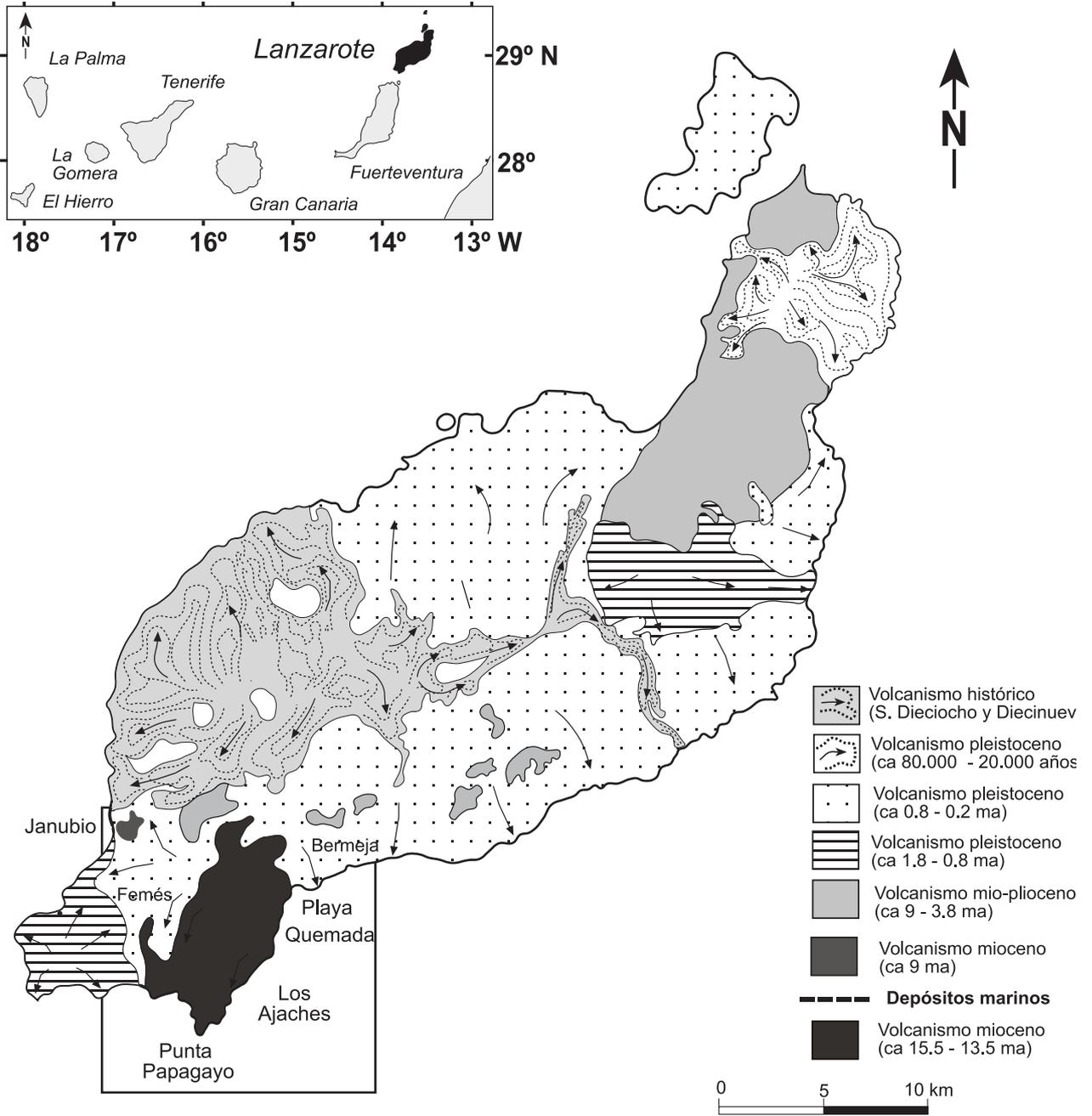


Figura 3.2 - Mapa geológico esquemático de Lanzarote con indicación del volcanismo relacionado con los depósitos marinos miocenos. Modificado de Carracedo et alii, 2002.



Figura 3.3 - Las Salinas de Janubio (Lanzarote). Los depósitos marinos miocenos descansan sobre la plataforma de suave pendiente, apenas el uno por ciento, hacia el mar. Está tallada en los basaltos miocenos a circa 36 m de altura. La mayor parte de los depósitos marinos están en superficie pero una parte de ellos se prolonga bajo coladas. Constituye así un punto singular.

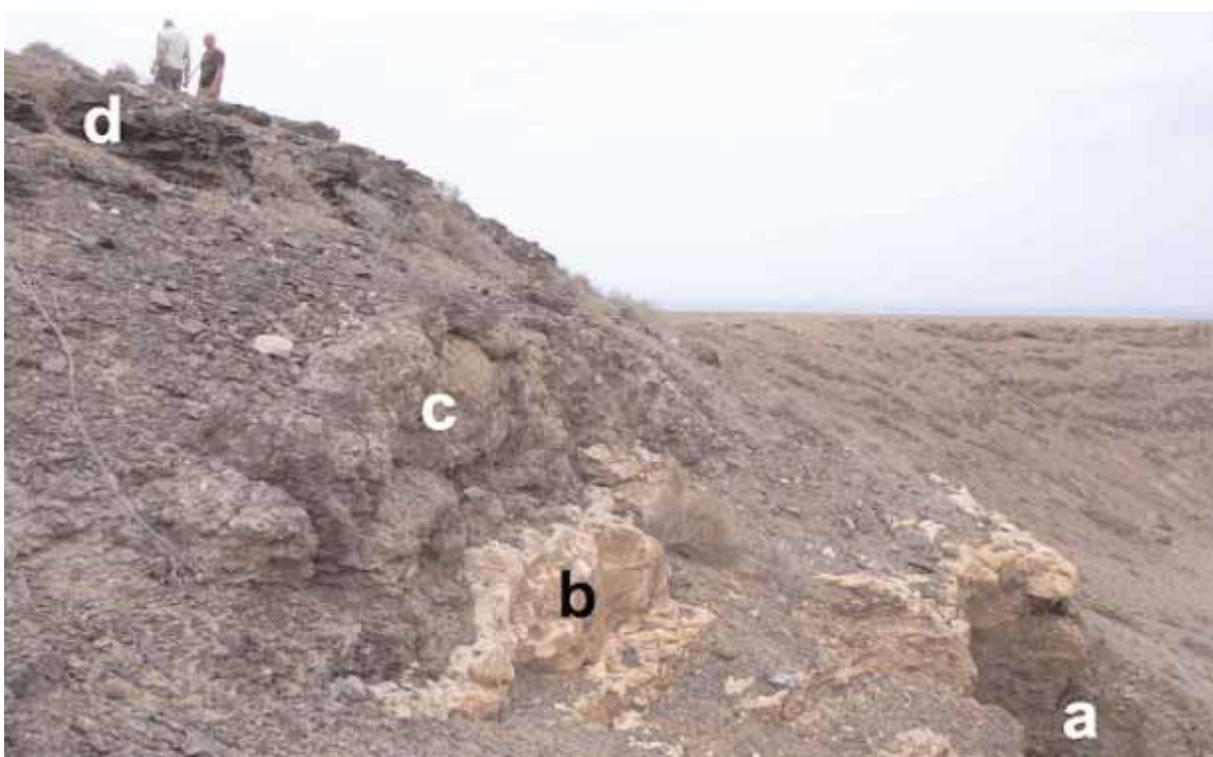


Figura 3.4 - Punto singular de Janubio. El depósito marino (b) está intercalado entre basaltos (a) de Los Ajaches emitidos durante el Mioceno medio y basaltos (c) del Mioceno superior que forman parte del grupo Tías-Janubio datados en circa 8.9 ma. Ello lo sitúa en el Tortoniense. Una colada basáltica (d) se instala encima al final del Pleistoceno medio.



Figura 3.5 - El tramo de depósito marino situado bajo la colada en Janubio está muy compactado. Por el contrario, los tramos no alcanzados por las lavas están muy sueltos. Una película de rubefacción rodea algunos cantos del conglomerado, que contiene también algas calcáreas -de forma redonda y color claro, en el centro de la fotografía, al lado y en contacto con el canto rubefactado.



Figura 3.6 - Coral -*Siderastraea cf. miocenica* Osasco 1897- contenido en el conglomerado fosilífero de Janubio.



Figura 3.7 - Punta Papagayo, extremo sur de Lanzarote. Los depósitos marinos miocenos se encuentran sobre una plataforma elevada con suave inclinación (dos por ciento) hacia el mar a alturas entre circa 70 m y circa 20 m. Tanto la plataforma, tallada en basaltos de mediados del mioceno, como los sedimentos marinos que están en su superficie están mellados por la red de barrancos.

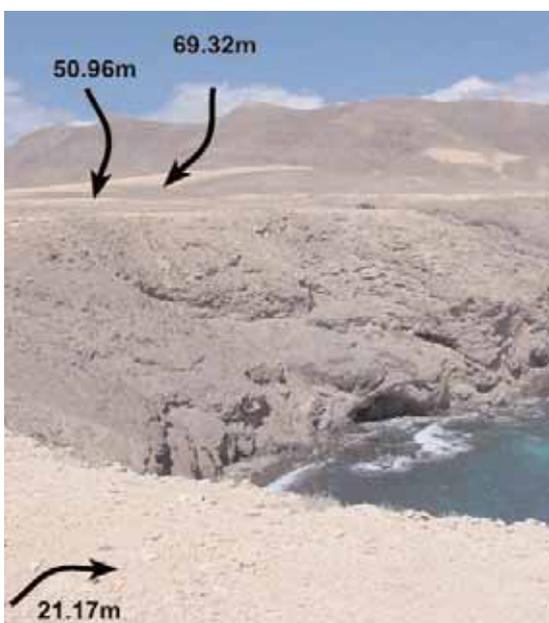


Figura 3.8 - Punta Papagayo. Vista desde la Caleta del Congrio hacia el norte. Los depósitos marinos se sitúan sobre basaltos de mediados del Mioceno, tanto en el borde del acantilado como en la base de las dunas que se apoyan sobre las elevaciones del fondo. Estas dunas, posteriores a los depósitos marinos, están en parte cubiertas por coluviones y contienen ootecas fósiles de insectos acrídidos.



Figura 3.9 - Punta Papagayo. Vista desde la Caleta del Congrio hacia el norte. Los depósitos marinos se sitúan sobre basaltos de mediados del Mioceno, tanto en el borde del acantilado como en la base de las dunas que se apoyan sobre las elevaciones del fondo. Estas dunas, posteriores a los depósitos marinos, están en parte cubiertas por coluviones y contienen ootecas fósiles de insectos acrídidos.

Fuerteventura: costa occidental

En esta parte de la isla, además de los depósitos marinos, tienen especial relevancia depósitos de origen terrestre.

Depósitos marinos

En la costa oeste de Fuerteventura los depósitos, con las mismas características que los de Lanzarote, se extienden desde El Castillo, al norte, hasta varios km al sur de La Solapa (figura 3.10). Están situados sobre una plataforma tallada en la serie submarina y en el escudo basáltico norte, con más de 12 ma (figura 3.11), a alturas comprendidas entre circa de 9 m y circa 37 m. Este intervalo de alturas que muestran los depósitos marinos puede seguirse de forma continua en el Barranco de La Solapa.

En Ajuí, punto singular, (figura 3.12) una colada de lavas, datada en circa 4.8 ma, penetró en el mar de entonces modificando la costa. Allí, el depósito marino, con algunos cantos rubefactados, descansa sobre una rasa tallada en los sedimentos mesozoicos y en la multitud de diques que los atraviesan. Está cubierto por una colada basáltica que muestra lavas en almohadilla. Éstas se forman por contracción producida con el enfriamiento rápido al entrar en el agua del mar. Además, en el extremo de la colada el ataque de las olas produjo bloques basálticos que se incorporaron a los nuevos sedimentos costeros. La sincronía entre la colada datada radiométricamente y los depósitos marinos los sitúa en el inicio del Plioceno.

Otras coladas de lavas posteriores, del Plioceno final, cubren a los depósitos marinos en distintos puntos situados entre El Aljibe de La Cueva y Santa Inés (figura 3.13). Sus fragmentos basálticos se incorporan a las playas actuales (figura 3.14). Por otra parte, la acción del mar produce un fuerte retroceso de los acantilados. Esto, y los barrancos, recortan más o menos gravemente los depósitos marinos fosilíferos que descansan sobre la plataforma (figura 3.15).

La fauna, que contiene el terno de fósiles guía *Saccostrea*, *Nerita* y *Strombus* y las especies de refuerzo *Ancilla glandiformis*, *Rothpletzia rudista* (figura 3.16) y *Siderastraea miocenica* (figura 3.17), es indudablemente mio-pliocena. Grandes ejemplares de *Patella ambroggii* (figura 2.11) son relativamente abundantes e indican el carácter litoral de una costa batida por el oleaje.

La fauna marina abundantísima contenida en los depósitos presenta fenómenos de disolución y recristalización (figura 3.18) según la duración de su exposición al contacto posterior con las aguas dulces.

Depósitos terrestres

Encima de los depósitos marinos aparecen dunas de color muy claro por los componentes bioclásticos marinos de sus arenas. Están apoyadas sobre las laderas de las elevaciones montañosas (figura 3.19). Los vientos que las formaron proce-

den del Atlántico norte. En las proximidades de las desembocaduras de los grandes barrancos aparecen intercaladas con potentes aluviones (figura 3.20) que son el producto del vaciado de grandes valles (figura 3.21).

En el Barranco de La Cruz, las dunas sobre los depósitos marinos descansan en las gastadas elevaciones de la serie submarina y una colada de lavas basálticas datada radiométricamente en circa 2.7 ma y circa 2.9 ma las cubre parcialmente (figura 3.22). La duna es, por lo tanto, del Plioceno inicial y está afectada por la misma acción erosiva plio-pleistocena que hiende la serie submarina. La duna que está bajo la colada muestra multitud de raíces de vegetales (figuras 3.23, 3.24 y 3.25) y contiene ootecas de insectos (figura 3.26). Estas ootecas, que en los paleosuelos húmedos pleistocenos de Fuerteventura se vuelven extraordinariamente numerosas, se han atribuido a celdillas embrionarias de himenopteros sin llegar nunca al nivel de especie. Sin embargo, son simplemente efecto de la impregnación de arenas calcáreas en las envolturas protectoras de la desecación que rodean las puestas en la arena húmeda de grupos de decenas de huevos pertenecientes a plagas de Insectos como las langostas. En este caso, la morfología de las ootecas fosilizadas es producto del proceso de fosilización y nada tiene que ver con la habilidad de unas abejas en la construcción de nidos. Esta idea se ve reforzada por la ingente cantidad de nidos fósiles, asociados a episodios muy húmedos, presentes en el Pleistoceno de la isla y también por la realidad actual, ya que no existen plagas de abejas en Canarias sino de langostas que llegan hasta las islas.

El significado climático del Barranco de La Cruz es extraordinario porque es testimonio de los primeros cambios ocurridos tras el clima cálido de tipo ecuatorial, sin estacionalidad, mostrado por la fauna contenida en los depósitos marinos pliocenos. Las dunas, los aluviones, el paleosuelo con vegetación y las ootecas, muestran el inicio de un enfriamiento que iría parejo a la instalación de la corriente de Canarias, la aparición de una estacionalidad muy marcada y de una aridez interrumpida por intervalos de lluvias.

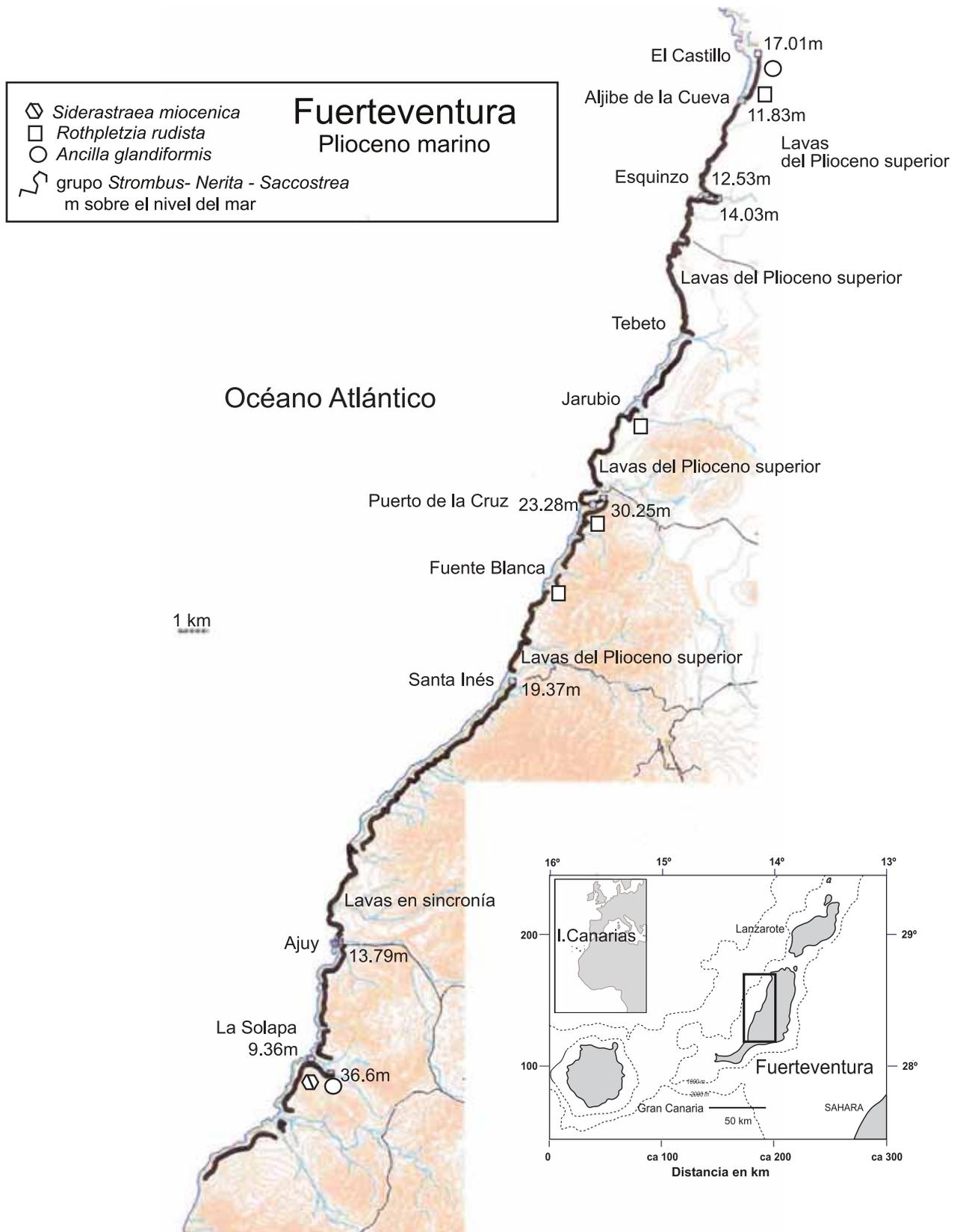


Figura 3.10 - Mapa esquemático de la línea de costa pliocena del oeste de Fuerteventura. Se ha realizado con la señalización de la presencia de fósiles característicos y con la de las alturas de los depósitos marinos medidas sobre el actual nivel del mar. En este sector de la isla, estos depósitos marinos se pueden seguir continuamente a lo largo de la costa durante unos 50 km. En diversos tramos están cubiertos por lavas pliocenas. Sobre mapa topográfico de Grafcan.

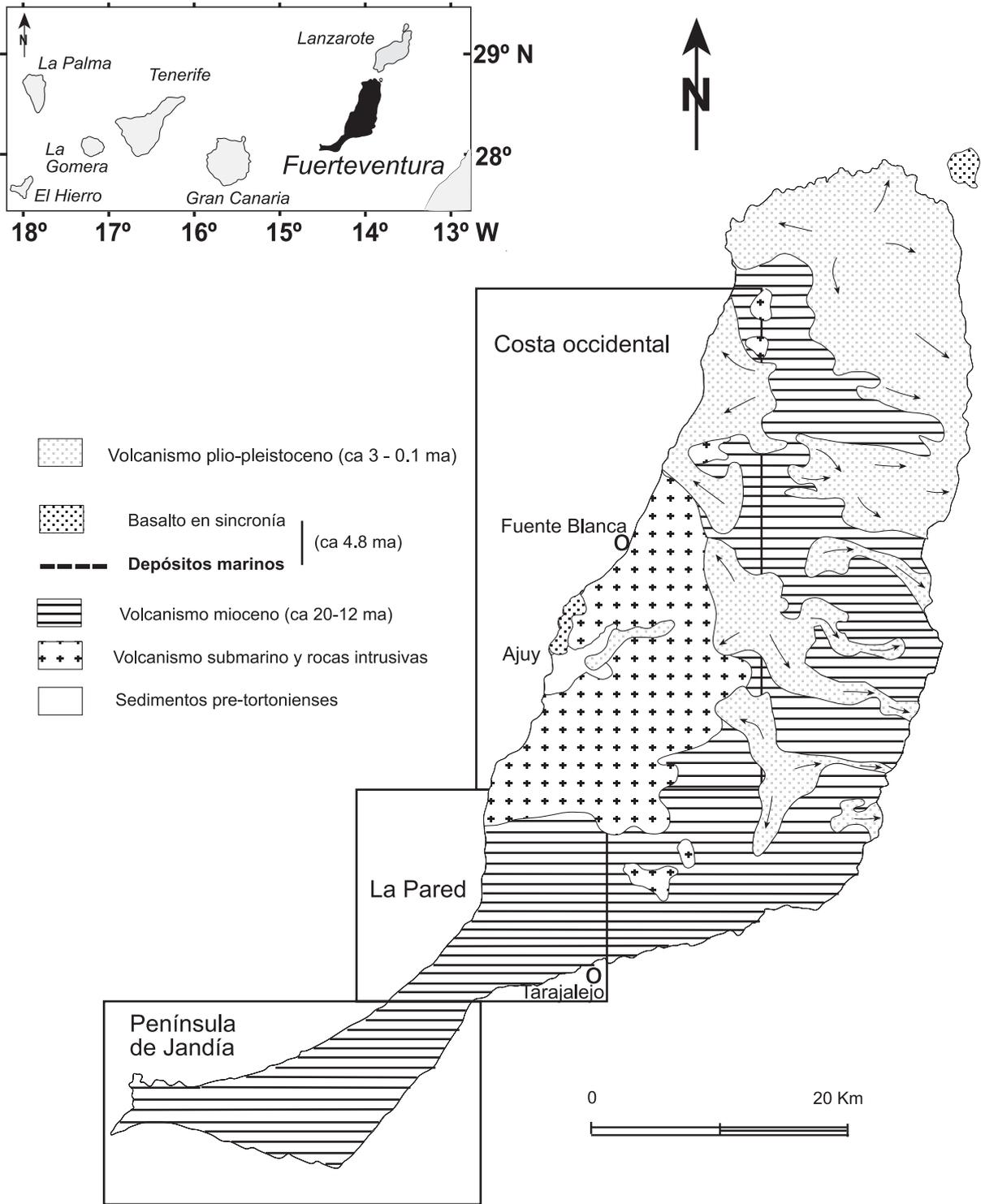


Figura 3.11 - Mapa geológico esquemático de Fuerteventura con indicación del volcanismo relacionado con los depósitos marinos mio-pleistocenos. Modificado de Carracedo et alii, 2002.



Figura 3.12 - Punto singular de Ajuí - Puerto de la Peña. El depósito marino (b1 y b2) descansa discordante sobre sedimentos oceánicos pre-miocenos (a) plegados y atravesados por multitud de diques. Las formas en almohadilla de una colada basáltica (c) indican sincronía con la antigua playa. Ello ha permitido datar radiométricamente -circa 4.8 ma- la irrupción de la colada en el mar y situarla en los inicios del Plioceno. La playa que existía antes de la colada (b1) continuó aunque modificada por la incorporación de los nuevos clastos basálticos (b2) y acomodó la actividad litoral al cambio producido desde una extensa playa baja a un acantilado nuevo. Más tarde, con la regresión marina, se superpusieron (d) dunas y aluviones.



Figura 3.13 - En el Barranco de Esquinzo, los depósitos marinos están situados entre basaltos miocenos atravesados por diques y basaltos del final del Plioceno, radiométricamente datados en 2.4 ma (Coello et alii, 1992), procedentes del volcán La Ventosilla en Tindaya. Los diques no atraviesan a los depósitos marinos -hubo una importante acción erosiva previa- y estos forman una pequeña cornisa o saliente a circa 13 m de altura sobre el mar actual.



Figura 3.14 - En Aljibe de la Cueva los bloques caídos procedentes del fraccionamiento de la colada basáltica del Plioceno se superponen a las arenas de la playa. Lo hacen en gradación decreciente de tamaños a medida que se alejan de la fuente de material rocoso. Es esta una morfología frecuente en Canarias y ajena tanto a transgresiones de origen glacio-eustático como a violentas acciones del mar. Se debe únicamente a la acción de las olas que inciden con cierto ángulo sobre la costa. Mas allá y encima de las lomas, entre circa 12 y circa 17 m de altura sobre el mar actual, asoman los depósitos marinos fosilíferos pliocenos.



Figura 3.15 - Vista hacia el sur desde Fuente Blanca. Desembocadura del barranco. El retroceso del acantilado causado por la acción de las olas desploma los depósitos marinos pliocenos de la costa oeste de Fuerteventura. Estos descansan sobre una plataforma tallada en la serie submarina densamente atravesada por diques. También las incisiones producidas por el agua de los barrancos contribuyen en gran medida a la destrucción de los depósitos.



Figura 3.16 - *Rothpletzia rudista* Simonelli in Rothpletz y Simonelli 1890, en el depósito marino de inicios del Plioceno, a circa 12 m sobre el mar, en Aljibe de La Cueva en la costa noroccidental de Fuerteventura. Este género y esta especie, fueron descritos por primera vez con procedencia en el Vindoboniense de Las Palmas. Los ejemplares de Fuerteventura son idénticos a los de Las Palmas (véase figura 2.8) y su aparición también en Jandía y en el sur de Lanzarote constituye una base muy firme, junto a otras, para caracterizar los depósitos marinos mio-pliocenos. El género -y por lo tanto la especie- no ha sido encontrado nunca fuera de Canarias. Rothpletz entregó los ejemplares, colectados por él en Las Palmas y clasificados por Simonelli, en el Paläontologisches Museum München. Allí unos pocos ejemplares se salvaron de la destrucción durante la Segunda Guerra Mundial.



Figura 3.17 - *Siderastraea miocenica* Osasco 1897, en La Solapa (costa occidental de Fuerteventura) hacia la mitad del tramo de depósito marino de inicios del Plioceno, que desciende continuamente desde circa 37 m a circa 9 m sobre el mar actual. Estos corales son masas esferoides y propios de zonas intermareal o submareal en clima muy cálido. La especie se extinguió en el Plioceno terminal pero el género abunda en el Golfo de Guinea y en el Mar Caribe.

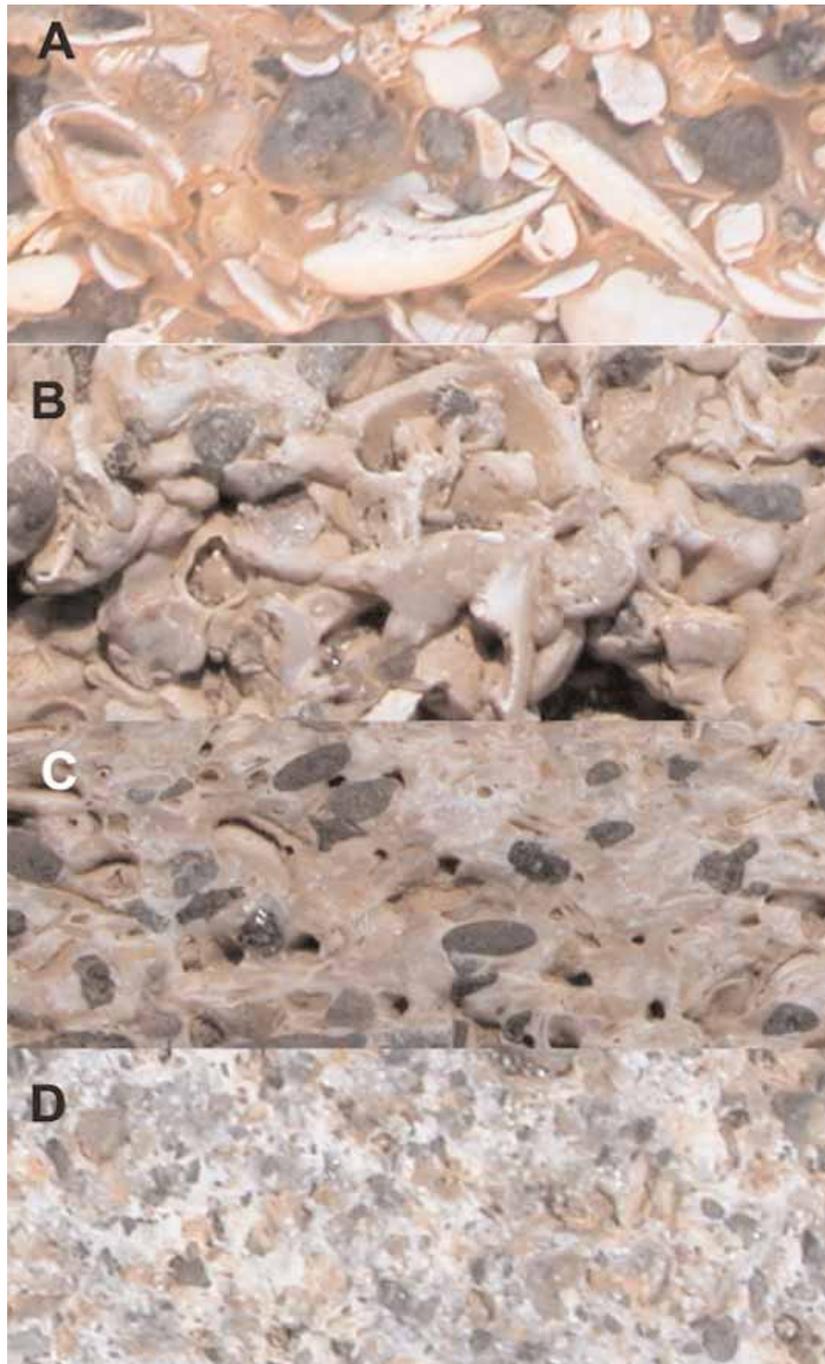


Figura 3.18 - En el lecho y laterales del Barranco de La Solapa (costa occidental de Fuerteventura), y en el tramo que discurre en los depósitos marinos pliocenos, pueden observarse diferentes etapas de un proceso de recristalización supergénica de la calcita de las conchas fósiles. Probablemente se debe a diferencias en la frecuencia de exposición a las aguas que discurren por el barranco: (A) acumulación de conchas por arrastre con fractura de la mayor parte de ellas; (B) las formas biogénicas empiezan a borrararse; (C) ha desaparecido gran parte de las estructuras biogénicas pero aún es posible reconocer fósiles; (D) roca de origen orgánico críptico o incierto. Rocas como esta última aparecen en otros muchos lugares de Fuerteventura y su origen marino es difícilmente constatable.



Figura 3.19 - Amanay, costa occidental de Fuerteventura. Una duna pliocena consolidada muestra estratificación entrecruzada y se apoya sobre las elevaciones montañosas del volcanismo mioceno.



Figura 3.20 - Intercalación de dunas y aluviones pliocenos al norte de Ajuí. Con la exposición aérea de los depósitos marinos arenosos en clima cálido y mientras vientos del Atlántico norte acumulaban las arenas contra relieves altos en forma de dunas, intermitentemente, violentas lluvias acumulaban aluviones que transportaban los fragmentos procedentes de las elevaciones. Ello indica clima muy cálido con régimen ciclónico capaz de enormes precipitaciones en escaso tiempo, similar al tropical actual en el Caribe.



Figura 3.21 - Desembocadura del Barranco de La Solapa en la costa occidental de Fuerteventura. Potentes aluviones procedentes de la excavación del valle. Descansan los aluviones sobre los depósitos marinos de inicios del Plioceno, fácilmente destacables por el color blanco de sus arenas. Los aluviones están seccionados tanto por la acción del mar, que produce el retroceso del acantilado, como por la continuidad de la acción de las aguas del barranco desde el Plioceno hasta la actualidad. Algunas arenas dunares se intercalan entre ellos.



Figura 3.22 - En el Barranco de La Cruz, en la costa occidental de Fuerteventura, una negra colada basáltica está radiométricamente datada en circa 2.7 ma (Meco y Stearns, 1981). La colada cubre parcialmente las blancas dunas calcarenitas. Éstas son posteriores a los depósitos marinos pliocenos datados en 4.8 ma en Ajuí (figura 3.12). Las dunas se apoyan sobre el volcanismo de la serie submarina de romas formas. Tanto los depósitos marinos como las dunas pliocenas y el volcanismo submarino están seccionadas por el barranco.



Figura 3.23 - Barranco de La Cruz, costa occidental de Fuerteventura. La colada datada en circa 2.7 ma (Meco y Stearns, 1981), de negra superficie, se instaló sobre las dunas calcareníticas. Éstas terminan en un paleosuelo arcilloso. Las estructuras verticales de color claro, en la duna con progresivo color rojizo hacia arriba, son debidas a una cubierta vegetal que creció en el paleosuelo. Se trata de concreciones calcáreas alrededor de raíces de plantas sammofilas que buscaban el agua en el subsuelo pues las arenas no pueden retener el agua.



Figura 3.24 - Detalle de las concreciones calcáreas en el Barranco de la Cruz. Se trata de moldes externos calcareníticos de raíces de plantas samofilas pliocenas. Son verticales pero algunas presentan raíces adventicias horizontales. Indican un primer clima húmedo de tipo estacional tras terminar las condiciones cálidas constantes ecuatoriales, mostrada por la fauna de los depósitos marinos subyacentes a las dunas.



Figura 3.25 - Barranco de la Cruz, costa occidental de Fuerteventura. Detalle del paleosuelo arenoso anterior a la colada basáltica datada en 2.7 ma (Meco y Stearns, 1981). El color rojizo se debe al contenido en arcilla de las calcarenitas. Es el testimonio más antiguo conocido de arribada de polvo sahariano a Canarias. Contiene este paleosuelo concreciones calcáreas sobre estructuras vegetales y sobre ootecas fósiles de insectos acrídidos. Aunque las raíces buscaban el agua del subsuelo ahondando en la vertical también presentan tramos horizontales.



Figura 3.26 - Detalle de las concreciones calcáreas sobre ootecas fósiles -en forma de u o saquito. Como en el Barranco de la Cruz, también hay concreciones calcáreas sobre ootecas fósiles de insectos en la duna pliocena de Amanay (Fuerteventura). También el color rojizo delata un paleosuelo con aporte de polvo sahariano. Los insectos realizarían su puesta durante la estación húmeda y aguardarían nuevas circunstancias favorables para su eclosión. Esto indica una pausa húmeda y estacional en clima árido. Más tarde, con la acentuación del clima árido y aún cálido, se produjo la compactación de la duna y se formó una costra calcárea

Jandía y sur de Fuerteventura

La península de Jandía y el sur de la isla, hasta Amanay por la costa noroeste y hasta Tarajalejo por la costa suroeste, presentan grandes tramos de depósitos marinos similares a los del sur de Lanzarote y a los de la costa oeste de Fuerteventura (figuras 3.27 y 3.33). Descansan sobre los basaltos miocenos, de entre 21 ma y 13 ma, a su vez apoyados en el volcanismo submarino (figura 3.28) y sólo en un punto, Tarajalejo (figura 3.29), aparecen exclusivamente grandes algas calcáreas situadas bajo lavas datadas en 16.7 ma.

La fauna fósil muestra, como en la costa occidental, el terno de especies guía, *Strombus* (figura 3.30), *Nerita* y *Saccostrea* (figura 3.31), asistido por las especies de refuerzo habituales: *Ancilla glandiformis*, *Rothpletzia rudista* y *Siderastraea miocenica* (figura 3.32) exclusivamente mio-pliocenas. La presencia de estos fósiles no muestra relación con la altura medida de los depósitos sobre el mar (figura 3.33). *Ancilla glandiformis* ha aparecido en las más bajas cotas, circa de 8 m, y *Rothpletzia rudista* a circa 15 m y a circa 50 m. Los clastos del conglomerado muestran con cierta frecuencia rubefacción.

Descansan los depósitos marinos sobre plataformas más o menos extensas, suavemente inclinadas hacia el mar y talladas en los basaltos miocenos. Siempre están afectadas por el retroceso del acantilado (figura 3.34) y grandes bloques fosilíferos caen al litoral actual. En Punta del Corralito se pueden seguir estos depósitos a lo largo del borde del litoral desde una altura de circa 7 m que asciende hasta circa 19 m, mientras que, adosados a las elevaciones montañosas hacia el este, los depósitos se esconden bajo dunas a alturas que se pueden seguir entre circa 27 m y circa 40 m. En Punta Junquillo (figura 3.35) y Roque del Moro (figura 2.13) el retroceso de los acantilados ha dejado los depósitos colgados a alturas circa 50 m y dunas antiguas alcanzan elevaciones de más de 200 m. Las arenas traspasan algunas colladas y se instalan en las laderas de sotavento. En Moro, en la costa sur de Jandía, los depósitos marinos descienden continuamente (figura 3.36) desde circa 40 m hasta circa 28 m.

Tanto las dunas como los depósitos marinos muestran los efectos de fallas (figuras 3.37 y 3.38). El desplazamiento en la vertical apreciable en los depósitos marinos es, tanto en Cantil como en Jorós, de una decena de metros. Las fallas se produjeron mientras la actividad eólica construía estas dunas mio-pliocenas de modo que, al igual que en Ajuí la costa se adaptó a la nueva forma producida por la irrupción de una colada, en Jorós las arenas formaron otras dunas apoyadas en el nuevo escalón.

El origen de los fragmentos arenosos, es decir el entorno geológico, condiciona el aspecto de la duna, cuando las partículas son muy piroclásticas toman un aspecto rojizo y contienen pocos elementos bioclásticos, en consecuencia, la costra calcárea que se forma en superficie es muy delgada y netamente separada de la superficie de la duna (figura 3.39). Estas dunas son las más antiguas. Más tarde, inmediatamente después de la exposición aérea de grandes extensiones de arenas bioclásticas, las dunas formadas tienen un color más claro y el costrón calcá-

reo llega a alcanzar sobre ellas varios metros de espesor siendo el tránsito de las arenas hacia la costra superficial gradual. Por otra parte las dunas pueden presentar colores grisáceos o veteados de gris cuando se produce la interacción eólica con los desprendimientos por gravedad de partículas volcánicas, tal como ocurre en la actualidad en Agua Cabras (figura 3.40). Frecuentemente, entre el depósito marino y el sustrato basáltico se forman yesos.

Todos los barrancos seccionan a los depósitos mio-pliocenos. Entre Roque del Moro y Punta Paloma desaparecen los depósitos marinos quizás por causa del gran derrumbe mioceno de Cofete. Entre Butihondo y Los Canarios (figura 3.41), en la costa de sotavento, las urbanizaciones han arrasado con ellos y en Costa Calma, localidad especialmente rica en fósiles (figura 3.42), corren riesgo de desaparición por la actividad humana.

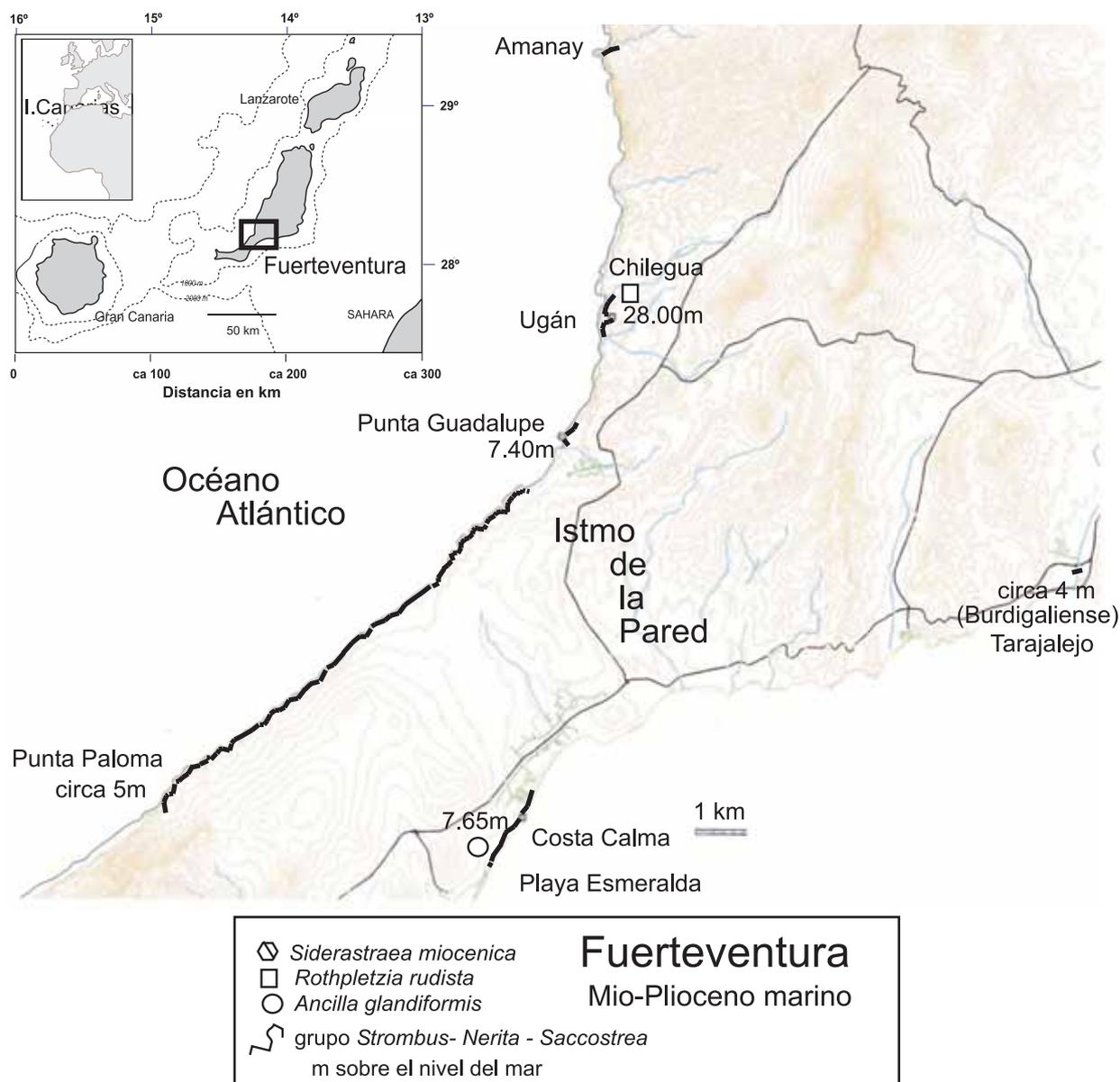


Figura 3.27 - Mapa esquemático de las líneas de costa mio-pliocenas de los alrededores del Istmo de La Pared. Se ha obtenido con la señalización de la presencia de fósiles guía y de las alturas medidas sobre el nivel actual del mar. Sobre mapa topográfico de Grafcan.



Figura 3.28 - Km 12 de la carretera de Pájara a Chilegua. Discordancia entre la serie submarina y los basaltos miocenos. La serie submarina muestra formas romas y superficie alterada clara mientras que los oscuros basaltos miocenos que se sitúan encima presentan un relieve más agreste. Los depósitos marinos pliocenos descansan sobre unos u otros en la costa occidental de Fuerteventura pero, en Tarajalejo -en la costa, unos kilómetros al sur- estas coladas basálticas se superponen a un depósito burdigalense conteniendo algas calcáreas fósiles.



Figura 3.29 - Tarajalejo, costa sur de Fuerteventura. La colada de lava (circa 16.7 ma) se superpone a unas arenas piroclásticas con laminaciones paralelas que contienen grandes algas calcáreas rodadas. Este punto, debido a la reciente construcción de una vivienda adosada al corte geológico, es sólo parcialmente visible desde la trasera de la vivienda inmediata -calle Cabrera Martín número 27



Figura 3.30 - Piedras Caídas, Jandía, a circa 30 m sobre el mar. *Strombus coronatus* DeFrance 1827. Aunque incompleto, se aprecia la espira lisa en sus primeras vueltas y sinuosa en la última así como la fuerte expansión del labro. Rasgos inconfundibles con los de la especie actual africana.



Figura 3.31- Juan Gómez, Jandía, a circa 27 m sobre el mar. El depósito marino contiene *Saccostrea chli* (Simonelli in Rothpletz y Simonelli 1890). El ejemplar conserva las valvas unidas y la inferior debajo de la superior como en vida.



Figura 3.32 - Jorós, Jandía, a circa 40 m sobre el mar. *Siderastraea miocenica* Osasco 1897. Este coral aparece también en el Barranco de La Solapa (figura 3.17) en donde está acompañada de *Ancilla glandiformis* Lamarck 1822 (figuras 2.7 y 3.10). Es propio del Mioceno medio y superior y alcanza el inicio del Plioceno.



Figura 3.33 - Mapa esquemático de las líneas de costa mio-pleiocenas de Jandía. Se ha obtenido con la señalización de la presencia de fósiles guía y de las alturas de los depósitos marinos medidas sobre el nivel actual del mar. Sobre mapa topográfico de Grafcan.



Figura 3.34 - Punta del Corralito, Jandía. Los depósitos marinos sobre la plataforma se extienden hasta la base de las dunas del fondo. Éstas, desde el plioceno, proceden de la costa de barlovento y han pasado hacia el sur a través de algunas colladas. Los depósitos marinos descansan sobre piroclastos rojizos atravesados por diques. Siguiendo la costa actual hacia el norte, los depósitos marinos van ascendiendo continuamente desde circa 8 m a circa 19 m. Pero esto es sólo un recorte del depósito marino porque el ataque de las olas al litoral actual hace retroceder el acantilado desigualmente y provoca el desplome de grandes bloques -en primer término.



Figura 3.35 - Punta del Junquillo, Jandía, vista hacia el este. La plataforma con los depósitos marinos es atacada por el acantilado en retroceso. Las dunas sobre el depósito marino descansan sobre las laderas hasta una considerable altura, próxima a los 300 m.



Figura 3.36 - Tablero del Moro, costa sur de Jandía. Los depósitos marinos con fauna mio-pliocena están señalados con la flecha. Descansan sobre una rasa tallada en los basaltos miocenos y están, a su vez, bajo aluviones. La rasa es discordante respecto a los planos de apilamientos volcánicos subhorizontales con los que forma ángulo. Los depósitos, que pueden seguirse de modo continuo a lo largo de grandes tramos, están inclinados hacia el mar con suave pendiente y descienden generalmente una treintena de metros en altura. Estos depósitos marinos están seccionados tanto por los barrancos como por el acantilado marino. El Gran Valle -tras las palmeras- fue excavado posteriormente a los depósitos marinos.

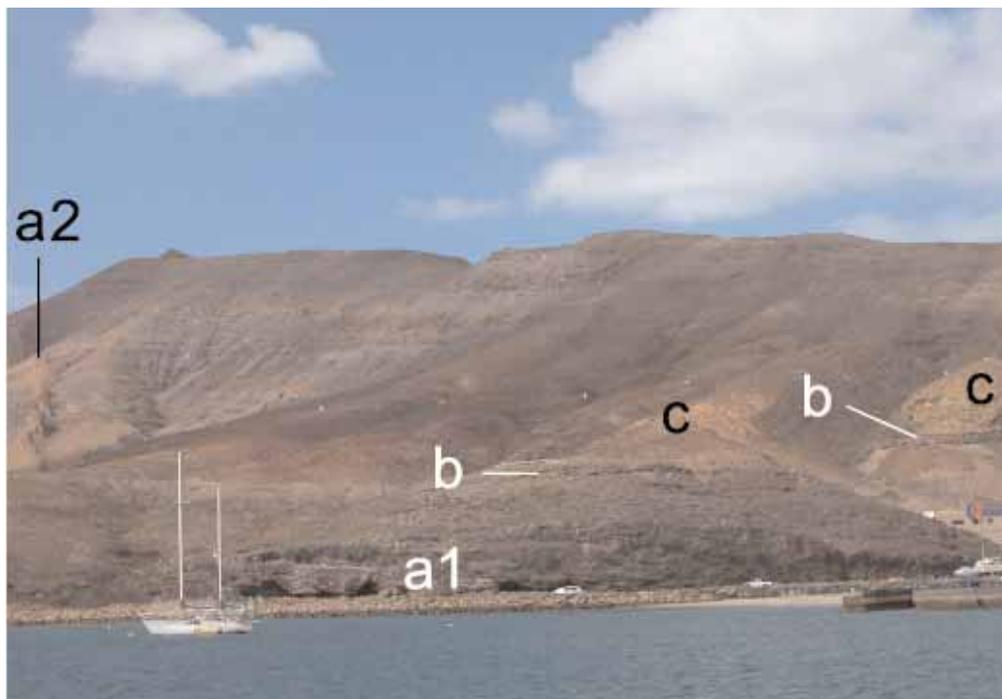


Figura 3.37 - El Cantil, Morro del Jable en Jandía. Sobre basaltos miocenos (a1) atravesados por diques (a2), descansan depósitos marinos con fauna mio-pliocena a diferentes alturas (b). Ellos, a su vez, están bajo dunas (c) -jables, que le dan el nombre a la localidad.

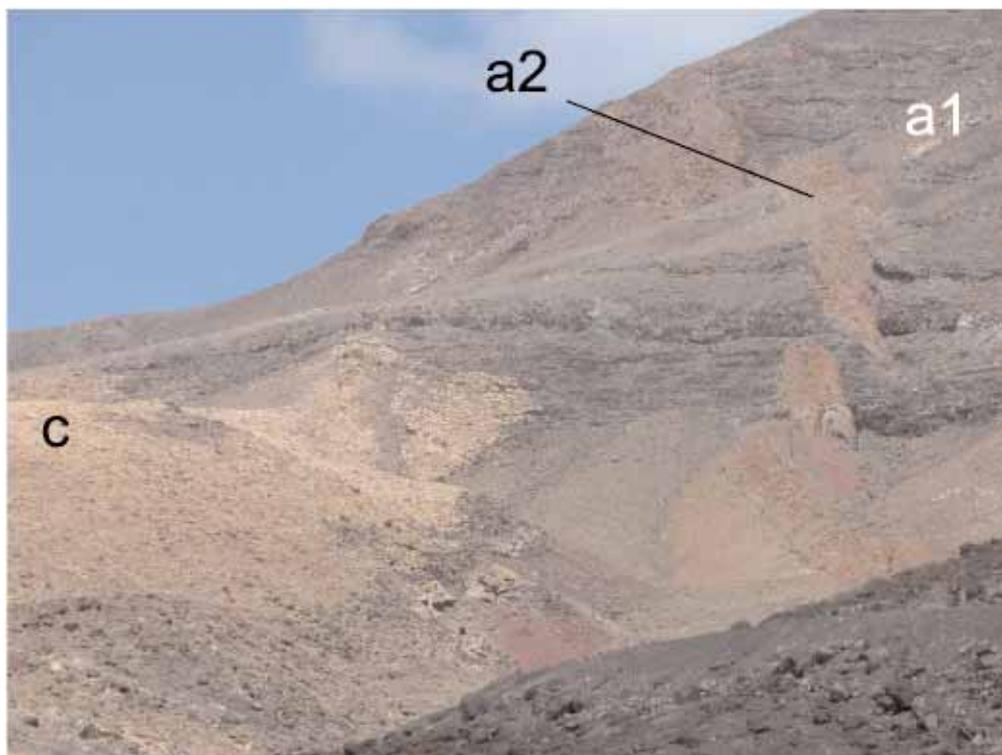


Figura 3.38 - El Cantil, Morro del Jable en Jandía. Los diques (a2) que atraviesan los basaltos miocenos (a1) están fallados y han sufrido patentes desplazamientos, pero también las dunas (c) están falladas. Como las dunas son posteriores a los depósitos marinos y estos, a su vez, a los diques los depósitos marinos están fallados forzosamente. La diferencia de alturas en circa 10 m de los depósitos marinos se debe, por lo tanto, a las fallas. (Meco et alii, 2007)



Figura 3.39 - Superficie de la duna pliocena en Agua Cabras, Jandía. Muestra una elevada proporción piroclástica en la composición de sus arenas que es propia de las primeras dunas. Ello repercute en un escaso grosor de la costra calcárea por contener estas arenas escasa porción bioclástica que aporte el carbonato de calcio.



Figura 3.40 - Agua Cabras, costa de barlovento de Jandía. Duna mio-pliocena encostrada en primer término. En las laderas, mezcla por gravedad de arenas eólicas reactivadas en la actualidad y de componentes volcánicos que se deslizan. Esto produce dunas grises en distinto grado hasta llegar al negro que siempre son holocenas en estas islas. De modo que el color, rojizo-piroclástico, blanco-calcarenítico y gris-negro, está en relación, grosso modo, con su antigüedad: previa a la gran proliferación de vida marina litoral tropical mio-pliocena, después de ella, y posteriores reactivaciones pleisto-holocenas.



Figura 3.41- En Butihondo y Los Canarios, Jandía, los cantos del depósito marino señalado muestran rubefacción. La rubefacción indica zona intermareal y contacto con aguas aluviales bajo clima ecuatorial. La excavación de grandes valles, las dunas acumuladas posteriormente y las construcciones actuales han borrado los depósitos fosilíferos hasta Costa Calma donde reaparecen -al fondo.



Figura 3.42 - La costa sur de Jandía es una de las más afectadas por las construcciones turísticas que, a su vez, destruyen los testimonios del apasionante pasado geológico de las islas y de esta parte del globo terráqueo. Urbanización de Costa Calma -Playa Esmeralda- encima de los depósitos marinos con fauna mio-pliocena.

Gran Canaria

Es en el noreste de la isla donde se encuentran los depósitos con características comunes a los de Lanzarote y Fuerteventura (figura 3.43). La rubefacción alcanza el carácter de rasgo guía. La actividad geológica en sincronía con los depósitos es paroxística (figura 3.44).

El terno de especies guía de los Géneros *Saccostrea*, *Nerita* y *Strombus* está presente así como las especies mio-pliocenas de refuerzo *Ancilla glandiformis* (figura 2.7), *Rothpletzia rudista* (figura 2.8) y *Siderastraea miocenica*. También espectaculares *Clypeaster aegyptiacus* (figura 2.12) y huellas de su paso, tubos de gusanos (figura 3.45), de moluscos litófagos (figura 3.46), grandes *Haliotis volhynica* (figura 3.47) y numerosas algas calcáreas (figuras 3.48).

La altura de los depósitos varía entre circa 50 m a circa 114 m sobre el mar y el espesor de los sedimentos marinos supera en ocasiones los 20 m como ocurre en La Casa y en El Guincho (figuras 3.49 y 3.50). Están afectados por fallas o desplomes (figura 3.51) y contienen bellas estructuras (figuras 3.52 y 3.53) que muestran vicisitudes sedimentarias locales.

Estos depósitos marinos descansan directamente sobre el volcanismo mioceno, representado por fonolitas en Los Dolores, o sobre basaltos en La Isleta pero casi siempre sobre aluviones fonolíticos cuasideltaicos. Muestran una intensa rubefacción sobre grandes bloques (figura 3.54) pero también sobre el acantilado fonolítico (figura 3.55) atribuible a una interacción entre aguas de escorrentía y marinas en la zona intermareal en condiciones climáticas extremadamente cálidas. La rubefacción mostrada en los depósitos de Lanzarote y Fuerteventura se puede relacionar con antiguos cauces fluviales pero en Las Palmas de Gran Canaria el cuasidelta era muy amplio por lo que la rubefacción está muy generalizada.

Cuatro circunstancias singulares permiten datar los depósitos marinos y también su rubefacción (figura 3.57):

La imbricación de los sedimentos marinos con un volcanismo explosivo tipo nube ardiente, localmente llamado roquenublo, mostrada por la presencia de clastos contenidos en el conglomerado (figura 3.56), por avalanchas intercaladas en los sedimentos (figura 3.49) y por nuevos depósitos volcanoclásticos que se superponen (misma figura 3.49). El volcanismo roquenublo se inició hace circa 5.5 ma y terminó circa 4 ma (figura 3.44).

Una segunda circunstancia singular es la presencia de una colada fonolítica en el Barranco de Guinguada (figura 3.55) que se sitúa sobre los aluviones fonolíticos y en relación con el depósito marino y que sufre también los efectos de la rubefacción. Esta colada está datada en 9.3 ma e indica un insospechado hiato temporal entre los aluviones fonolíticos y los depósitos marinos.

La tercera circunstancia singular aparece en La Isleta. Único lugar en donde los depósitos marinos descansan sobre basaltos-basanitas (figura 3.58). Con ellos se

inició la actividad volcánica post-roquenublo. Esto muestra simultaneidad parcial entre la actividad roquenublo y la basáltica-basanítica. Además, las arenas del depósito marino fosilífero (figura 3.59) son limos carbonatados propios de aguas tranquilas pero poco profundas según la fauna que contienen (figura 3.60). En estos depósitos marinos aparecen los fósiles guía mio-pliocenos de Canarias: *Saccostrea chili* (Simonelli in Rothpletz y Simonelli 1890), *Strombus coronatus* Defrance 1827, *Patella ambroggii* Lecointre 1952, además de *Nerita emiliana* Mayer 1872 y otras especies tales como *Janthina hartungi* Mayer 1864 de los depósitos mio-pliocenos de Santa María de las Azores, *Lutraria magna* (Da Costa 1778) sinónima de *Lutraria oblonga* (Gmelin 1788) especie actual pero conocida fósil desde el Mioceno, *Diloma patulum* (Brocchi 1814) abundante en los yacimientos clásicos del Plioceno inferior, *Trivia canariensis* Simonelli in Rothpletz y Simonelli 1890, descrita por primera vez del cercano Vista de San Roque en el propio Plioceno inferior de Las Palmas de Gran Canaria, *Myosotella hoernesii* (Seguenza 1881) también presente en la Vista de San Roque.

Finalmente -después de la rubefacción, localizada allí donde la zona intermareal recibía aguas aluviales-, coladas basálticas precedidas de explosiones de cenizas blancas muestran estructuras en lavas almohadilladas (figura 3.61) y por lo tanto producidas con el enfriamiento rápido en medio acuoso. Están datadas en el Barranco de Quintanilla en circa 4.1 ma.

En algunos puntos, como Jinámar, sucedieron a los depósitos marinos pliocenos dunas, hoy casi desaparecidas, semejantes a las de Lanzarote y Fuerteventura. Y, al tiempo, fueron cubiertos por nuevos grandes aluviones pero de cantos fundamentalmente basálticos. Posteriormente, los depósitos marinos han sufrido la incisión producida por los barrancos y el desplome consecuente al retroceso de los acantilados para terminar, en pocos años, casi ocultos por la actividad urbanística (figuras 3.62, 3.63 y 3.64).

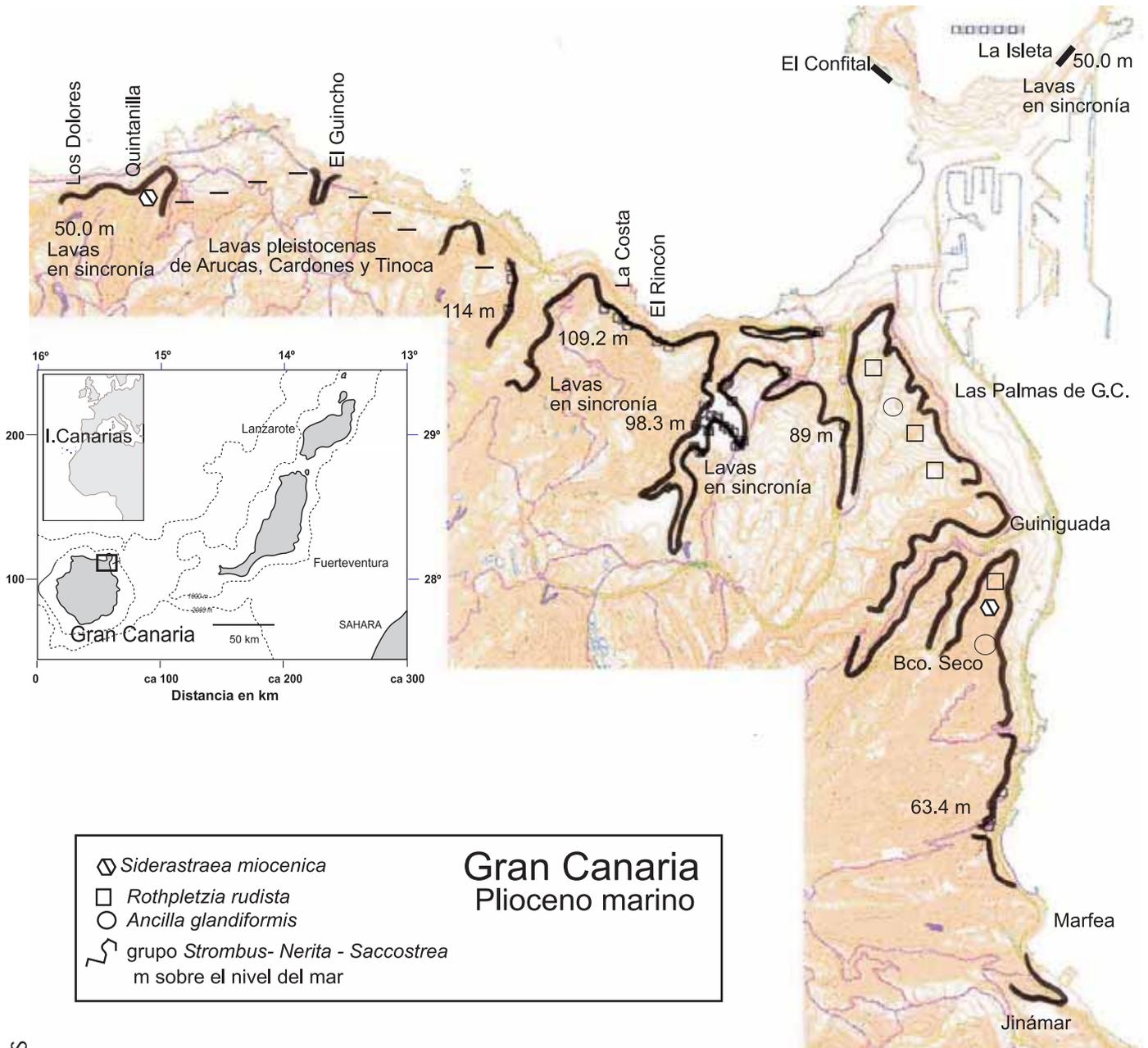


Figura 3.43 - Mapa esquemático de las líneas de costa pliocenas del noreste de Gran Canaria. Se ha obtenido con la señalización de la presencia de fósiles guía y de las alturas medidas sobre el nivel actual del mar. Sobre mapa topográfico de Grafcan.

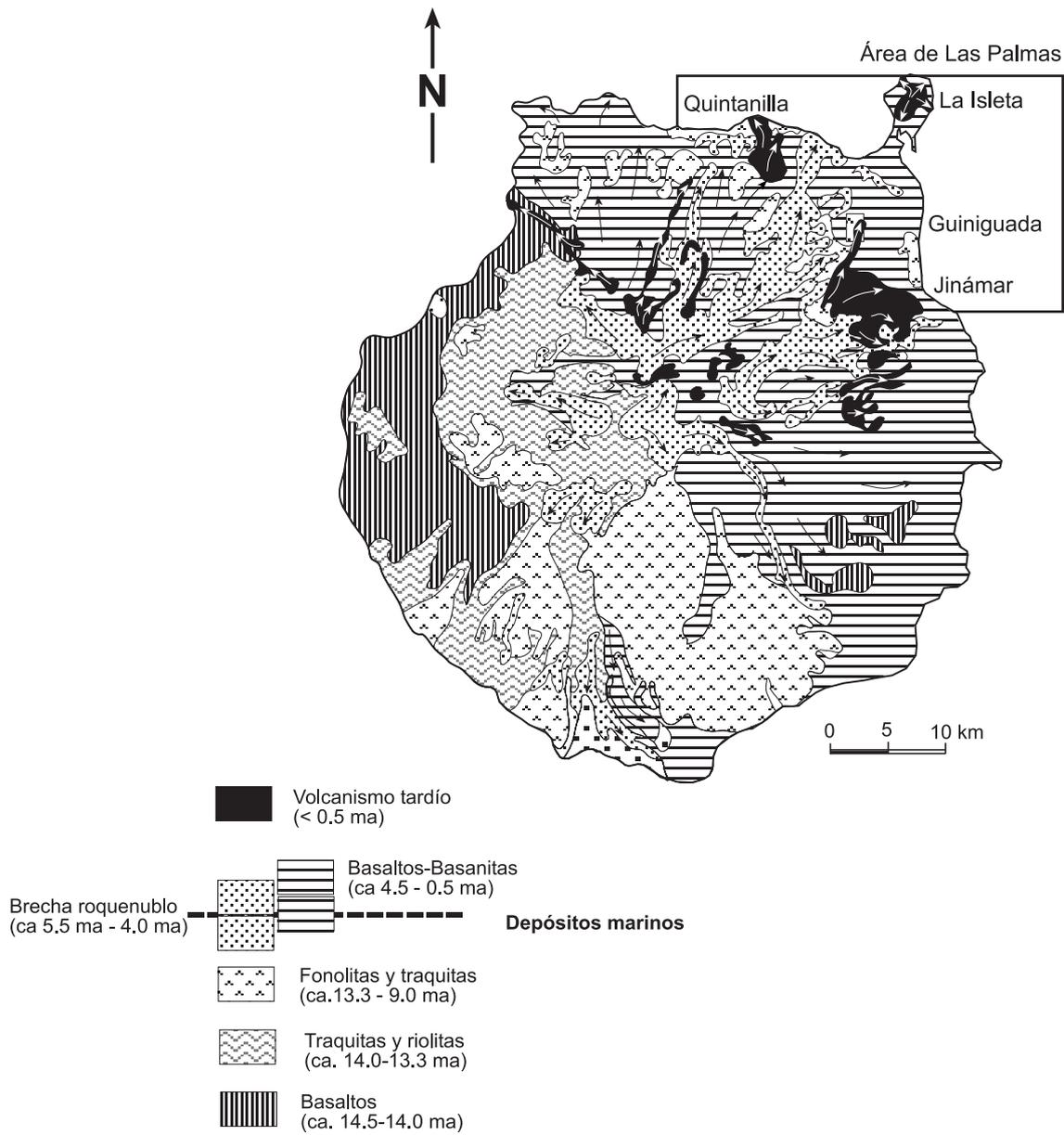
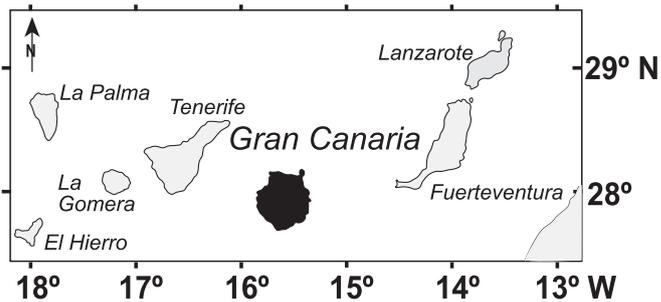


Figura 3.44 - Mapa geológico esquemático de Gran Canaria con indicación del volcanismo relacionado con los depósitos marinos mio-pliocenos. Modificado de Carracedo et alii, 2002.



Figura 3.45 - Galerías, en forma de asta de ciervo, en las areniscas pliocenas de El Guincho, Gran Canaria. Tiene semejanzas con las producidas por animales arenícolas marinos en mares tropicales actuales.



Figura 3.46 - El Guiniguada, Las Palmas de Gran Canaria. Perforaciones de moluscos litófagos. Galerías puestas en evidencia por la exfoliación en lajas de la fonolita.



Figura 3.47 - Cercanías del Paseo de Chil en Las Palmas de Gran Canaria. Molde y fragmentos internos de *Haliotis volhynica* Eichwald 1829 que permiten apreciar dimensiones y caracteres de la ornamentación de la concha. Propia del Mioceno europeo. Los grandes ejemplares canarios se diferencian profundamente de la *Haliotis tuberculata* Linné 1758, de la que pudo ser forma ancestral.



Figura 3.48 - Las Rehojas, Las Palmas de Gran Canaria. Según Rothpletz y Simonelli (1890) entre las algas calcáreas figuraría la especie cosmopolita *Lithophyllum racemus* (Lamarck) Foslie 1901. Se acumulan formando potentes y continuados niveles preferentemente en la base de los depósitos marinos miocenos. Indican una profundidad del mar de una veintena de metros. Así como el nivel rubefactado marca el final del depósito marino, el nivel de algas marca su inicio.



Figura 3.49 - El Guincho, costa norte de Gran Canaria. Sobre volcanismo mioceno y aluviones fonolíticos descansan depósitos marinos pliocenos, de una veintena de metros de espesor, entre los que se intercala un alud de la brecha roquenublo. Están, a su vez, bajo depósitos volcanoclasticos roquenublo -parte superior derecha de la imagen- y bajo basaltos del Pleistoceno medio -superior izquierda. Los depósitos marinos, en su inicio, muestran lentejones de conglomerados conteniendo algas calcáreas, fragmentos de fósiles marinos y algunos cantos rubefactados. Indica ello un fondo marino que recibe algunos aportes de la zona intermareal, tierra adentro. Posteriormente con el relleno de aluviones se reinstala la línea de costa avanzando hacia mar. Ello no implica glacio-eustatismo.

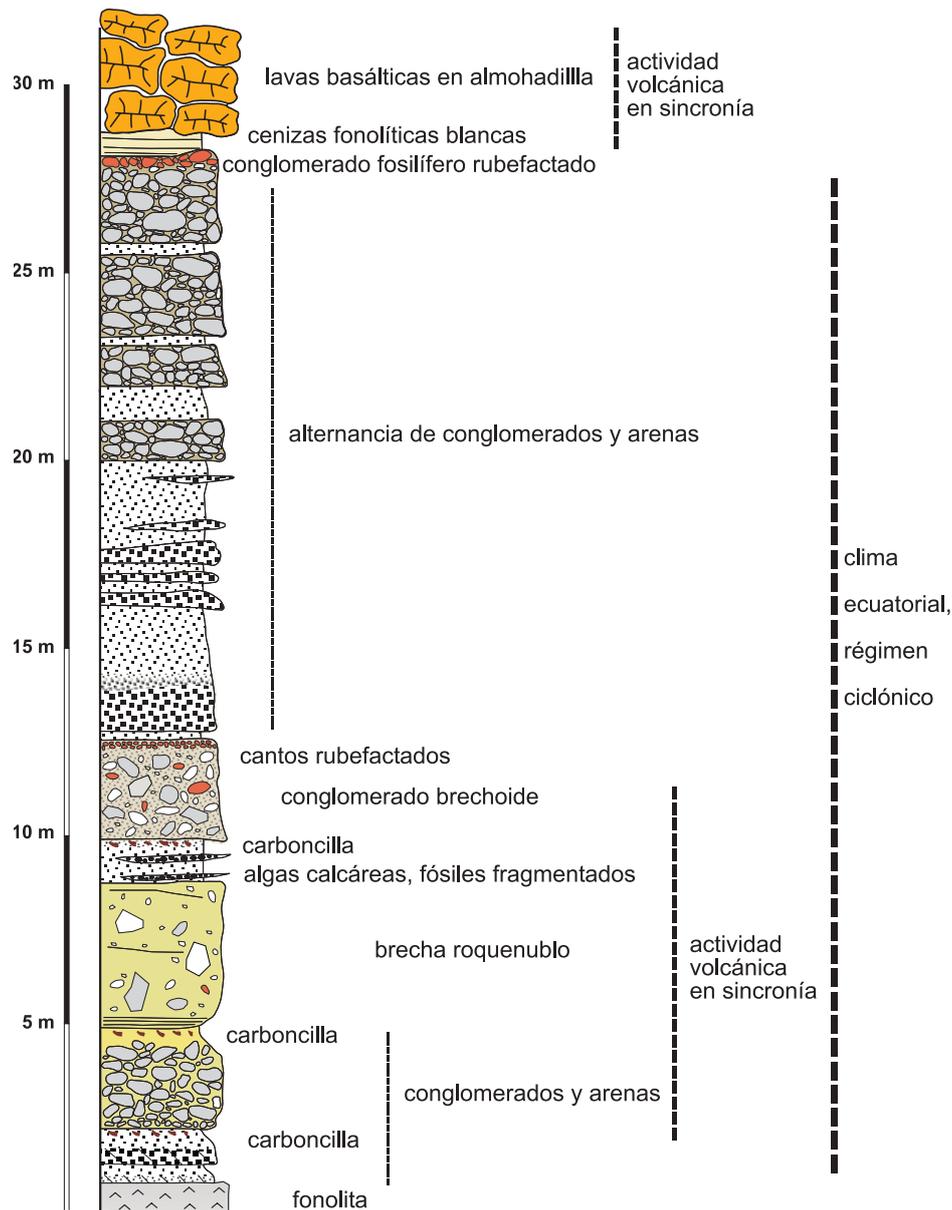


Figura 3.50 - El Rincón. Corte representativo de los sedimentos marinos pliocenos de Las Palmas de Gran Canaria. Sobre fonolitas y en ambiente marino costero disturbado por actividad volcánica y avalanchas aluviales quedan los restos de un mar regido por condiciones climáticas ecuatoriales reveladas por su contenido faunístico. El primer nivel, sobre la fonolita, es arenoso microconglomerático con cantos imbricados y estructuras sedimentarias marinas. En su parte superior aparecen restos de materia orgánica quemada -carboncilla. Se le superpone un conglomerado fonolítico de cantos subredondeados y nuevas arenas con carboncilla. Encima, la brecha volcánica -matrizsoportado-, atribuida en sentido amplio al episodio roquenublo, es de tipo bloques y cenizas con matriz amarillenta que contiene fragmentos de pómez. Los cantos fonolíticos presentan forma variante desde redondeados hasta angulosos así como cantos blandos angulosos de hasta circa 1m. Tras las arenas fosilíferas, se sitúa un conglomerado brechoide granosoportado, con cantos blandos subangulosos escasos y algún canto rubefactado, terminado en un estrecho -circa 15 cm- nivel de cantos rubefactados. Comienza después una alternancia de arenas con estructuras y niveles de microconglomerados en secuencias granodecrecientes de ambiente marino y, hacia lo alto, alternan conglomerados aluviales de cantos fonolíticos subredondeados y niveles arenosos con laminaciones y otras estructuras para terminar en el nivel rubefactado con fauna propia de la zona intermareal y submareal. Finalmente, cenizas volcánicas re trabajadas en medio acuoso y lavas enfriadas bruscamente en el mismo medio



Figura 3.51 - El Rincón -a la izquierda- y La Casa- a la derecha-, Bahía del Confital, Gran Canaria. Los sedimentos marinos pliocenos, de color claro, han sufrido desplazamientos en la vertical y están seccionados por barrancos. Niveles de algas calcáreas con fragmentos de fósiles marinos y algunos cantos de playa rubefactados se sitúan, por lo general, en la base de los depósitos a unos 20 m por debajo del nivel correspondiente a la antigua zona intermareal cubierta por basaltos en sincronía. Aquí, grandes aluviones y productos volcánicos de tipo explosivo retrabajados por el mar, rellenaron el fondo marino provocando un reajuste de la costa sin implicaciones eustáticas.



Figura 3.52 - Detalle de los depósitos sedimentarios marinos pliocenos en las cercanías al Paseo de Chil en Las Palmas de Gran Canaria. Una clara estratificación entrecruzada en areniscas bioclásticas con mayor proporción de fragmentos volcánicos hacia la base y con algún tubo vertical biogénico



Figura 3.53 - Detalle de los depósitos marinos sedimentarios pliocenos en El Guincho. Laminaciones en relación con el ímpetu del oleaje. Una avalancha de aluviones en algún punto no muy lejano debió producir las olas más intensas, testificadas por las ondulaciones, y perturbando un régimen calmo recuperado poco después.



Figura 3.54 - Barranco de Los Dolores en la costa norte de Gran Canaria. El conglomerado fosilífero rubefactado está bajo una colada datada en Quintanilla radiométricamente en circa 4.1 ma (ITGM, 1992), en el Plioceno. Los bloques son de gran tamaño -transporte muy corto- debido al substrato fonolítico inmediato que les rodeaba.



Figura 3.55 - En el Barranco de Guinguada, una colada de lavas fonolíticas se superpone a los aluviones fonolíticos y entra en contacto con los depósitos marinos fosilíferos pliocenos. Ambos, colada y depósitos marinos están afectados por rubefacción. La coladada está datada radiométricamente en 9.3 ma. La rubefacción es posterior a los depósitos y a la colada, pero anterior a los basaltos de circa 4.1 ma.



Figura 3.56 - Barranco Seco, Las Palmas de Gran Canaria. La presencia en los conglomerados marinos fosilíferos pliocenos de cantos procedentes de la brecha roquenublo indica que la actividad volcánica explosiva se había iniciado antes de la formación de los depósitos marinos. Esta actividad roquenublo prosiguió durante y después de que estuviera en acción la línea de costa pliocena.

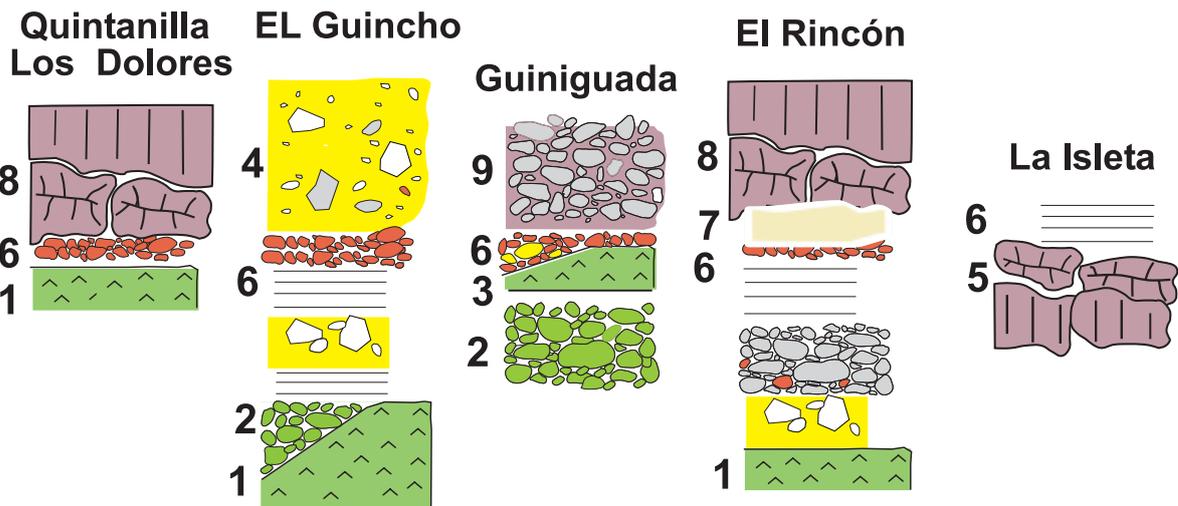


Figura 3.57 - Volcanismo implicado en los depósitos marinos con fauna mio-pliocena del noreste de Gran Canaria. Se detecta un cambio en la composición de los materiales volcánicos que de fonolíticos pasan a basálticos y, justo en el cambio, el episodio de nubes ardientes roquenublo. 1) fonolitas. 2) aluviones fonolíticos. 3) colada fonolítica datada en 9.3 ma. 4) aglomerado roquenublo datado entre 5.5 ma y circa 4 ma (Guillou et alii, 2004). 5) basalto-basanita con formas almohadilladas. 6) depósitos marinos con fauna mio-pliocena: rubefacción en zona intermareal, conglomerados, arenas y limos carbonáticos, cantos roquenublo, aportes aluviales y volcánoclasticos al medio marino. 7) cenizas volcánicas depositadas en medio marino y con fauna marina mio-pliocena 8) coladas basálticas en sincronía con formas en almohadilla datadas en circa 4.1 ma (ITGM, 1992). Los aluviones fonolíticos son anteriores a circa 9.3 ma.

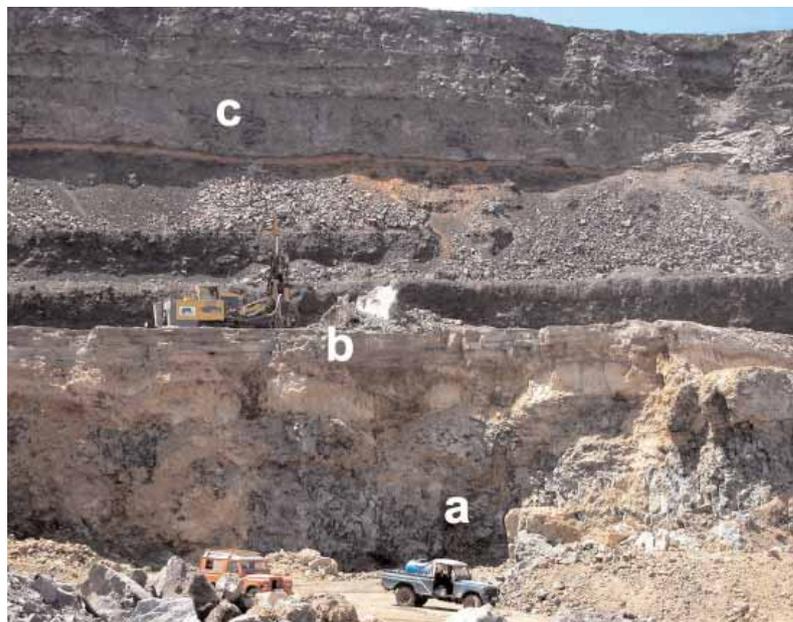


Figura 3.58 - La Isleta en Gran Canaria, en el este de La Esfinge. a) lavas basáltico-basaníticas. Presentan formas en almohadilla justo bajo los depósitos marinos y lateralmente hay disyunción columnar por lo que el lugar se puede interpretar como una hoya en la costa. b) depósitos marinos, a circa 50 m sobre el actual nivel del mar, con fauna mio-pliocena en limos carbonáticos c) piroclastos y lavas del Pleistoceno superior datadas en circa 60 ka (Guillou et alii, 2004).



Figura 3.59 -La Isleta en Gran Canaria. Numerosas *Lutraria oblonga* (Chemnitz 1782) en posición de vida. Esta especie es frecuente en el Plioceno medio de Europa (Sacco, XXIX, 1901, 30) y sus descendientes viven en la actualidad en el Atlántico (Nicklès, 1955) siendo conocidos como *Lutraria magna* (Da Costa 1778) y varias sinonimias (Mars, 1965). Con valor estratigráfico y paleoclimático débil proporciona, sin embargo, información ecológica. Es propia de la zona inmediata a la intermareal y vive enfundada en arenas fangosas, mejor en las de los estuarios, y a no más de 10 m de profundidad. Los ejemplares fósiles de la isleta sobrepasan los 120 mm de longitud, conservan las dos valvas unidas. Murieron repentinamente al colmatarse las aguas someras y calmas -una hoya en la que se acumularon limos carbonáticos- en las que vivían con nuevos aportes en una incidencia intermareal. Estos, que contienen numerosas *Nerita emiliana*, fueron re TRABAJADAS en medio marino hasta formar una laminación horizontal y, posteriormente, emergió el conjunto.



Figura 3.60 - *Lutraria oblonga* (Chemnitz 1782) de los depósitos marinos pliocenos de La Isleta en Gran Canaria.



Figura 3.61 - Barranco de Guanarteme o Tamaraceite, Las Palmas de Gran Canaria. Cenizas volcánicas depositadas en medio marino y estructuras en almohadillas de las lavas muestran sincronía entre el depósito marino y la colada basáltica del grupo de Quintanilla datada en circa 4.1 ma (ITGM 1992).



Figura 3.62 - Los depósitos marinos fosilíferos, conocidos desde el Diecinueve, han sido sepultados por las construcciones del antiguo barrio de San José en Las Palmas de Gran Canaria. El bloque rubefactado marca la posición del depósito en la ladera norte de Barranco Seco.



Figura 3.63 - Cantos rubefactados procedentes del nivel fosilífero plioceno se han incorporado al rellano de escalera. Barranquillo de Mata en Las Palmas de Gran Canaria.



Figura 3.64 - Jardines municipales en Las Palmas de Gran Canaria sepultando yacimientos paleontológicos. Tampoco las construcciones recientes respetan los depósitos marinos fosilíferos. Los espacios naturales urbanísticos poco tienen de naturales. La consideración por el pasado paleontológico en Gran Canaria -una página importante en el libro de la historia de la Tierra y el más valioso del archipiélago canario no sólo por los fósiles que contiene sino también por sus singularísimas condiciones geológicas- y la sensibilidad al respecto de las instituciones gobernantes son totalmente inexistentes. Por el contrario, este precioso legado natural parece ser considerado como un enemigo -cierto de la especulación- a destruir.

La Palma.

En el Barranco de las Angustias, única salida de La Caldera de Taburiente, aparecen restos de *Dendrophyllia cornigera* (Lamarck 1816) (figura 3.65). Este coral, que aparece fósil desde el final del Plioceno, vive en la actualidad en el Mediterráneo y en el Atlántico oriental desde Irlanda hasta las Islas Cabo Verde. Indica, por lo tanto, aguas tibias, ni extremadamente cálidas ni frías. Es propio de la franja circalitoral y llega a profundidades de 180 m. En el Barranco de Las Angustias se encuentra en relación con lavas en almohadilla del volcanismo submarino relativamente somero, próximo a las etapas iniciales de emersión de la isla. Su presencia en La Palma a circa 150 m de altura sobre el actual nivel del mar es una muestra de la posterior elevación de la isla ocurrida durante el Pleistoceno (figura 4.1).



Figura 3.65 - Corales en el Barranco de Las Angustias, en la isla de La Palma. Fueron mencionados por von Fritsch (1867) y no habían sido encontrados desde entonces. *Dendrophyllia cornigera* (Lamarck 1816). Tamaño natural. Estos corales aparecen asociados al volcanismo submarino, antes de la emersión de la isla, datado por medio de foraminíferos entre 2.8 ma y 3 ma (Staudigel y Schmincke, 1984), cuando ya habían desaparecido de Canarias las faunas cálidas mio-pliocenas.

04 CLIMA FRENTE A TECTÓNICA

J Meco, JC Carracedo, J Betancort, J Ballester

De lo expuesto sobre los depósitos marinos miocenos y pliocenos existentes en las islas Canarias se obtienen conclusiones neotectónicas y paleoclimáticas

Neotectónica en el Mioceno y en el Plioceno canarios

Si las dataciones radiométricas son aplicables, aunque fuere de un modo relativo, los depósitos marinos de Lanzarote son del Mioceno superior (> 8.9 ma), los de la costa occidental de Fuerteventura son del inicio del Plioceno (circa 4.8 ma) los de los alrededores de Jandía en Tarajalejo son burdigalienses (> 16.7 ma) y los de Gran Canaria son de mediados del Plioceno (circa 4.1 ma). Como no hay cambio climático detectado en la fauna marina -su medida más sensible- ni rastro de eustatismo, ni parece probable que los métodos radiométricos fallen en esa medida, hay que concluir que el clima permaneció sin variación apreciable en las Canarias durante un dilatado intervalo de tiempos mio-pliocenos.

Por otra parte, la presencia de estos niveles marinos emergidos a elevaciones que oscilan entre el 0 del nivel actual del mar y unos 120 m de altura (figura 2.14) aporta importante información sobre el marco geodinámico en que se han originado y evolucionado las Canarias y los procesos tectónicos producidos.

Los modelos que asocian la génesis de las Canarias con la tectónica alpina y con fracturas en diversos ciclos de propagación del continente a la zona del archipiélago, generando a su paso el magmatismo que las habría originado, han quedado descartados. Ni tales fracturas o plegamientos serían suficientes para generar,

en ausencia de una previa anomalía del manto, el intenso y voluminoso volcanismo de estas islas, ni han aparecido indicios de esas fracturas a pesar de las intensas investigaciones geológicas habidas en esa zona concreta en recientes prospecciones petrolíferas. Las Islas Canarias se han originado por un volcanismo muy continuado -circa 23 ma en la fase subaérea- asociado a una anomalía puntual del manto o punto caliente actuando sobre una placa litosférica en lento movimiento (Carracedo, 1999; Carracedo et alii, 2002).

Estas islas oceánicas intraplaca presentan un comportamiento muy similar, con un periodo de crecimiento volcánico submarino, seguido por la fase de emersión y desarrollo, para terminar sumergiéndose de nuevo por subsidencia una vez que cesa la sustentación dinámica de la pluma mantélica. En las Islas Hawaii, prototípicas de punto caliente, estas fases se completan en un intervalo de tiempo de unos pocos millones de años. Kauai, con una antigüedad de unos 6 ma, es la última emergida de la cadena de islas (Walker, 1990). Los depósitos marinos emergidos en Canarias abarcan un periodo considerablemente mayor, lo que refuerza otras observaciones geológicas y geofísicas que apuntan a la ausencia de subsidencia significativa en este archipiélago, posiblemente en relación con su particular localización muy próxima a un borde continental pasivo y a la mayor antigüedad y rigidez de la corteza oceánica sobre la que se asienta (Carracedo et alii, 1998). Esto explicaría la presencia en Canarias de estos depósitos marinos, que en otras islas oceánicas intraplaca no hubieran tenido suficiente tiempo para desarrollarse o habrían desaparecido por los procesos de subsidencia.

Si no existe una tectónica importante en la zona de las Canarias, al menos en el periodo de tiempo que indican estos depósitos marinos datados, habría que intentar explicar cual ha sido el proceso geológico que los ha levantado. Depósitos marinos elevados similares aparecen en las Islas Hawaii, así como el efecto contrario, plataformas marinas de abrasión hundidas a cientos de metros de profundidad (Moore, 1987). La explicación dada en las Hawaii, válida asimismo para las Canarias, se apoya en el hundimiento o basculamiento de los edificios insulares más antiguos por la carga impuesta al crecer sobre ellos nuevas islas (figuras 4.1 y 4.2). Esta explicación no es válida, sin embargo, para la isla de La Palma donde aparecen lavas submarinas a una altura de 1500 m sobre el nivel del mar, así como restos fósiles de corales a 150 m. En este caso, los procesos de levantamiento se deben a empujes diapíricos del magma, fundamentalmente la continuada inyección de los conductos de alimentación de la series volcánicas subaéreas, capaces por intrusión repetitiva de levantar y bascular las formaciones volcánicas (Staudigel y Schmincke, 1984; Carracedo et alii, 2001). De hecho, el término Complejo Basal, acuñado en Canarias para definir las formaciones complejas que incluían materiales volcánicos submarinos y depósitos marinos levantados asociados a una intensa malla de formaciones intrusivas (diques y plutones), ha sido abandonado ya que al datar -y separar- las diferentes formaciones quedan, por una parte, los conductos de emisión y cámaras magmáticas de las formaciones volcánicas que forman las isla, y por otra, los materiales volcánicos submarinos y depósitos marinos que actúan de roca caja de las anteriores y constituyen la etapa de monte submarino de la isla (Carracedo et alii, 2001).

Estos procesos de levantamiento han debido ser mucho más enérgicos en las fases juveniles de crecimiento de las islas, como ahora en La Palma, aunque la actividad volcánica posterior los haya recubierto, siendo sólo observables en aquellas zonas en que han ocurrido deslizamientos laterales masivos que los hayan exhumado. En las islas más antiguas en cambio, ya en estadios avanzados de la etapa de rejuvenecimiento post-erosivo, la actividad eruptiva, muy atenuada, es de suponer que no sea capaz de procesos de empuje ascensional similares, aunque los levantamientos diferenciales -basculamientos- originados por asentamiento como respuestas a las cargas impuestas por las islas más jóvenes sea una explicación suficiente, siendo Gran Canaria un ejemplo claro de este tipo de procesos.

Por lo tanto, los depósitos marinos canarios con fauna mio-pliocena, lejos de apoyar un modelo climático glacio-eustático refuerzan un modelo tectónico de basculamiento de las islas y contribuyen a cuantificar en el tiempo, en el espacio insular y en la intensidad (figura 2.14) los diferentes episodios de las manifestaciones tectovolcánicas.

Paleoclimatología

No obstante, importantes conclusiones paleoclimáticas se han obtenido. Una de ellas, que es previa: el conocimiento de la naturaleza mio-pliocena de depósitos marinos que aparecen en la literatura científica al respecto como pleistocenos y que, por lo tanto, constituyen falsos testimonios de cambios climáticos.

Más interesantes son las conclusiones que dan a conocer la existencia de un clima inicial en Canarias con una larga duración, desde finales del Mioceno hasta mediados del Plioceno, semejante al clima ecuatorial actual, y las que revelan el primer y más antiguo cambio climático de los tiempos neógenos testificado en el Archipiélago Canario.

El paleoclima ecuatorial canario

Conviene el término ecuatorial para eliminar toda duda de que se trata de los mares más cálidos que existen en el Atlántico. La clasificación climática de Köppen (1918), muy utilizada aún en la actualidad, divide la superficie de la Tierra en regiones climáticas coincidentes en gran parte con los diferentes tipos de vegetación. Pero, desde la información proporcionada por los fósiles contenidos en los depósitos marinos costeros de Canarias, las condiciones climáticas evidenciadas serían semejantes a las actuales de las costas del Golfo de Guinea y del Mar Caribe. - Tipo climático AF de Köppen.

Las seis especies fósiles (terno guía y terno de refuerzo) utilizadas para identificar el mio-plioceno canario están extintas. Uno de los géneros (*Rothpletzia*) a los que pertenecen también lo está pero los otros cinco géneros sólo están representados actualmente por especies de los mares más cálidos. Ya desde antiguo (Fischer 1887) se conoce muy bien que el género *Strombus* es propio de mares cálidos y que sus especies abundan sobre los bajíos a flor de agua y viven a tenue

profundidad. De igual modo el género *Nerita* está representado por dos centenares de especies de mares cálidos que viven sobre las rocas en la zona litoral y el género *Ancilla* está representado actualmente por medio centenar de especies de mares muy cálidos que viven hundidas tenuemente en la arena en marea baja. El género *Saccostraea*, con cierta confusión entre sus especies actuales, es indudablemente de mares cálidos -Océano Índico, Mar Rojo, Golfo de Guinea (Nicklés 1950). Finalmente, el género *Siderastraea* en la actualidad está restringido a las Antillas, Costa occidental de África, Mar Rojo y Océano Índico. Es un coral madreporario recifal capaz de vivir en colonias aisladas, en un medio de sedimentación arenosa y fangosa (Chevalier, 1961). Por lo tanto, las implicaciones paleoecológicas derivan de la biodistribución geográfica de estos géneros en la actualidad y del medio que les rodea. Claramente indican zona intermareal, o de escasa profundidad bajo el mar en costas de las regiones próximas al ecuador térmico.

El clima denunciado por la fauna presente en los depósitos mio-pliocenos de las tres islas occidentales mayores es, por lo tanto, de tipo ecuatorial. Es decir, muy cálido y sin estacionalidad. El tipo climático AF, es propio de latitudes cercanas al Ecuador con constantes lluvias, acompañadas con cierta frecuencia -una treintena al año- de tormentas en el Golfo de Guinea y de huracanes o ciclones tropicales en el Caribe, algunos geológicamente catastróficos. En el Golfo de Biafra, al fondo del Golfo de Guinea y en algunos puntos a favor del relieve, se llega a registrar precipitaciones de más de 10.000 mm (Font, 1951) Las temperaturas, elevadas y uniformes a lo largo de todo el año, alcanzan medias mensuales de 25° C en las costas y superiores en dos grados en las aguas de superficie del mar (Crosnier, 1964).

Por los extensos aluviones que preceden, acompañan y suceden a los depósitos marinos canarios mio-pliocenos, se infiere que había un régimen ciclónico con frecuentes grandes huracanes con efectos semejantes a los de los actuales del Caribe. Estos causaron -y podían hacerlo en pocas horas- potentes avalanchas allí donde los materiales son más frágiles y el relieve más propicio -caso de Las Palmas de Gran Canaria o La Solapa en Fuerteventura.

El nivel del mar mio-plioceno

El marco climático general en el Hemisferio Norte (figura 4.3), viene caracterizado por el paso, tras el cierre del Canal de Panamá, acontecimiento datado en 4.6 ma (Ravelo et alii, 2004), desde un clima ecuatorial sin estaciones a un proceso de enfriamiento que aboca en clima árido y desértico en Euráfrica. El clima empezó a mostrar oscilaciones entre aridez y humedad que acabarían -hace circa 2.7 ma- en la instalación de una estacionalidad con inviernos muy húmedos continuados y veranos cálidos (Haug et alii, 2005, Aguirre 2003).

El nivel del mar descendería con la acumulación de hielos en el Polo Norte a partir de hace 2.7 ma, pero no demasiado, no llegaría a la decena de metros según la perspectiva contemplada desde Canarias (figura 2.14) debida al carácter intermareal de los depósitos marinos fosilíferos elevados y a las medidas de sus alturas sobre el actual nivel del mar.

Sobre el continente antártico los hielos estaban instalados desde bastante antes -al menos desde hace 12 ma y con variaciones más importantes desde hace 30 ma- (figura 4.3) y su fusión -unos 30 millones de km cúbicos- causaría una elevación del nivel de los mares de unos 70 m. Situación que no se ha producido durante el Neógeno posterior a la existencia de Canarias. Sin embargo, la fusión de los hielos de Groenlandia produciría una elevación del nivel de los mares de unos 7 m que sumada a la de los otros glaciares existentes no llegaría a los 8 m. A esto habría que añadir unos 10 m de la bajada del nivel del mar ocurrida con el final de la crisis mediterránea -unos 3 millones de km cúbicos de agua- durante el tránsito mio-plioceno hace circa 5.4 ma. Por otra parte, tras la colmatación del Mediterráneo a través de Gibraltar, el clima fue más húmedo y frío en centroeuropa que durante su desecación. En este mar la evaporación anual es 10 veces superior al aporte de las aguas de lluvia y de los ríos (Hsü et alii, 1973). Estas cifras son orientativas, aunque apoyadas por los datos canarios, y en cierto modo topes, porque pudieron intervenir otros factores como la variación en la profundidad del Mediterráneo.

El primer cambio climático neógeno en Canarias

Después de hace 4.1 ma, edad de los últimos restos con fauna cálida en Gran Canaria, y antes de circa 2.7-2.9 ma, sí se produce un importante cambio climático - hacia BW en la clasificación de Köpen- en las Canarias detectado singularmente en el Barranco de La Cruz, en Fuerteventura, y en El Mármol en Gran Canaria, pero también presente en circunstancias menos singulares en todas las islas. En ambos sitios hay unos cuerpos calcáreos entre coladas de lavas.

La naturaleza de los barrilitos

Von Fritsch (1867, 30) es el primero en mencionar concreciones calcáreas sobre vegetación de las dunas en el Istmo de Jandía en la Isla de Fuerteventura, pero también unos peculiares "Dünen-Eier" que, por deflación, por millares cubren el suelo. Los describe como cuerpos calcáreos huecos, de aproximadamente un centímetro de ancho y 2 o 3 de largo, abiertos por un lado y por el otro totalmente cerrados, con aspecto de "Eier oder cocons". A veces en su interior hueco se encuentran restos actuales de la avispa mora, que allí se guarece.

Para Aranda Millán (1909) son nidos de *Anthophora*, de las dunas de la llanura de Timbaiba en Lanzarote, lo que los lugareños llaman "barrilitos". H.-Pacheco (1909) menciona nidos de himenópteros del Género *Anthophora* (ibidem, 141 y 296 y figura 29 fila 4ª) de las dunas de Lanzarote y dice haberlos visto en una toba con moluscos terrestres y nidos procedente de Nerja (Málaga, sur de España). Rognon et Coudé-Gaussen (1987) los consideran concreciones carbonatadas con una llamativa forma de "cocons" de 1 a 2 cm de diámetro y 3-4 cm de largo, con significación enigmática.

La aceptación de que estos Dünen-Eier (von Fritsch, 1867) o barrilitos (Aranda Millán, 1909) o "cocons" (Rognón y Coudé-Gaussen, 1987) pertenecen a himenópteros (Hymenoptera), a Icneumonidos (Ichneumonidae), o más concretamen-

te aún al género *Anthophora* ha sido amplia en la bibliografía geológica sobre las islas orientales (Aranda Millán, 1909; H.-Pacheco, 1909; Hausen, 1962; Petit-Maire et alii 1986, 1987; Rognon et alii 1989; Meco, 1993; Damnati et alii 1996; Damnati, 1997; Meco et alii 1997; Edwards y Meco, 2000). En estos trabajos se constata la imposibilidad de alcanzar el nivel específico en su clasificación. En este empeño taxonómico se ha puesto de manifiesto que la asignación genérica no es firme y que deberían pertenecer más bien al género *Eucera* para, finalmente, renunciar a una identificación zoológica y atribuirlos al ichnogénero *Celliforma* (Ellis y Ellis-Adam, 1993; Alonso-Zarza y Silva, 2001, 2002). Pero, esto también es posteriormente negado y los supuestos nidos son atribuidos en parte a los ichnogéneros *Palmiraichnus*, o a un desconocido ichnogenero de *Celliformidae* ambos de supuestas abejas, y en parte a *Rebuffoichnus* considerado celdas de pupas de coleópteros (Genisse y Edwards, 2003). Se puede, por lo tanto, concluir que hasta el presente nada se conocía con seguridad sobre la naturaleza de estos cuerpos calcáreos nidiformes de los paleosuelos canarios.

Por el contrario, el significado paleoclimático aparece claro debido a su posición en paleosuelos intercalados en las arenas dunares. Detectan un intervalo húmedo en un régimen árido. Estos intervalos húmedos se sitúan en los tiempos iniciales de los estadios isotópicos marinos impares. Los interglaciales pleistocenos principales (MIS, 11.3, MIS 9.3, MIS 7.1 y MIS 5.5) están representados en las islas por paleosuelos a los que, en breve, suceden depósitos marinos con diferentes faunas cálidas que se instalan sobre ellos. Hacia el fin del interglacial se instala la aridez y se forman delgadas calcretas sobre los paleosuelos. Lo mismo ocurre en el inicio del Holoceno en que al gran húmedo neolítico, de circa 8.000 BP, suceden los depósitos marinos holocenos hace circa 4.000 BP (Petit-Maire et alii, 1986, 1987; Meco, 1993; Bouab y Lamothe, 1997; Meco et alii, 1997, 2002, 2003, 2004).

Una nueva interpretación de la naturaleza de estos cuerpos calcáreos y su aparición en Canarias hace circa 3 ma encierran un importante significado paleoclimático.

La cantidad de barrilitos en cualquiera de los paleosuelos mencionados es tan grande que llama poderosamente la atención de todos los que los han contemplado. Ya von Frisch (1867) habla de "zu Tausenden", a millares. Y esto, no en pocos sitios localizados, sino sobre todas las enormes extensiones de arenas de las islas orientales (La Graciosa, Lanzarote, Fuerteventura y también en Gran Canaria) de modo que puede decirse que son tan incontables como las propias arenas. Este dato, unido a que jamás se ha visto ni hablado de plagas de himenópteros ni de coleópteros en las Canarias y, por el contrario, sí de plagas de langostas que incluso azotan las islas en nuestros días, revela que sólo unos insectos que acudiesen a las islas en forma de plagas, procedentes de África, y que realizaran sus puestas de huevos en las arenas, podrían explicar esta abundancia extraordinaria de barrilitos.

Desde esta perspectiva todo coincide: La presencia conjunta de los barrilitos con tubos que no son otra cosa que concreciones calcáreas sobre la vegetación dunar y la propia estructura de la pared de los barrilitos formada por sucesivas

capas calcáreas -hechos ya observados por von Fritsch (1986, p. 30)- muestra que los barrilitos no son obra de insectos constructores sino meras concreciones calcáreas alrededor de la puesta de huevos. La propia palabra *coccum* en latín significa excrecencia.

La morfología de los barrilitos se asemeja a la de las ootecas de las langostas circummediterráneas. Muestra su mayor afinidad con las de los *Gonphocerinae* (Orthoptera, Acrididae) entre los que figura la actual *Dociostaurus maroccanus* (Thunberg 1815) de la vecina costa sahariana. En general una ooteca está compuesta por un racimo de huevos de unos 4 mm sobre el que se coloca una masa espumosa -que no se conserva fósil. En *Dociostaurus maroccanus* se produce, sin embargo, un espesamiento de la pared de la ooteca por adherencia de partículas de tierra hasta formar un verdadero casco protector de la puesta. Hay también unas estructuras membranosas transversales que separan el racimo ovífero de la masa espumosa superior dejando un espacio vacío (Chapman y Robertson, 1958; Popov et alii, 1990) -que corresponde a la abertura del barrilito. Estas estructuras pueden observarse en Edwards y Meco (2002, Fig. 8c) rodeadas en su totalidad por capas concéntricas de calcreta, formadas más tarde, que pueden engrosar considerablemente el volumen del barrilito según la exposición a los agentes formadores de las calcretas. Por lo tanto, la naturaleza de los barrilitos se revela como concreciones calcáreas alrededor de ootecas de ancestros (*Dociostaurus* aff. *maroccanus*, desde circa 3 ma al 8.000 BP) afines a las actuales langostas norafricanas.

Ahora el significado paleoclimático aparece poderosamente reforzado. En la actualidad la llegada a las islas de langostas se produce cuando hay "tiempo sur". Es decir, el anticiclón de las Azores se desplaza hacia el sur de Europa, cesan los vientos alisios y llega a las Canarias, e incluso a América, el polvo arcilloso sahariano (Chamley et alii, 1987; Damnati et alii, 1996; Damnati, 1997; Meco et alii, 2004). En las islas Canarias, durante esos días, se producen precipitaciones por el choque de aire sahariano cálido y atlántico frío. La vegetación surge sobre las dunas. Posteriormente, con la reanudación de los alisios se instala nuevamente la aridez dejando enterrados los paleosuelos bajo las nuevas arenas.

Es bien conocido que las hembras de las langostas, mediante el oviscapto, entierran la puesta de huevos en terrenos blandos. La consistencia arenosa no basta pero con las capas de polvo arcilloso sahariano el suelo se vuelve adecuado para ello. Estas circunstancias favorables (temperatura, humedad, suelo en condiciones) transitorias producen una extraordinaria actividad reproductiva y la eclosión de innumerables huevos hasta producir en pocos tiempo considerables plagas. Con la sequía entran en fase recesiva. Presentan, por lo tanto, una muy especializada adaptación a clima árido con pausas húmedas en regiones donde hay estacionalidad anual. Estacionalidad atenuada como en el Sahel o francamente declarada como en el área circummediterránea. En todo caso, con temperaturas de cálido a moderadas, nunca frías. Por ello, sus ootecas en los paleosuelos canarios tienen un significado climático bien definido y de carácter cálido como se pone de manifiesto en los estadios isotópicos marinos impares del patrón climático moderno del final del Pleistoceno medio y del inicio del Holoceno (figura 4.3).

Ningún MIS del Pleistoceno inferior, por la poca acentuación de sus estadios impares, con patrón climático precedente, reunió tales condiciones (figura 4.3).

Las más antiguas ootecas en Canarias

Hausen (1962) señala, en la isla de Gran Canaria, al este de Montaña de Gáldar, en El Marmol, "nidos de *Anthophora*". Están en una capa arcillosa amarillenta, que contiene también moldes de vegetación, situada entre dos coladas basálticas (ibidem, 245 y figura 22) (figura 2.15). Aunque según Hausen las lavas podrían pertenecer al periodo cuaternario no ha resultado así. La colada basáltica inferior tiene circa 3 ma y la colada basáltica superior tiene circa 2.91 ma (Guillou et alii, 2004, tabla 1, figura 2: dataciones GCR-49 y GCR-48).

Por ello, en la costa norte de Gran Canaria, las ootecas representan el testimonio de un episodio húmedo estacional datado en circa 2.91-3.0 ma. Es de notar que ambas coladas basálticas descansan sobre brechas volcánicas localmente llamadas roquenublo. Estas brechas están relacionadas con los depósitos marinos conteniendo la fauna que delata un clima muy cálido, de tipo ecuatorial sin estacionalidad. También están asociadas a grandes aluviones que denotan el régimen ciclónico de lluvias semejante al actual del Caribe. Los depósitos están datados, a su vez, en circa 4.1 ma gracias a la presencia de lavas en sincronía en el Barranco de Quintanilla (ITGE, 1992, 21, GR-3, tabla 2.3).

En la isla de Fuerteventura, en el Barranco de La Cruz, y en el Barranco de Los Molinos (Rothe, 1986) una duna está situada sobre depósitos marinos con la misma fauna cálida pliocena y encima de la duna un paleosuelo contiene las ootecas y numerosas estructuras fósiles de vegetales (figuras 3.23 a 3.26). Todo ello bajo una colada de lavas basálticas (figuras 3.22 y 3.23) datada en 2.7 ma (Meco y Stearns, 1981). Esta misma colada ha sido datada posteriormente en 2.9 y 2.7 ma (Coello et alii, 1992).

El episodio húmedo, de hace circa 2.9 ma, puesto de manifiesto por las más antiguas ootecas encontradas en Canarias es coincidente con el brusco cambio climático detectado en el Océano Pacífico subártico. Hace 2.7 ma se inició una notable estacionalidad en la que los inviernos se hicieron más fríos y los veranos más cálidos (Haug et alii, 2005). El agua del océano experimentó un aumento súbito de las cantidades de agua dulce que se acumulaban en su superficie. En esas latitudes elevadas, el calentamiento del verano y su continuación en el otoño, proporcionó la humedad necesaria, por evaporación del agua oceánica, para su precipitación en nevadas durante el gélido invierno. Ello causó el inicio de los hielos en el hemisferio norte. El agua dulce superficial oceánica procedería de un aumento de las lluvias por causas desconocidas. Parece, por lo tanto, coincidente ese primer periodo húmedo desencadenante de la acumulación de hielos en el ártico con el primer episodio húmedo registrado en las Canarias orientales. La estacionalidad está mostrada por las ootecas que no son otra cosa que el mecanismo de espera de condiciones húmedas favorables. Mecanismo innecesario en el clima precedente permanentemente cálido y húmedo y sin estacionalidad.

El dilatado (circa 8.9 a circa 4.1) clima cálido con corales en las costas de Canarias y su sucesión por un clima árido con importantes pausas húmedas con plagas de acrídidos y una estacionalidad moderada se incorporan, y refuerzan, muy bien a los conocimientos paleoclimáticos más recientes. Así, una creciente variabilidad climática y aridez se produjo en África subtropical hace circa 2.8 ma (deMenocal, 2004) acusada por conjuntos faunísticos que sugieren habitats más variados y cambios en la vegetación al tiempo que se produjo un descenso en las temperaturas oceánicas en el Atlántico norte subtropical (Herbert y Schuffert, 1998).

Por otra parte, en el contexto del enfriamiento neógeno gradual, la instalación de hielos en el hemisferio norte es consistente con la teoría orbital de Milankovitch, que interpreta que los campos de hielo crecen cuando la insolación en el tiempo de verano polar y la temperatura son bajas (Haug et alii, 2005).

El clima de la tierra ha experimentado una transición global, durante los últimos 4 ma, desde condiciones cálidas con temperaturas globales de superficie unos 3°C más cálidas que en la actualidad (figura 4.3). Los hielos polares eran menores con niveles del mar más altos que en las condiciones más frías actuales. Aunque se ha sugerido que cambios tectónicos han influido en la transición climática e instalación de hielos en el hemisferio norte, hace unos 2.7 ma, las causas últimas para los cambios climáticos aún se debaten. La instalación de grandes ciclos glaciales-interglaciales no coinciden con una específica reorganización ocurrida en las bajas latitudes. Las diferencias regionales en el el ritmo de enfriamiento implica que el enfriamiento global fue un proceso gradual, más que la respuesta a un único umbral o episodio como previamente se ha sugerido (Ravelo et alii, 2004).

Es en este marco, en el que se comparan los registros climáticos obtenidos en altas latitudes, regiones subtropicales y en los trópicos, en el que se instalan los datos aportados por la paleoclimatología de Canarias en latitudes medias atlánticas saharianas.

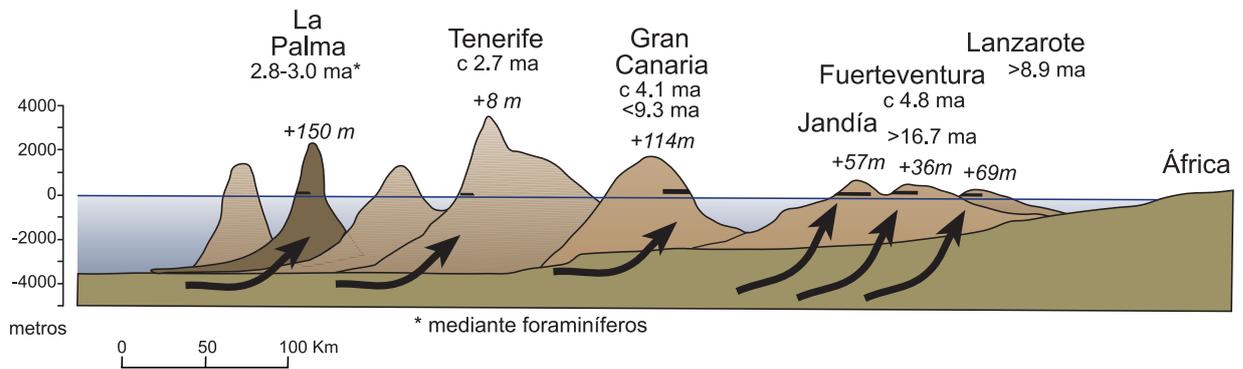


Figura 4.1 - Esquema del perfil de las islas Canarias en dirección normal al continente africano. Muestra las edades radiométricas -excepto en La Palma- de lavas en puntos singulares en relación con depósitos marinos que contienen fauna mio-pliocena. Se constata una mayor antigüedad de los depósitos en relación con su cercanía a África. Se señala también la altura máxima sobre el actual nivel del mar de los depósitos marinos mio-pliocenos en cada isla. Jandía se considera independientemente de Fuerteventura occidental. Modificado de Carracedo et alii (2002) en que se aplica a las edades del volcanismo subaéreo de cada una de las islas. (Meco et alii, 2007)

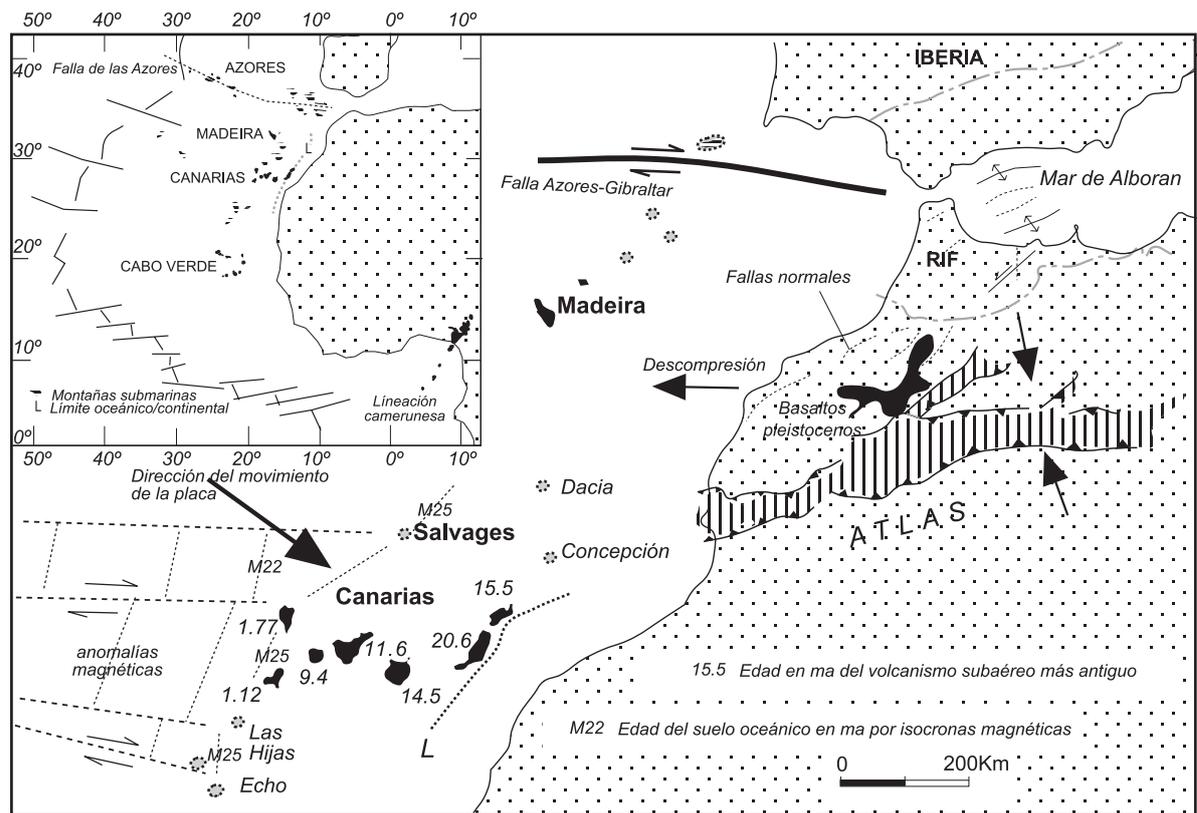


Figura 4.2 - Esquema geográfico y geodinámico del volcanismo del margen noroeste continental africano, según Carracedo et alii, 2002. (Meco et alii, 2007)

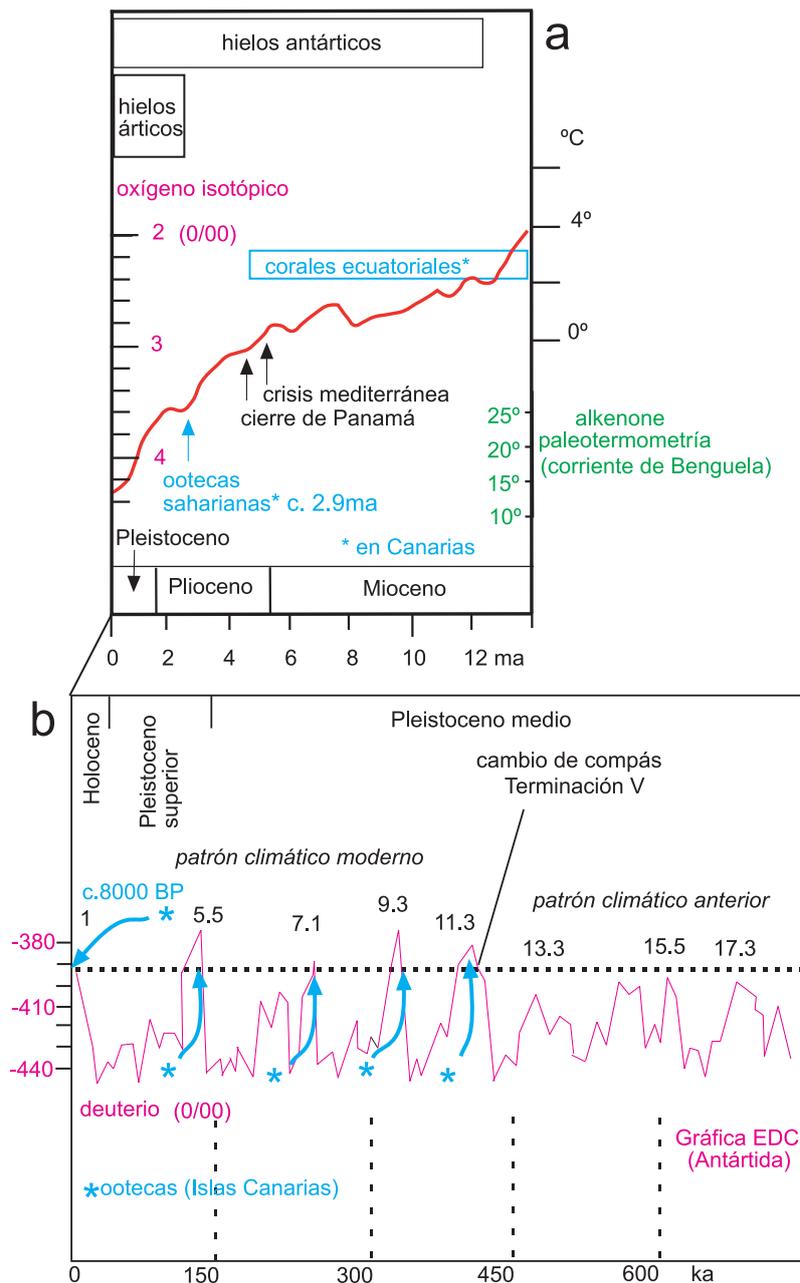


Figura 4.3 - Cambios climáticos en Canarias. a) Los corales fósiles mio-pliocenos y las más antiguas ootecas encontrados en Canarias se sitúan en relación con los más grandes eventos del Atlántico. Los hielos antárticos no fueron óbice para la existencia de mares canarios con fauna muy cálida que, sin embargo, desapareció con el enfriamiento paulatino producido a raíz del cierre de Panamá. Así como los corales ecuatoriales indican un clima sin estacionalidad anual, propio actualmente de la zona ecuatorial, las ootecas de acrididos indican, al igual que la instalación de los hielos árticos, el inicio de una estacionalidad atenuada con un régimen árido sahariano y notables pausas húmedas. Datos de Marlow et alii (2000), Zachos et alii (2001), Haug et alii (2005) Meco et alii, (2007). b) En las variaciones climáticas holocenas y de la segunda mitad del Pleistoceno, las ootecas de acrididos aparecen en Canarias con el inicio de los interglaciales del patrón climático moderno en los que se dan las condiciones de temperatura, humedad y suelo favorables para su desarrollo. Datos de EPICA (2004) y de Meco et alii (2003).

PARTE SEGUNDA: EL CUATERNARIO

05 EVOLUCIÓN EÓLICA

J Meco, N Petit-Maire, A Lomoschitz, M Fontugne,
AJG Ramos, JC Carracedo, J Betancort, J Ballester, N Perera

Obvio, lo que está ante los ojos, es difícil de abordar. Obvia parece la situación atlántica de las Canarias (figura 5.1) y sin embargo de ella dependen unas largas historias de transformaciones. Una de esas historias es la de las arenas blancas con las que se visten las islas orientales. Nacen esas arenas, a partir de la trituración de las construcciones defensivas de los organismos marinos del litoral. El embate perenne en las costas requiere unos caparazones, conchas y soportes en los animales y las plantas que en ese medio encuentran su supervivencia. Las protecciones que construyen están formadas por carbonato cálcico. El mismo ambiente que las hizo necesarias y posibles se encarga de su trituración. Más tarde, esas arenas marinas bioclásticas fueron transportadas eólicamente. Parte de ellas encontraron cobijo en tierra volcánica. Entre viento y relieve formaron abundantes acumulaciones de arenas de muy diferente grosor, dilatadas extensiones arenosas delgadas y rellenaron grietas y fisuras. El viento azota, el relieve recibe y las arenas circulan buscando un reposo siempre transitorio. Pero, el relieve tampoco es inmutable y muy extensas lavas han cubierto reiteradamente la superficie de las islas mientras transcurría la historia de las arenas. Tampoco fueron inmutables los órdenes emanados del clima que gobernó todo el proceso. Esta historia se lee a tramos en distintos escenarios. Los tramos son los de la Escala de Tiempos Geológicos de 2004 y los escenarios lugares singulares de las islas orientales.

El Geliense (entre 2.59 millones de años y 1.81 ma)

Agua Tres Piedras

Es en la costa occidental de Fuerteventura y especialmente en Agua Tres Piedras (figura 5.2) donde el corte geológico (figura 5.3) muestra la transición entre los depósitos marinos de inicios del Plioceno y la gran calcreta de inicios del Pleistoceno. Tiene de notable esta sección geológica el mostrar el origen marino de las blancas calcarenitas, la intercalación de reiterados aluviones acompañados de señales de vegetación y la formación de un primer paleosuelo muy poco antes del inicio del Cuaternario, situado en hace 2.59 ma. Aunque esto ha sido tratado en el volumen dedicado al Mioceno y al Plioceno es en Agua Tres Piedras donde se muestra una continuación hasta la gran calcreta y en donde queda representado el tramo cuaternario más antiguo (desde hace 2.59 ma hasta hace 1.81 ma). En éste, el viento deja el protagonismo a las aguas pluviales hasta que comienza el Pleistoceno con una aridez necesaria para formar la calcreta.

El Pleistoceno inferior (entre 1.81 ma y 0.78 ma)

La gran calcreta

La calcreta aparece cubriendo casi por entero las llanas islas de Fuerteventura (figura 5.4) y Lanzarote así como el norte y este de la agreste Gran Canaria, en donde es vestigial, hasta alturas que superan los 400 m sobre el actual nivel del mar. Al cubrir toda la isla de Fuerteventura separa de inmediato las formaciones geológicas anteriores o "blancas" de las posteriores o "negras" (figura 5.5), tanto aluviones (figuras 5.6 y 5.7) como basaltos (figuras 5.8 y 5.9). La calcreta queda cubierta por todo el volcanismo cuaternario "negro". Además, la calcreta está seccionada por la red de barrancos instalados en el Pleistoceno inferior (figuras 5.8 y 5.10). Su área de dispersión coincide con la de las dunas pliocenas, a favor de los alisios, a partir de la línea de costa de inicios del Plioceno y su espesor está en relación directa con la potencia de las dunas calcareníticas subyacentes, de donde procede el calcio, es decir, desde escasos centímetros en las acunaciones de arenas en delgada cobertera sobre los relieves altos hasta una media decena de metros en las vaguadas o cañadas abiertas al norte. En consecuencia, a sotavento, el sur, de las elevaciones montañosas que no permiten el paso de las arenas por sus colladas no hay nunca calcreta, mientras que se dispersa en abanico bajo las colladas de altura inferior.

La relación de la calcreta con lavas datadas señala su pertenencia al Pleistoceno inferior. La calcreta, a su vez, marca un antes y un después para dos ciclos erosivos y dos generaciones de depósitos de ladera y una repetida reactivación eólica (figura 5.11).

El Pleistoceno medio (entre 0.78 ma y 0.126 ma)

Al romperse la calcreta durante el segundo ciclo erosivo, las arenas dejaron de estar retenidas y sufrieron una reactivación anegando algunas depresiones del romo relieve del noroeste de Fuerteventura (figura 5.12) o apoyándose en algunas elevaciones. Estas dunas están datadas del Pleistoceno medio tardío (figuras 5.13 y 5.14) por diversos métodos y presentan paleosuelos intercalados (figuras 5.15 y 5.16). También en Lanzarote (figuras 5.17 y 5.18) y en La Graciosa (figura 5.19) las dunas y paleosuelos están bajo piroclastos y lavas a veces datadas (figuras 5.20 y 5.21). Otras veces están en el interior de cráteres (figuras 5.22 y 5.23) pero bajo piroclatos (figura 5.24) contemporáneos porque dejaron quemados componentes de los paleosuelos. En La Graciosa, piroclastos en un paleosuelo (figura 5.25) son anteriores a los depósitos marinos con los que se inicia el Pleistoceno superior.

Los paleosuelos

Los paleosuelos son muy peculiares. Se componen de arena blanca, arcillas rojizas, innumerables conchas de gasterópodos terrestres (figura 5.26) e incontables concreciones calcáreas sobre antiguas ootecas de acrídidos (figura 5.27) y sobre antigua vegetación sammófila (figura 5.28). Ni de las ootecas ni de la vegetación queda otro testimonio que estas concreciones calcáreas salvo algunos moldes areno-arcillosos (figuras 5.29 y 5.30).

La procedencia de la arena blanca es, como ya se ha dicho, bioclástica marina transportada por el viento procedente del atlántico. Cuando cesa el viento atlántico y procede, en cambio, de Africa aporta gran cantidad de polvo arcilloso sahariano (figura 5.31) que pasando por el norte de las islas Cabo Verde (figura 5.32) alcanza a veces el Caribe. Polvo sahariano y lluvias, íntimamente ligados (figura 5.33), cubren de vegetación las dunas y las plagas africanas (figuras 5.34, 5.35 y 5.36) de acrídidos (figuras 5.37 y 5.38) encuentran las condiciones ideales de reproducción (figura 5.39). Más ocasional es la presencia en los paleosuelos de huevos (figura 5.40) y restos óseos (figuras 5.41 y 5.42) de pardelas extinguidas (figura 5.43) e incluso de conchas marinas de enigmática procedencia (figura 5.44).

Las ootecas de acrídidos hacen su aparición hace 3 ma. Más tarde reaparecen en el plio-pleistoceno de Agaete (figura 5.45), hace circa de 1.75 ma, en el inicio del Pleistoceno medio tardío de la costa de Arucas hace circa 0.42 ma (figura 5.46), y algo posterior en Piedra Alta (figura 5.47), a finales del Pleistoceno medio en Timbaiba (figuras 5.48 y 5.49), en los inicios del Pleistoceno superior en Punta Penedo (figura 5.50) y en La Graciosa (figura 5.51) y al inicio del Holoceno (figura 5.52).

Los paleosuelos terminan en delgadas costras calcáreas (figuras 5.36 y 5.53). Algunos niveles de gasterópodos terrestres situados entre las dunas no indican paleosuelos sino acumulaciones eólicas (figura 5.54).

El Pleistoceno superior (entre 1.126 ma y 0.0115 ma)

El Pleistoceno superior inicial podría estar representado en Hueso del Caballo (figura 5.55) por tres dunas escalonadas coronadas cada una de ellas por un paleosuelo correspondiendo a los tres subestadios marinos isotópicos del estadio marino isotópico 5. No constituyen paleosuelos los depósitos de Guatiza (figuras 5.56 y 5.57) conteniendo objetos históricos (figura 5.58).

El Holoceno (desde 0.0115 ma hasta nuestros días)

El último y por lo tanto más reciente paleosuelo ha sido datado del inicio del Holoceno en La Pared (figura 5.52) y en el Jable de Corralejo. Es el único paleosuelo que no está cubierto por una costra calcárea delgada, que aún aguarda su formación con el fin del presente interglacial. Mientras, se continúan reactivando las antiguas dunas (figura 5.59) para formar dunas vivas (figura 5.60).



Figura 5.1 - Las islas Canarias están situadas frente a la costa de África muy cerca del trópico de Cáncer. Es un lugar singular para detectar los cambios climáticos globales de acentuada importancia. Durante los últimos tres millones de años, su clima ha estado gobernado alternativamente por influencias noratlánticas, senegalesas y saharianas que han dejado huellas entre sus volcanes en forma de testimonios petrificados. Imagen de satélite OrbView-2 SeaWiFS generada el 25 de julio de 2004.



Figura 5.2 - Agua Tres Piedras está situada en la costa norte de la Península de Jandía en la isla de Fuerteventura. Allí quedaron sedimentos desde el inicio del Plioceno hasta su final. Sobre los antiguos basaltos surgidos de las profundidades, actuaron sucesivamente las aguas oceánicas, los vientos atlánticos, lluvias violentas, polvo sahariano y lluvias suaves, más tarde otra vez violentas y un sol tórrido que dejaron depósitos marinos (B), dunas blancas (C) con aluviones intercalados (D), un paleosuelo incipiente (E), dunas grises (F), gruesos aluviones (G) y una costra cal cárea (H) (Meco et alii, 2004).

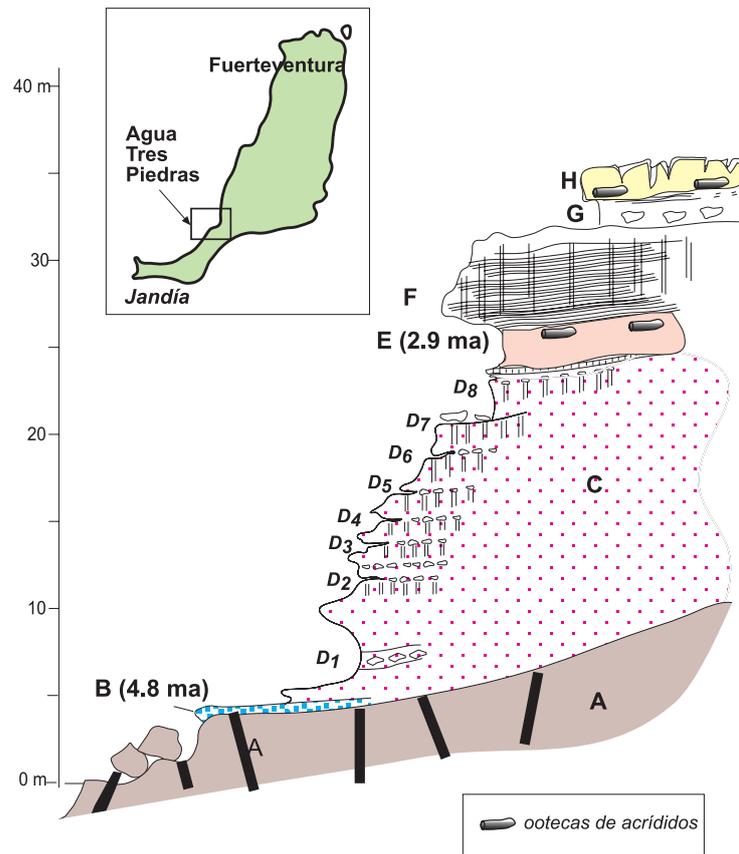


Figura 5.3 - Sucesión geológica en Agua Tres Piedras en Barlovento de Jandía:

A) rasa marina tallada en basaltos miocenos atravesados por diques.

B) depósitos marinos que contienen infinidad de algas calcáreas y conchas de moluscos característicos del tránsito mio-plioceno como *Hinnites ercolaniana* Cocconi, *Gigantopecten latissimus* (Brocchi), *Ancilla glandiformis* (Lamarck), *Lucina leonina* (Basterot) y *Strombus coronatus* (Defrance) (Meco 1977, 1981, 1982, 1983). La edad de los depósitos marinos es 4.8 ma (Meco et alii 2005).

C) calcarenitas eólicas que contienen numerosas radiolas de equinodermos y foraminíferos bentónicos mio-pliocenos, entre ellos *Cibicides lobatulus* (Walker y Jacob), *Amphistegina lessonii* d'Orbigny y *Quinqueloculina akneriana* d'Orbigny derivados eólicamente de los sedimentos marinos (Hausen 1958, Rona y Nalwalk 1970). Las calcarenitas, muy blancas por sus granos bioclásticos, contienen el gasterópodo terrestre *Theba pisanopsis* (Servain 1880).

D1 a D8), horizontes aluviales de diferente intensidad, incluidos en las calcarenitas, con clastos angulosos basálticos y algunos fósiles marinos mio-pliocenos fragmentados. Cada horizonte aluvial está asociado con numerosos tubos verticales de disolución abiertos por debajo y tapados por encima por aluviones. Estos tubos se formaron a favor de raíces que atraían el agua.

E) paleosuelo muy arenoso, algo rojizo, que contiene ootecas de acrídidos. Estas ootecas hacen su primera aparición hace de 2.9 ma tanto en Fuerteventura como en Gran Canaria (Meco et alii 2005).

F) areniscas laminadas de color gris derivado de su contenido en pequeños fragmentos angulosos basálticos (un 25 %). Un componente de la laminación se debe a deslizamientos por gravedad tal como puede verse hoy día en la misma zona (figura 3.40) en que el picadillo volcánico se desliza, a intervalos, desde las cumbres basálticas y se instala sobre las dunas. Por otra parte, intervinieron lluvias moderadas frecuentes, a juzgar por la potencia del estrato y el tamaño fino de sus componentes.

G) sedimentos aluviales, con grandes clastos basálticos, se instalaron sobre las areniscas grises laminadas que quedaron atravesadas por numerosos tubos de disolución.

H) paleosuelo y gruesa calcreta, ambos conteniendo inmensidad de ootecas de acrídidos formados inmediatamente antes de los primeros fríos pleistocenos.

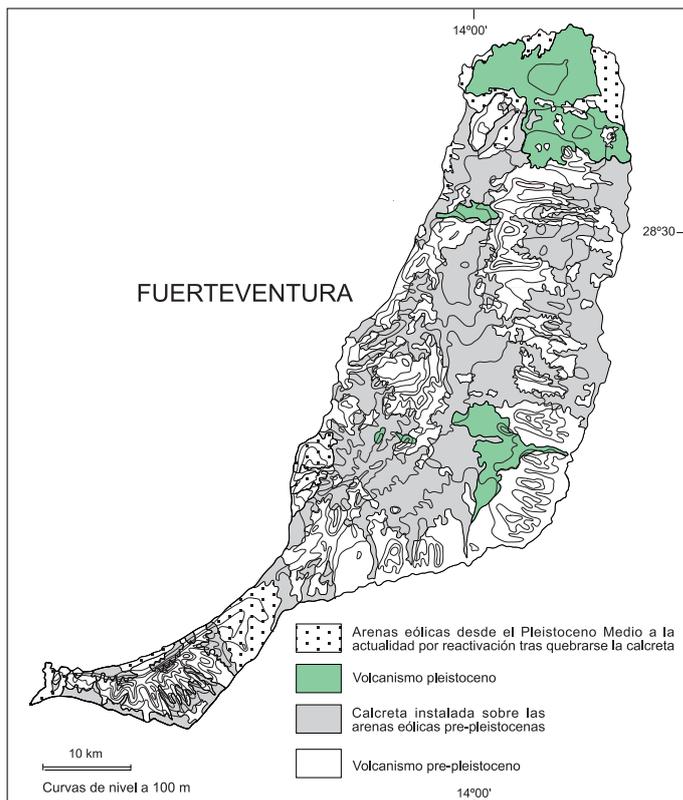


Figura 5.4 - Fuerteventura es la isla del archipiélago en que más extensión presenta la calcreta. Ésta es propia de las Canarias orientales porque deriva de las arenas pliocenas biocalcarenticas que tuvieron una gran dispersión eólica sobre esta isla de relieve bajo. Los vientos predominantes procedían del norte y las arenas se dispersaron a través de pasillos entre las elevaciones montañosas y pasando a sotavento por las colladas a alturas hasta los 400 m sobre el mar. Encima de la gran calcreta se situaron las lavas del Pleistoceno medio y del superior (Meco et alii 2004, Carracedo et alii 2005).

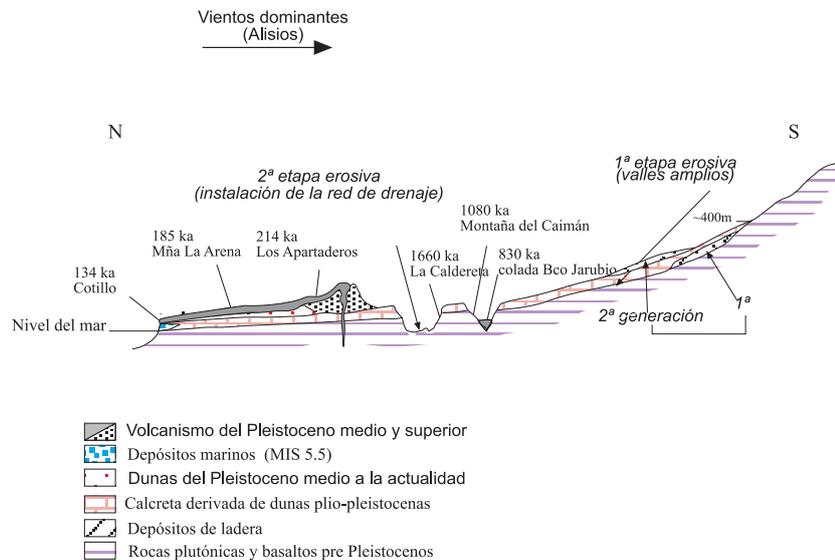


Figura 5.5 - La calcreta es una referencia cronológica en Fuerteventura. Es anterior a la incisión de los barrancos. Es posterior a los abanicos de ladera tempranos y anterior a los abanicos de ladera tardíos. Es anterior a las lavas que discurren colmatando el barranco de Jarubio datadas en 0.83 ma (Coello et alii 1992) y posterior a las lavas de La Caldereta de hace 1.66 ma y a las de la Montaña del Caimán que tienen 1.08 ma. La calcreta se formó a lo largo del Pleistoceno inferior. En Agaete, Gran Canaria, la calcreta afecta a depósitos situados entre lavas datadas en 1.8 ma y 1.75 ma (Meco et alii 2002).



Figura 5.6 - En Casillas del Ángel, Fuerteventura, se observan bien las dos generaciones de depósitos de ladera. La más antigua cubierta por la calcreta de color claro y la más reciente, a partir del Pleistoceno medio, de color más oscuro.



Figura 5.7 - Casillas del Ángel, Fuerteventura. La calcreta no permite cultivos. Los abanicos de ladera de segunda generación son terrenos fértiles que se cultivan escalonadamente y que aprovechan el agua de las esporádicas lluvias.



Figura 5.8 - Barranco de Jarubio, Fuerteventura. La colada, que colmata el barranco, procede del volcán Montaña Quemada y está datada en 830 kiloaños por K-Ar, (Coello et alii 1992). Esta colada es posterior al barranco y éste, a su vez, es posterior a la calcreta.



Figura 5.9 - Tindaya, Fuerteventura. Las lavas del volcán La Ventosilla, de final del Plioceno y datadas por K-Ar en 1.83 ma en el Barranco de Equinzo (Abdel-Monem et alii 1971) y en 2.4 ma en el Aljibe de La Cueva (Coello et alii 1992), están cubiertas por la calcreta. Los habitantes de Tindaya delimitan los terrenos con muros construidos con bloques de calcreta (en primer término). Sin embargo, Montaña Quemada (al fondo) de finales del Pleistoceno inferior, datada en 830 ka (Coello et alii 1992), está libre de la calcreta.



Figura 5.10 - Las lavas de la Montaña del Caimán datadas en un millón de años (1.08 ma, Scaillet y Guillou, este trabajo) y la calcreta que las cubren están escindidas por el barranco. Los barrancos de la segunda etapa erosiva se formaron al final del Pleistoceno inferior puesto que son posteriores a hace un millón de años y anteriores a hace 830.000 años.

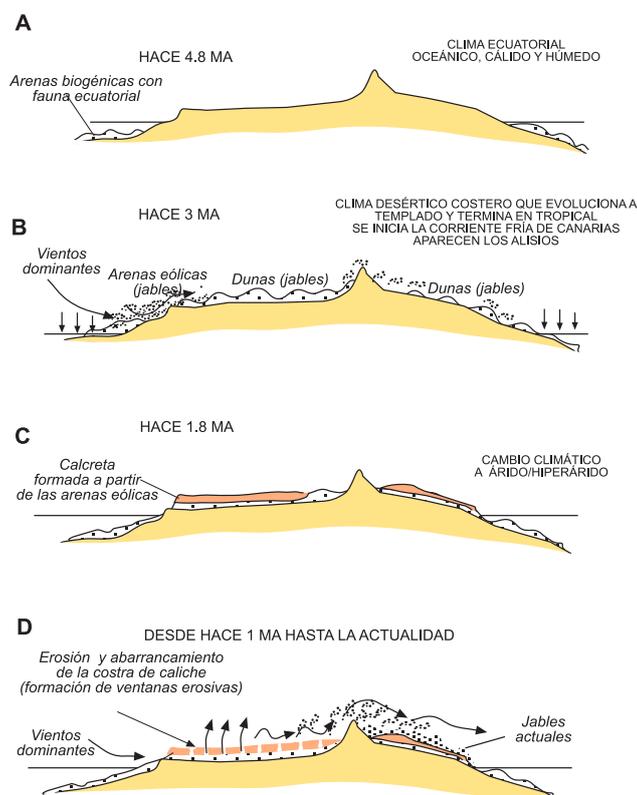


Figura 5.11 - La evolución eólica de Fuerteventura va a determinar en gran parte su morfología. Presenta tres etapas debidas a cambios climáticos globales.

Etapas de dispersión eólica pliocena

A) Formación y acumulación en la plataforma litoral de arenas biogénicas en condiciones climáticas muy cálidas y húmedas. B) la exposición aérea de los depósitos marinos favorece la remoción y transporte de las arenas por los vientos dominantes (Alisios) hacia el interior de la isla. Formación de dunas que alcanzan cotas de 400 m y recubren la mayor parte de la isla.

Etapas de formación de la calcreta durante el Pleistoceno inferior

C) la superficie de las dunas se encostra por evaporación y ascenso por capilaridad del carbonato cálcico biogénico. La costra puede alcanzar en algunos puntos varios metros de espesor. Debajo, las arenas permanecen sueltas y protegidas de los vientos.

Etapas de fragmentación de la calcreta durante la primera mitad del Pleistoceno medio

D) La calcreta -o costra calcárea conocida como caliche o tosca blanca en la isla- se erosiona formando ventanas que permiten la remoción de las arenas sueltas que están debajo y se forman nuevas dunas constituyendo finalmente los jables - del francés sable- y aportando arenas blancas a las playas actuales como las de Sotavento de Jandía. La fuente de las arenas es siempre la misma que en A y actualmente su circulación está impedida en gran medida por las urbanizaciones turísticas de modo que finalmente las playas de arena blanca lo serán de rocas basálticas negras.



Figura 5.12 - El suave relieve desgastado del complejo basal de Fuerteventura, cubierto por la costra allá donde las arenas pliocenas llegaron, sufrió la incisión erosiva en la primera mitad del Pleistoceno medio. Después, en la segunda mitad, se anegó de arena con la reactivación eólica. Cañadas, en Fuerteventura, designa barrancos colmatados de arena.

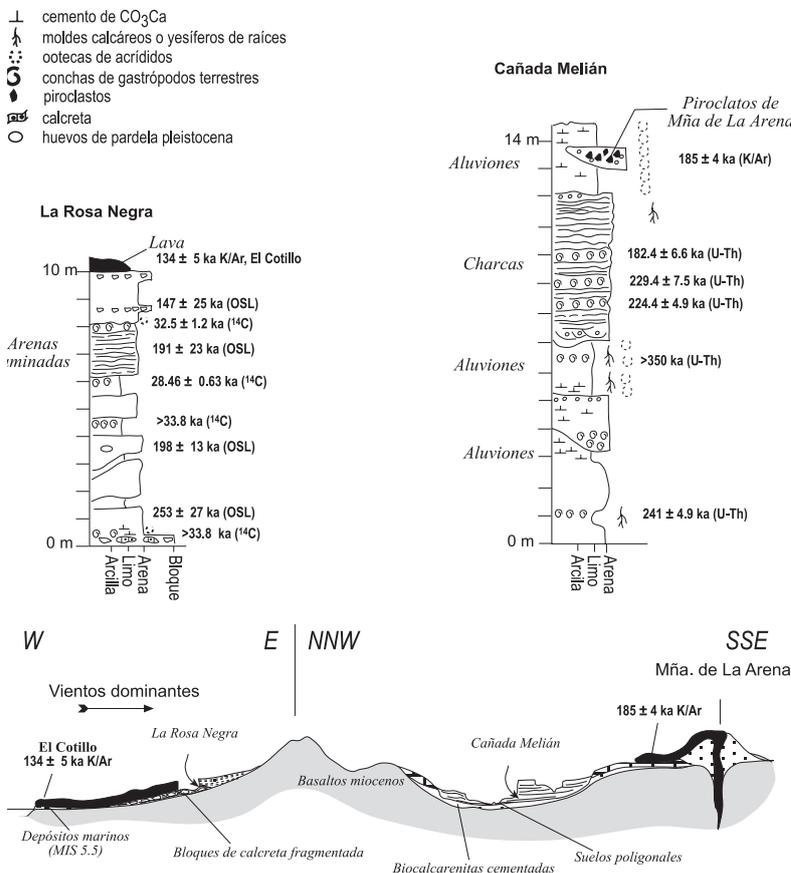


Figura 5.13 - Tras la fragmentación de la calcreta se forman las primeras dunas del Pleistoceno medio. Estas han sido datadas en La Rosa Negra y en Cañada Melián, ambas en Fuerteventura, por cuatro métodos. Las dataciones radiocarbónicas de La Rosa Negra están en el límite del método y sólo indican que las dunas no son del Pleistoceno superior tardío sino más antiguas. Las dataciones OSL (Bouab y Lamothe 1977, Bouab 2001) y U-Th (Meco et alii 1997) las sitúan en el Pleistoceno medio y finalmente la datación K-Ar del volcán La Arena (Meco et alii 2004) y de la colada del Cotillo (Meco et alii 2002), que pasa por encima de las dunas, ponen un tope de edad que indica claramente que las dunas son del Pleistoceno medio.

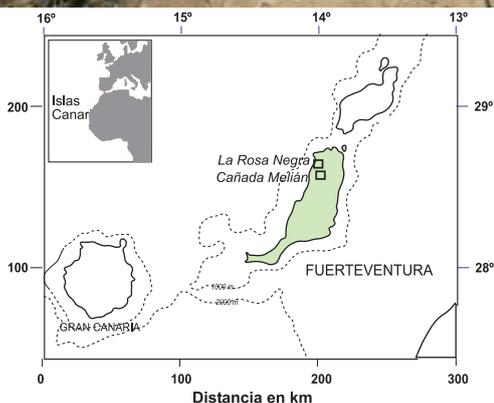


Figura 5.14 - Esquema de situación de sitios singulares de dunas del Pleistoceno medio y situación de Cañada Melián. Las arenas, tras superar las escasas alturas del gastado relieve del complejo basal de la isla (esquina superior izquierda) se acumularon en las depresiones de los barrancos recién formados colmatándolos durante la mitad final del Pleistoceno medio. Estos barrancos continuaron su actividad hasta nuestros días seccionando las dunas (parte inferior). Sobre fotograma de CARTOGRÁFICA DE CANARIAS, S.A. (GRAF-CAN) <http://www.grafcan.com>



Figura 5.15 - Dunas en el Barranco de Los Enamorados, Fuerteventura. Cinco paleosuelos principales se intercalan entre más de 20 m de espesor de las arenas.



Figura 5.16 - Detalle del último paleosuelo en Cañada Melián, Fuerteventura, plagado de concreciones calcáreas sobre ootecas de acrididos y datado del final del Pleistoceno medio (Meco et alii 1997).



Figura 5.17 - Lomo Camacho, Lanzarote. Las dunas con paleosuelos aparecen bajo potentes piroclastos.



Figura 5.18 - Las lavas (parte superior en segundo término) discurren por encima de las dunas de Mala. Estas lavas del grupo de Las Calderas y Montaña del Mojón, al norte de Guatiza, son anteriores a las cercanas lavas procedentes de Los Helechos datadas en 91.000 años (Carracedo et alii 2003). Por lo tanto, los resultados de las dataciones mediante aminoácidos de los paleosuelos de Mala entre 39.800 años y 27.400 años (Ortiz et alii 2005) no concuerdan. Además, esos mismos paleosuelos han dado una edad de 130.000 años por OSL (Bouab 2001). Esto, por una parte, data indirectamente en el intervalo entre 130.000 y 91.000 la actividad volcánica del grupo de volcanes al norte de Guatiza pero, sobre todo, destruye la conclusión sobre la existencia de ciclos climáticos del final del Cuaternario basada en la aminocronología de Ortiz et alii (2005).



Figura 5.19 - Montaña Bermeja en La Graciosa es un volcán que se instaló encima del campo de dunas y algunos de sus productos volcánicos quedaron englobados en los depósitos marinos del último interglacial mostrando sincronía con ellos.

Figura 5.20 - En Mala, Lanzarote, las dunas y paleosuelos han sido datados por OSL (Bouab 2001) y por U-Th (Meco et alii 1997). Las dataciones sitúan su formación desde la segunda mitad del Pleistoceno medio hasta el último interglacial en el inicio del Pleistoceno superior. Estas dunas están debajo de lavas procedentes de Montaña del Mojón.

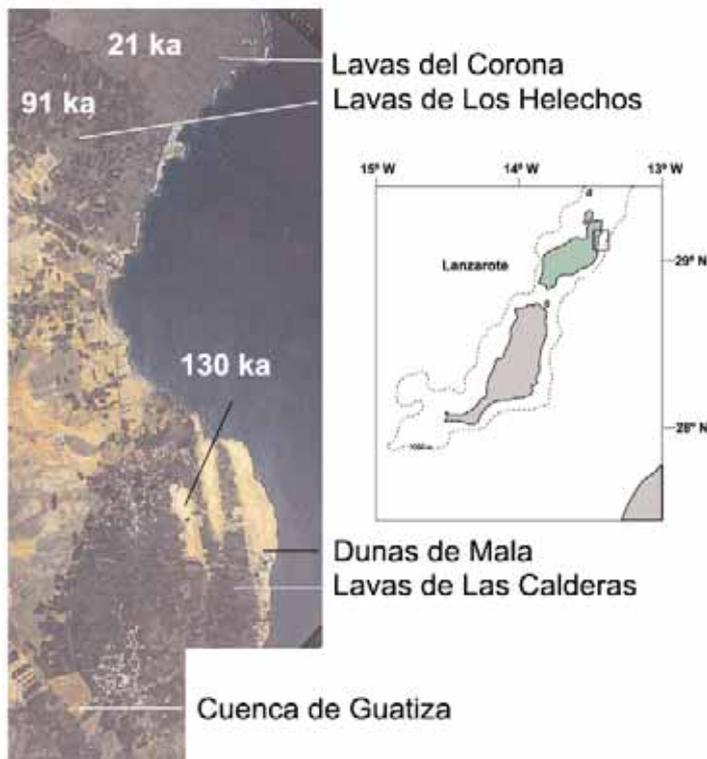
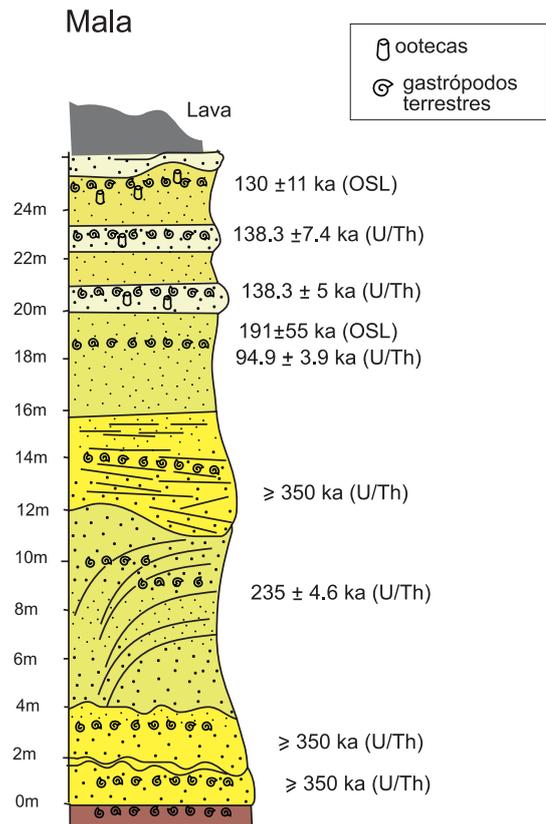


Figura 5.21 - Las dunas de Mala están bajo coladas de lava procedentes del grupo de volcanes de Las Calderas. Estas lavas son anteriores a las de Los Helechos y las últimas en discurrir fueron las del Corona ambas datadas en 91 ka y 21 ka respectivamente (Carracedo et alii 2003). El paleosuelo que corona las dunas de Mala está datado en 130 ka (Bouab 2001). Ello hace imposibles las aminoedades obtenidas por Ortiz et alii, (2005) y desbarata las pruebas de la existencia de ciclos climáticos de 5-7 ka durante el Tardiglacial y del Holoceno. Por otra parte, la cuenca de Guatiza, rodeada de conos de piroclastos, favoreció la alteración de estos en medio acuoso. Sobre fotograma de CARTOGRÁFICA DE CANARIAS, S.A. (GRAFCAN) <http://www.grafcan.com>



Figura 5.22 - Montaña Timbaiba, en Lanzarote, es un volcán en forma de herradura abierta hacia barlovento.



Figura 5.23 - En las vertientes interiores de la Caldera de Timbaiba, en Lanzarote, se apoyan dunas pleistocenas cubiertas de una fina calcreta atribuida al final del último interglacial.



Figura 5.24 - Entre las dunas del interior de la Caldera de Timbaiba, hay piroclastos que indican un último episodio volcánico en sincronía con el eólico. Los piroclastos ardientes quemaron la fauna de gasterópodos terrestres que habitaban sobre la vegetación dunar.



Figura 5.25 - Piroclastos de Montaña Bermeja aparecen en el paleosuelo con ootecas de Los Resbalajes, en La Graciosa.

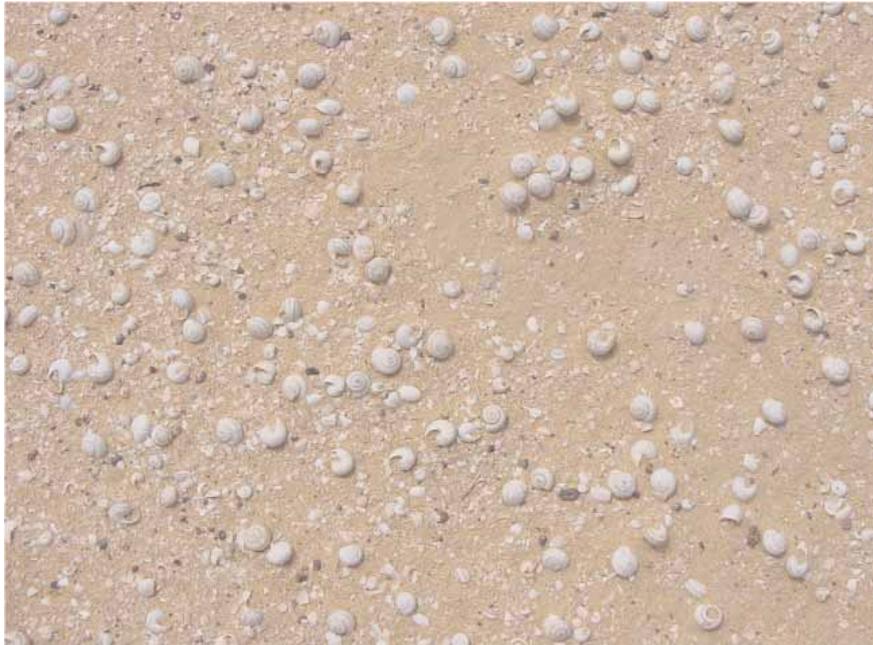


Figura 5.26 - La deflación produce una separación de los elementos que contienen las dunas y paleosuelos. Acumulación de gasterópodos terrestres helícidos que habitaban sobre la antigua vegetación de las dunas en el Llano de Majapolas, en La Graciosa.



Figura 5.27 - Detalle de un paleosuelo de Hueso del Caballo, Fuerteventura. Las ootecas no están en posición de vida, imposible de mantener en medio arenoso azotado por lluvias y vientos intermitentes.



Figura 5.28 - Concreción calcrea alrededor de antiguas ramas de vegetación procedente del último paleosuelo de Hueso del Caballo en Fuerteventura. Las ramas no fosilizan, únicamente las concreciones formadas a su alrededor. Del mismo modo las ootecas fósiles no están formadas por el insecto, sino que son concreciones externas a las ootecas que envolvían la puesta de huevos. No conduce a este conocimiento ni la entomología ni la botánica sino la geología.



Figura 5.29 - El Quemado, Fuerteventura. Fossilización de la vegetación de las dunas del último interglacial.



Figura 5.30 - Moldes de vegetación en El Quemado, Fuerteventura. Inicios del último interglacial según las dataciones de La Rosa Negra.



Figura 5.31 - Polvo sahariano invadiendo Canarias. Imagen satélite TERRA-MODIS_NASA-USA (<http://earthobservatory.nasa.gov>) de 6 de marzo de 2004. En nuestros días se produce ocasionalmente la llegada a Canarias de langostas africanas coincidiendo con el polvo sahariano. Esta situación fue de larga duración en los pasados interglaciales cuando coincidían una elevada temperatura de la superficie del agua del mar, desplazamiento del anticiclón de la Azores hacia el sur de Europa, gran evaporación y formación de nubes y vientos del este cargados de polvo.

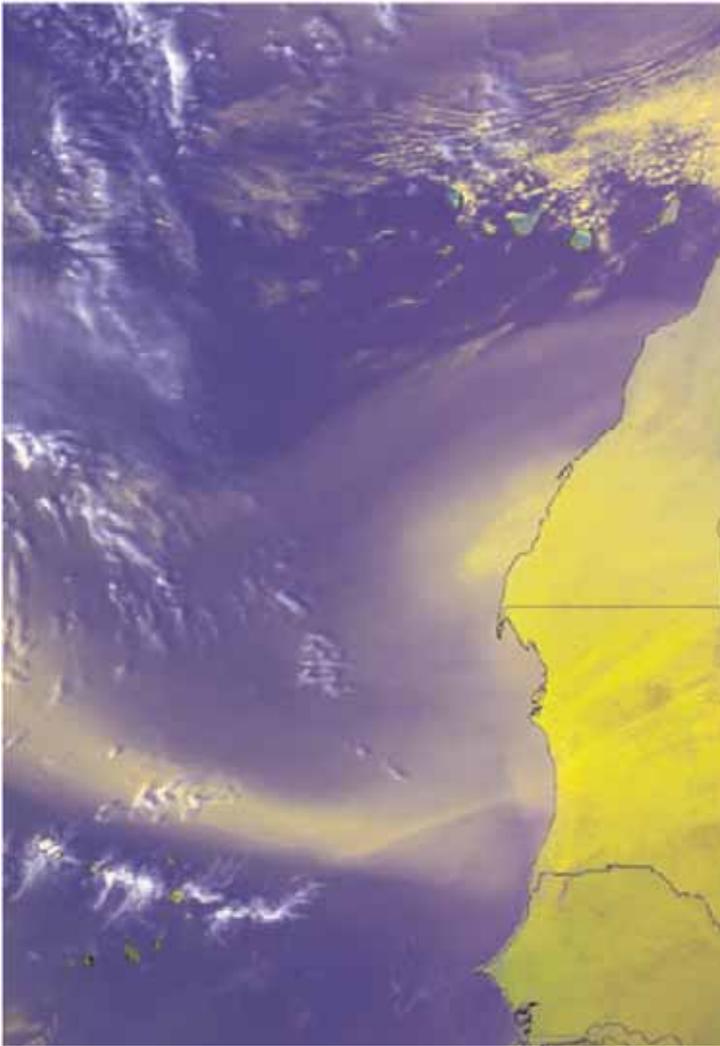


Figura 5.32 - El origen de las arcillas de los paleosuelos arenosos está en el polvo sahariano. Imagen obtenida del satélite NOAA 14 (Órbita juliana 00059d4) de 28 de febrero de 2000. Polvo sahariano (en amarillo) sobre el Atlántico, al norte de las islas Canarias, cubriendo Lanzarote y al norte de las Islas Cabo Verde en donde, arrastrado por los vientos que impulsan la Corriente norecuatorial, se dirige hacia América. Esta situación se ha producido anteriormente en relación con interglaciales pleistocenos y en las que el polvo sahariano se ha depositado en el Caribe y en las islas del Atlántico oeste (Muhs et alii 1990, Muhs 2001). SeaS Canarias (Departamento de Biología) ULPGC.

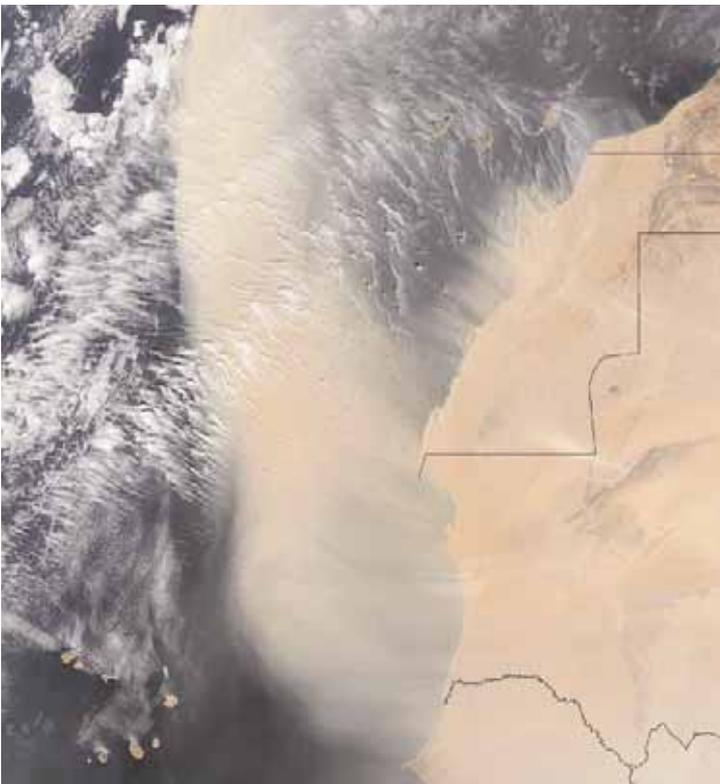


Figura 5.33 - En la actualidad, tras la llegada de polvo procedente de África, se producen violentas lluvias en las Canarias orientales. El choque de aire sahariano cálido cargado de polvo y el del atlántico cargado de nubes produce precipitaciones tras el depósito de polvo sobre las arenas creando la situación ideal para el crecimiento de vegetación dunar, llegada de plagas de langosta y deposición de ootecas en suelo idóneo. Imagen satélite TERRA-MODIS_NASA-USA (<http://earthobservatory.nasa.gov>) de 4 de junio de 2004.



Figura 5.34 - Hueso del Caballo, Fuerteventura. La deflación eólica separa los distintos componentes de los paleosuelos según su peso. Primero traslada el componente arcilloso superficial no compactado y arenas. Las ootecas pierden su apoyo y se inclinan, las conchas ligeras de gasterópodos terrestres son arrastradas en grandes pendientes o en pequeñas depresiones donde se acumulan o producen falsos niveles si nuevamente son recubiertos por más arenas.



Figura 5. 35 - En Hueso del Caballo, Fuerteventura, aparecen tres dunas escalonadas terminadas en paleosuelos (Meco 1993). Su edad es superior a las obtenidas radiocarbónicamente (Meco et alii 1997) y a las calculadas mediante aminoácidos a partir de las radiocarbónicas (Ortiz et alii 2005). Su formación se produjo durante los subestadios marinos isotópicos cálidos del inicio del Pleistoceno superior, hace unos ± 130.000 , 100.000 y 80.000 años.



Figura 5.36 - Los paleosuelos arenoso-calcareos de Hueso del Caballo, Fuerteventura, se caracterizan por su color rojizo, debido al polvo arcilloso sahariano, y la infinidad de ootecas de acrididos del mismo origen. Una costra calcárea delgada completa el pequeño ciclo climático de árido-húmedo-árido.

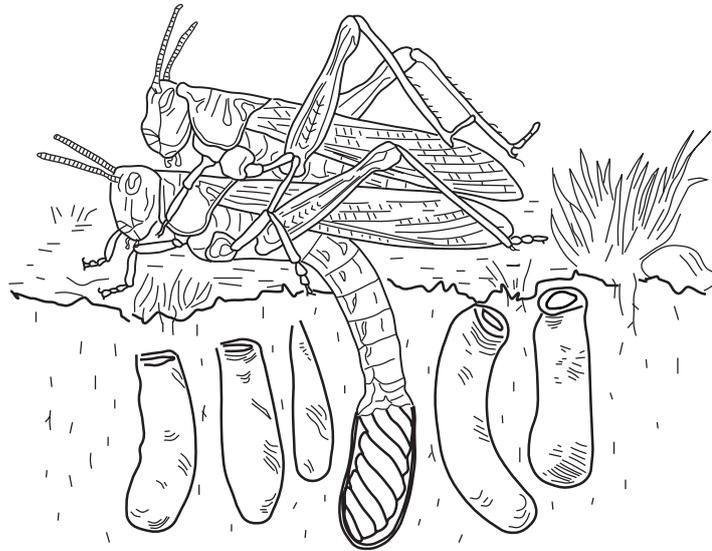


Figura 5.37 - Inspirado en un dibujo de Jannone 1934. Las hembras de *Dociostaurus maroccanus* (Thunberg 1815) sólo realizan su puesta en suelos sin remover. El área geográfica de esta especie se extiende desde Canarias hasta Afganistán (Latchinsky 1998). Una especie afín a esta langosta y a otras asiáticas también utilizó las Canarias para su reproducción desde hace tres millones de años durante los interglaciales más cálidos (Meco et alii 2005). Las expansiones explosivas, que pudieron llegar hasta Australia, tuvieron lugar bajo condiciones precisas - clima húmedo y cálido- y en suelo propicio: las que confluyeron en las dunas de las Canarias orientales cuando se cubrieron de polvo sahariano y de vegetación dando lugar a los paleosuelos. Actualmente esta especie está en regresión en el África atlántica.

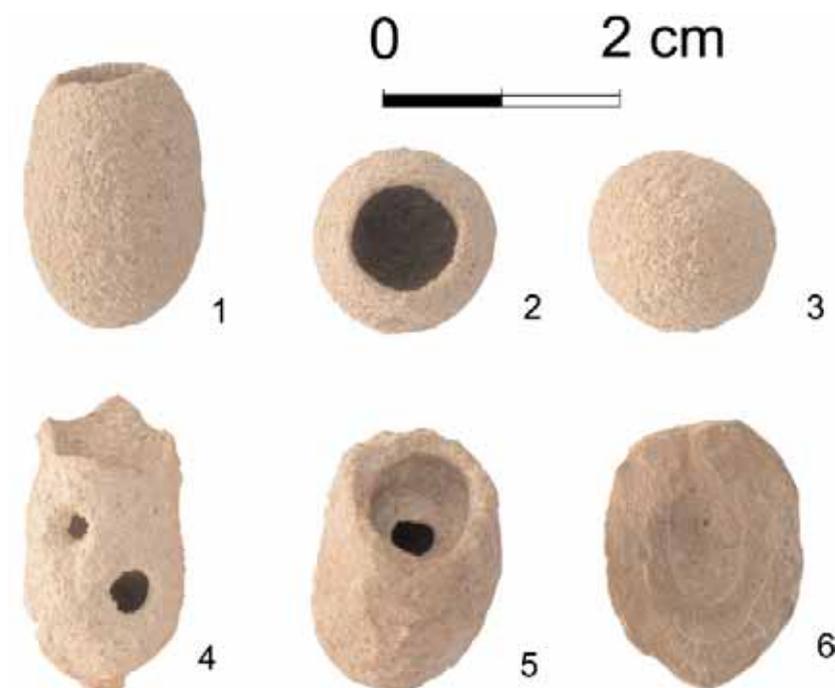


Figura 5.38 - Ootecas de acrididos. Son concreciones calcáreas en forma de tubos (1) abiertos por un extremo (2) y cerrados por el extremo opuesto (3). Las paredes originales han desaparecido. Se formaron alrededor de ootecas de insectos acrididos en los que los huevos están envueltos de una pared sólida formada de partículas de tierra aglomerada por las secreciones en el momento del horadamiento. La parte superior espumosa no fosiliza ni, por lo general, el septo membranoso, salvo cuando los huevos no hicieron eclosión por haber tenido un fin traumático prematuro. (4) Esta ooteca fue atacada por depredadores. Al no eclosionar, se conservó fosilizado el septo membranoso (5). El grosor de la concreción calcárea (6) depende de la historia climática posterior a la deposición de la ooteca.



Figura 5.39 - Superficie lavada de un paleosuelo con infinidad de ootecas arrastradas. Hueso del Caballo, Fuerteventura.



Figura 5.40 - En Lomo Camacho, Lanzarote, aparecen restos óseos y huevos fósiles de *Puffinus holei* Walker, Wragg y Harrison 1990.



Figura 5.41 - Timbaiba, Lanzarote. Restos de cráneo de *Puffinus holei* Walker, Wragg y Harrison 1990 que permite observar el característico pico de estas pardelas fósiles del Pleistoceno medio.



Figura 5.42 - Timbaiba, Lanzarote. Cráneo de pardela pleistocena *Puffinus holei* Walker, Wragg y Harrison 1990.

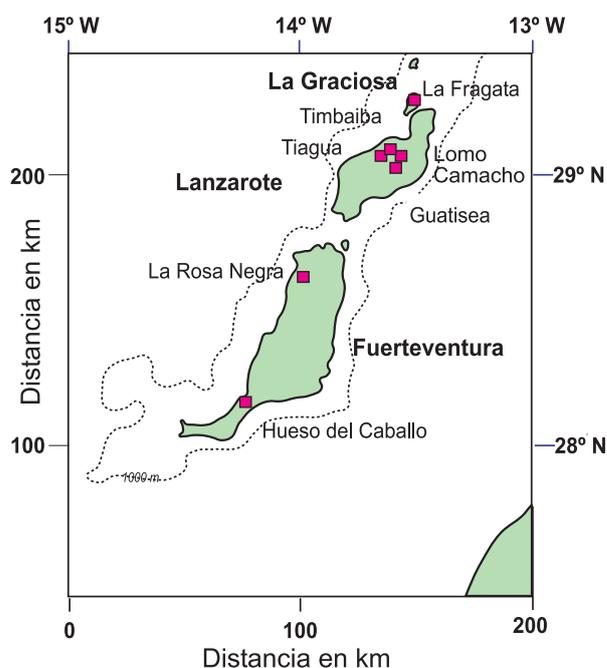


Figura 5.43 - En dunas del Pleistoceno medio de Fuerteventura, Lanzarote y La Graciosa han aparecido restos óseos y huevos de la pardela *Puffinus holei* Walker, Wragg y Harrison 1990. En La Rosa Negra están datados en 198.000 años y en un contexto congruente. En Hueso del Caballo diversas dataciones, en el límite de los métodos radiocarbónicos, indican que tienen más de 40.000 años (Meco et alii 2003). En Tiagua, Timbaiba y Lomo Camacho son anteriores al volcanismo del Pleistoceno medio terminal. Esta pardela fósil (Walker et alii, 1990) se extinguió con el último interglacial.



Figura 5.44 - Concha marina con aparente talla. En el paleosuelo superior de Hueso del Caballo, lejos de la costa, han aparecido, junto con elementos propios de los paleosuelos otros elementos totalmente ajenos. Entre los elementos ajenos figuran algunas conchas marinas. Una de ellas, con aparente talla, ha sido datada radiocarbónicamente, en el acelerador atómico, en ≥ 40.000 años (Meco et alii 1995, Meco 1999, 2003) y un opérculo (de *Bolma rugosa*) dio la edad radiocarbónica de 32.100 años. Por otra parte, entre los elementos propios de los paleosuelos, unas cáscaras de huevos de pardela dieron 32.100 años en el acelerador atómico (Walker et alii 1990) y 28.950 años por el método clásico; dos muestras de caracoles helícidos, propios de la vegetación dunar, dieron las edades también radiocarbónicas de 29.660 años y 31.800 años (Meco et alii 1995). Todas estas edades están en el límite del método. Esta circunstancia y la naturaleza de la muestra y de su ambiente, permiten asegurar que el paleosuelo es mucho más antiguo (Meco et alii 2003, 2004). Sin embargo, independientemente de ello, estas dataciones muestran que estos elementos propios e improprios de la duna eran sincrónicos. Aunque la edad de la concha marina no es forzosamente la edad de la talla todo el entorno señala que la talla, natural o producida por el hombre, es de la época del paleosuelo. Si hubiese sido producida por el hombre, indicaría que la migración de sapientes (*Homo sapiens* Linne 1758) desde la región de Etiopía hacia el norte de África durante el último interglacial, alcanzó Fuerteventura, visible a veces desde la costa africana, hace unos 80.000, cuando el mar estaba una veintena de m por debajo de su nivel actual.



Figura 5.45 - Detalle de la calcreta, delgada y conteniendo ootecas de acrídidos, que recubre los conglomerados marinos y fluviomarinos de Agaete.



Figura 5.46 - En la isla de Gran Canaria, sobre los depósitos marinos datados en 421 ka (Meco et alii 2002) de la costa de Arucas aparece un paleosuelo arcilloso con numerosas ootecas fósiles de acrídidos y con gasterópodos terrestres. Una colada de lava mucho más tardía, que se sitúa encima del paleosuelo, está datada en 151 ka (Meco et alii 2002) lo que lo sitúa en la segunda mitad del Pleistoceno medio y en relación con el estadio marino isotópico 11.3.



Figura 5.47 - Ootecas de acrídidos en la duna del Pleistoceno medio de Piedra Alta, Lanzarote. Esta duna está encima de lavas datadas en 820 ka (Meco y Stearns 1981) procedentes de Montaña Roja y debajo de lavas de Femés datadas en 196 ka (Scaillet y Guillou, este trabajo).



Figura 5.48 - La duna del interior de la Caldera de Montaña Timbaiba, en Lanzarote, es de color claro y se torna rojiza en su parte superior, coincidiendo con aporte arcilloso sahariano y con infinidad de ootecas de insectos acrídidos que han sufrido cierto arrastre aluvial.



Figura 5.49 - Detalle del nivel con ootecas de acrídidos arrastradas en el paleosuelo del interior de la caldera de Montaña Timbaiba en Lanzarote.



Figura 5.50 - En Punta Penedo, Lanzarote, un paleosuelo con ootecas de acrídidos es anterior a depósitos marinos que contienen fauna senegalesa y están atribuidos al último interglacial.



Figura 5.51 - En Los Resbalajes, La Graciosa, paleosuelos con ootecas de acrídidos son anteriores a depósitos marinos del último interglacial.



Figura 5.52 - La Pared en Jandía, Fuerteventura. Paleosuelo holoceno datado en hace unos 9.800 años (Petit-Maire et alii 1986, Meco et alii 1997). Sobre las blancas arenas se acumula un paleosuelo con componente arcilloso rojizo de polvo sahariano e infinidad de ootecas de acrídidos. Estas plagas, provenientes de África, coincidían con la deposición del polvo y fuertes lluvias, hacían sus puestas en las islas Canarias. La vegetación cubría las dunas y sobre ella pululaban gasterópodos terrestres. Similares fechas radiocarbónicas se han obtenido en otros puntos: hace unos 7.930 años en Jandía y unos 8.840 años en Corralejo (Meco et alii 1997). Aunque la precisión radiocarbónica en estos materiales es escasa, todo indica el gran húmedo neolítico.



Figura 5.53 - Paleosuelo y depósitos marinos del Pleistoceno medio tardío (estadio marino isotópico 11.3) de la costa de Arucas, en Gran Canaria, están recubiertos por una delgada calcreta. El carbonato cálcico necesario para su formación procede de la fauna y algas calcáreas fósiles contenidos en los depósitos marinos.



Figura 5.54 - Un falso nivel climático. La acumulación de gasterópodos terrestres se debe a la acción del viento.



Figura 5.55 - Hueso del Caballo, Fuerteventura, en 1973, antes de sufrir primero el vandalismo de los extractores de áridos para la construcción turística y después de los turistas con sus miles de estultos mensajes grabados en las dunas. Hueso del Caballo es un notable maltratado yacimiento paleontológico del pleistoceno superior temprano.



Figura 5.56 - Estratos de piroclastos en Guatiza, Lanzarote. El lapilli procede de los conos volcánicos próximos (en último plano) y sufrió alteración en el propio sitio en medio acuoso formando suelos. Únicamente las capas superiores han sido erosionadas y redepositadas. Estos volcanes son posteriores a los paleosuelos superiores de Mala datados en 130.000 años y en 191.000 años y anteriores a los del grupo de Los Helechos datados en 91.000 años (Carracedo et alii 2003). La alteración debió producirse durante el húmedo y cálido estadio marino isotópico 5.



Figura 5.57 - En la cuenca endorreica de Guatiza se acumulan sedimentos procedentes del arrastre de suelos derivados de piroclastos y piroclastos alterados y arrastrados. Esta acumulación es muy reciente como muestra la presencia de huesos de animales domésticos y un fragmento de cerámica reciente.



Figura 5.58 - Fragmento cerámico de borde pared, procedente de los arrastres de Guatiza, Lanzarote. El grosor de la pieza es homogéneo, en torno a los 7 mm. Presenta un labio semiplano decorado con unguilaciones y borde convergente. Tanto la superficie interna como la externa tienen un alisado tosco, conteniendo un desgrasante medio y grueso y fue sometido a cocción oxidante. Pertenece a una pieza, fabricada en Lanzarote posteriormente a la Conquista, llamada cerámica popular o tradicional. Pero además este fragmento indica que las edades luminiscentes (IRSL) entre 5.200 años y 10.400 años (Zöller et alii 2003) no validan este método de datación para el tardiglacial y el Holoceno de la isla ni revelan episodios climáticos húmedos de esas épocas ni tienen relación alguna con el primer poblamiento (Carracedo et alii 2004).



Figura 5.59 - La deflación separa los componentes de los paleosuelos según su peso. Paleosuelo con ootecas (en primer término) en la Playa Lambra de La Graciosa. Dunas formadas por reactivación eólica (en segundo término).



Figura 5.60 - Dunas actuales con arenas procedentes de las dunas pleistocenas por reactivación eólica. Playa Lambra en La Graciosa.

06 EVOLUCIÓN MARINA

J Meco, M Fontugne, A Lomoschitz, J Betancort,
A Cilleros, J Ballester, N Perera

No todos los restos de antiguos niveles del mar tienen la misma trascendencia. Aquellos que pueden ser datados y llevan información ecológica y paleoclimática constituyen restos singulares. Forman una red de sitios sobre el planeta Tierra con importancia paradigmática. Sus mensajes se integran en la explicación general sobre las causas primeras de los cambios climáticos. Canarias, por su situación latitudinal en el Trópico de Cáncer (figura 5.1) y por su naturaleza volcánica, cuenta con alguno de estos sitios singulares. Restos sin esta trascendencia hay por doquier y su débil y turbio mensaje no tiene otro interés que el de su inventario. Paralelamente a la historia de los vientos, la historia del mar en Canarias se lee en los mismos tramos de la Escala de Tiempos Geológicos de 2004 y en diversos escenarios de las islas.

El Geliense en Agaete (entre 2.59 ma - 1.65 ma*)

* *Ospiti nordici*

El estudio de Agaete, en la zona noroeste de la isla de Gran Canaria (figura 6.1), se puede abordar desde dos supuestos: uno estático en tierra pero dinámico en mar y el otro dinámico en tierra y estático en mar. Descartando en principio, por complejo, que ambos fuesen dinámicos.

El supuesto primero considera que el valle ha permanecido durante casi un millón de años con un aspecto muy semejante al actual en el soporte de los depósitos y que una sunami se colocó encima no se sabe en qué momento pleistoce-

no. El supuesto segundo parte de una más larga y animada historia geológica. Para elucidar esta cuestión la fauna es un elemento de juicio clave. Esta fauna descarta totalmente cualquier interpretación que sitúe los depósitos con fauna marina en el Pleistoceno medio o en el superior. Por el contrario, los sitúa en el Plioceno superior. Por ello, aquí nos inclinamos por el supuesto segundo, si bien los restos son algo complejos tal como debe haber sido su historia geológica.

Por otra parte, puesto que el clima es el que gobierna, en la historia climática de Agaete hay un notable paralelismo con la explicitada en Fuerteventura en Agua tres Piedras (figuras 5.2 y 5.3) en la que se aborda el final del Plioceno hasta la calcreta con la que se inicia el Pleistoceno. Es decir, el intervalo posible para la fauna fósil de Agaete cubierta por una calcreta.

En Agua Tres Piedras, antes de la calcreta inicial hay gruesos aluviones y antes aún un paleosuelo con raíces y ootecas de acrídidos de más de 2.7 ma y dunas calcareníticas con *Theba pisanopsis*. En Agaete, antes de la calcreta hay gruesos aluviones y un paleosuelo con raíces y ootecas de acrídidos, dunas con *Theba pisanopsis* y antes aún depósitos con cierto aspecto coluvial y con fauna marina pliocena.

El Valle de Agaete está excavado en basaltos miocenos coronados por volcanismo del Plioceno (figura 6.2). Los restos de depósitos con fósiles marinos costeros están a muy diversa altura sobre el mar actual: cerca de 150 m en Cueva Blanca y a cerca de 50 m de altura en los llanos del Tumas (figura 6.3) e incluso retazos a alturas entre ambas como los 85 m de la carretera a San Nicolás (figura 6.4) y los 105 m de la carretera a Los Berrazales (figura 6.5). El aspecto aunque homogeneizado por la calcreta es también algo diverso: coluvial (figuras 6.6 y 6.7) y marinoaluvial (figura 6.8). En el borde norte de la planicie del Tumas están sobre una colada datada en 1.8 ma y de polaridad normal (figura 6.8). Depósitos a altura semejante, también bajo calcreta pero sin fauna marina aparente, están bajo una colada datada en 1.75 ma y de polaridad inversa (figura 6.9). Grandes fragmentos de paleosuelo (figura 6.10) están incorporados al conglomerado con fósiles marinos. El paleosuelo con raíces y en su posición original también está fuertemente afectado por la calcreta (figura 6.11). La calcreta también afecta a dunas (figura 6.12) que alcanzan gran altura, casi los 400 m (figura 6.13) y está mordida por el retroceso del acantilado (figura 6.14) y por la excavación de los profundos valles (figura 6.15). Ello aboga también por la antigüedad de la calcreta, siempre posterior a los depósitos con fauna marina. La costa actual es muy acantilada (figura 6.16) como corresponde a un proceso de levantamiento (figura 6.17) o a un deslizamiento gigante, quizás contemporáneo de los depósitos. Pero, lo que resulta definitivo es que la fauna es pliocena (figuras 6.17 y 6.18) y de clima cálido. Entre ellas, *Crepidula gibbosa* (figura 6.18) procedente del Juncal, es una especie extinguida con el Plioceno y que pertenece a un género propio de mares cálidos. El clima que denota la fauna es parecido o algo más cálido que el actual y por lo tanto propio de un interglacial. Durante todo el Cuaternario, es decir los últimos 2.59 ma, los interglaciales han sido muy escasos y de muy corta duración (figuras 7.1 y 7.2). Por todo ello, tengan el origen que tengan, los depósitos de Agaete pertenecen al interglacial con el que finaliza el Plioceno y se inicia el Pleistoceno y han sufrido una compleja historia tectónica.

El Pleistoceno medio tardío (entre 0.42 ma y 0.126 ma)

Los dos interglaciales más importantes del Pleistoceno medio han dejado restos marinos en Canarias: los de la Costa de Arucas en Gran Canaria y los de Piedra Alta en Lanzarote.

Costa de Arucas (interglacial estadio marino isotópico 11.3)

Tres aspectos considerablemente notables presentan los depósitos marinos de la Costa de Arucas (figura 6.20) en el norte de la isla de Gran Canaria: edad, clima y tectónica.

La edad del depósito viene dada por la afortunada circunstancia de que una colada procedente del volcán de Cardones es sincrónica con el depósito. Ello viene revelado por la presencia de estructuras en almohadilla producidas por el enfriamiento rápido al entrar la colada en el mar (figura 6.21). Esta colada ha sido datada por K-Ar en 421.000 años, resultado que coincide con precisión con el interglacial estadio marino isotópico 11.3 (figura 7.2).

El clima se deduce de la información proporcionada por la fauna fósil que contienen los depósitos. Ésta es propia de los mares canarios actuales salvo algunas especies exclusivas de Cabo Verde y Golfo de Guinea (figura 6.22) y una especie (figura 6.23) del Pleistoceno marino norafricano. Junto a ellas se constata la explosión de especies características de la modernidad faunística (figura 6.24). Esta semejanza, junto a la datación radiométrica denotan un interglacial como el actual. Es decir, precedido por una brusca deglaciación (figura 7.2) y que contaría con un volumen de hielos semejante al actual y por lo tanto con un nivel del mar que no se alejaría mucho del de nuestros días.

La tectónica se pone de manifiesto por la altura del depósito y de las lavas con estructuras producidas a su llegada al mar a unos 35 m de altura sobre su nivel actual (figura 6.25). Todo ello indica que la costa norte de Gran Canaria ha estado elevándose (figura 6.26), corroborando lo indicado por los depósitos de Agaete.

De interés para la conexión de estos depósitos de la costa de Arucas en Gran Canaria con los de Piedra Alta en Lanzarote es el paleosuelo, conteniendo ootecas fósiles de acrídidos y gasterópodos terrestres (figura 5.46). Está afectado por una calcreta delgada (figura 5.53) que se sitúa en conexión directa e inmediata sobre los depósitos marinos y, a su vez, está debajo de la colada de lava procedente del volcán de Montaña de Arucas datado en 151 ka.

Piedra Alta (interglacial estadio marino isotópico 9)

No se trata realmente de un depósito marino litoral, como todos los pleistocenos conocidos de Canarias, sino que parece ser el efecto producido por un violen-

to suceso marino, tipo tsunami (figura 6.27), que ocurrió durante un interglacial por la información que proporciona su fauna.

Los depósitos están situados en la costa suroeste de Lanzarote (figura 6.28) entre Rincón del Palo y Caletón del Río siendo Piedra Alta (figura 6.29), la localidad más importante. Se apoyan sobre basaltos del volcán Montaña Roja (figura 6.30) en los Llanos de las Maretas a una elevación entre 20 m a 25 m sobre el actual nivel del mar. Las lavas de este volcán, en el Rincón del Palo, están datadas radiométricamente en 820 ka. Más al norte los depósitos están cubiertos por las lavas del volcán Montaña de Femés datado radiométricamente en 196 ka. Pero, entre los depósitos y la lava datada en 820 ka existe una duna rojiza (figura 6.31) coronada por un paleosuelo con abundantes ootecas fósiles de acrídidos (figura 5.47). Aunque estas ootecas aparecen periódicamente desde el Plioceno tardío hasta el Holoceno lo hacen coincidiendo con períodos húmedos y estos corresponden en las Canarias a el inicio de los interglaciales más importantes. (figura 7.2) mientras que las calcretas se forman con la aridez del final del interglacial. Es decir, estos depósitos tuvieron que formarse en algún momento del Pleistoceno medio, enmarcado entre las dos coladas de lavas y separado de su inicio por una duna y un paleosuelo de carácter húmedo y cálido. Pero por la morfología del depósito y la fauna es posible precisar aún mucho más.

El conglomerado tiene cantos de muy diversa medida, desde más de un metro a tamaños medios y muy pequeños. Todos son angulares o subangulares con poco o ningún redondeamiento. Los más grandes están frecuentemente partidos en dos (figura 6.32). Algunos presentan una cubierta de arenisca marina, en forma de capa, indicando una procedencia ajena a este depósito (figuras 6.33 y 6.34). Por el contrario, entre los cantos hay calizas rojizas por su contenido en arcillas derivadas del paleosuelo inferior y contienen fragmentos de calcreta y una mezcla de fósiles marinos y terrestres (figura 6.35) ninguno en posición de vida (figura 6.36). Además, en los fósiles marinos hay mezcla de especies de profundidad con especies muy litorales (tabla 3). Todo ello hace que el depósito no pueda asignarse a un origen exclusivamente terrestre ni tampoco a una antigua playa (figuras 6.37 y 6.38). Por el relieve llano y por la idiosincrasia de las especies fósiles marinas no puede proceder de arrastres desde tierra adentro. La única posible explicación para este caótico y ambiguo depósito es una violenta ola, mucho más alta que las de las tormentas.

El estudio de la fauna marina proporciona información biocronológica, batimétrica, biogeográfica y paleoclimática permitiendo precisar la edad del suceso.

El conjunto de la fauna denota modernidad. La presencia de especies modernas del Género *Patella*, desconocidas en Canarias antes del estadio marino isotópico 11.3 y en el Mediterráneo antes de Pleistoceno medio, y su presencia conjunta (figuras 6.36 y 6.39) con *Saccostrea cucullata* (Born) y con *Thais coronata* (Lamarck) indica una edad paleontológica coincidente o muy próxima a la de los depósitos de la costa Arucas datados del interglacial estadio marino isotópico 11.3.

Por otra parte la fauna es una mezcla caótica de especies de muy diferente batimetría (tabla 3), lo que señala su origen violento. Junto a especies del género *Patella*, propio de la zona mesolitoral o intermareal, y otras especies muy conocidas como indicadores del límite superior de las mareas, tal como *Gadinia garnoti* (Payraudeau), aparecen fragmentos de corales infralitorales (< 50m). Estos, *Madracis pharensis* (Heller) y *Dendrophyllia cornigera* (Lamarck), aún viven en Canarias. Están presentes también gasterópodos circalitorales (entre 50 m y 200 m de profundidad) en perfecto estado, sin rodamiento, tales como *Bursa tenuisculpta* (Dautzenberg y Fischer), dragada en Las Azores a 200 m de profundidad y en Madeira a 240 m, *Conus vayssierei* (Pallary) de las aguas profundas de Argelia, Túnez y Libia y *Bursa tenuisculpta* que en ocasiones ha sido dragada al sudeste de Florida a 207 m bajo el mar.

Finalmente entre la fauna marina figuran especies senegalesas (figura 6.39) tales como *Purpurellus gambiensis* (Reeve) y *Thais coronata* (Lamarck) que nunca han sido encontradas vivas en Canarias sino en la costa africana desde el sur de Mauritania hasta el Golfo de Guinea. Sin embargo, estas especies son de cierta profundidad (tabla 3) y no extremadamente litorales como ocurrió más tarde en la invasión senegalesa del interglacial estadio marino isotópico 5.5 que sería la más cálida. De todos modos, ellas confirman una llegada a las Canarias de fauna senegalesa que sólo sería explicable durante un estadio isotópico marino impar o interglacial. El estadio marino isotópico 7 queda descartado por la edad de la lava de Femés (196 ka) y los interglaciales del Pleistoceno medio anteriores al estadio marino isotópico 11.3, no tendrían fuerza térmica suficiente para ello (figura 7.2). Quedan, por lo tanto, los interglaciales estadio marino isotópico 11.3 y el estadio marino isotópico 9.3 como más probables. Sin embargo, la presencia en el depósito de fragmentos de calcreta y su posición sobre un paleosuelo idéntico al del interglacial estadio marino isotópico 11.3 de Arucas (figuras 5.46 y 5.47) sitúan el suceso en el interglacial estadio marino isotópico 9.3. Una edad radiométrica sobre los fósiles no es factible por limitaciones inherentes a los métodos.

El origen de este violento suceso estaría quizás en el deslizamiento gigante ocurrido en Famara. Este acantilado, muy vertical, alcanza alturas entre 448 m y 670 m y en la actualidad presenta grietas. La causa del deslizamiento pudo estar en el rápido ascenso del nivel del mar ocurrido durante la instalación de las condiciones interglaciales (figura 7.2). Entre Famara y Piedra Alta se extienden amplios campos de lavas históricas que borrarían cualquier otro resto del suceso (figura 6.28) y, por otra parte, la información geológica general de la isla no contradice esa edad de circa 330 ka para el suceso.

El Pleistoceno superior temprano (estadio marino isotópico 5)

El último interglacial o estadio marino isotópico 5.5

Los testimonios del último interglacial están dispersos por las islas (figura 6.40). Algunos sitios notables proporcionan informaciones diferentes y complementarias.

Las Palmas (Gran Canaria)

El sitio paleontológico de Las Palmas (figura 6.41) está totalmente sepultado por el cemento de la ciudad, excepto en El Confital en La Isleta. Quedó, sin embargo, expuesto temporalmente en dos puntos alejados. Uno de ellos, durante la construcción de la autovía de acceso a los túneles de Luengo (figura 6.42), en contacto con el Estadio Insular, y el otro, en los aparcamientos del hospital en el Castillo de San Cristóbal (figura 6.43). Durante estas obras se pudo observar la fauna fósil tanto en los cortes frescos y fugaces como en los escombros arrastrados por máquinas y obreros ante la total indiferencia de las autoridades culturales que tenían denuncia escrita de ello. Aunque nada se conservó de los yacimientos, el registro fósil obtenido es muy importante (tabla 5). Además, la altura máxima de los depósitos, en las tres localidades, San Cristóbal, Luengo y Confital quedó definitivamente fijada en 12 m sobre el actual nivel del mar.

Del centenar de especies reconocidas, aproximadamente una cuarta parte es de origen senegalés. Esta proporción, la altura de los depósitos y una antigua datación inducen a situar el depósito marino en el último interglacial. Por otra parte, dos de la especies senegalesas (*Siderastraea radians* y *Harpa rosea*) sirven para diferenciar esta fauna de la del Mediterráneo, caracterizando muy bien estos depósitos canarios y permitiendo eludir así la cuestión de la existencia de diferentes niveles marinos con *Strombus bubonius* tal como pueda ocurrir en el Mediterráneo.

En Canarias, el *Strombus bubonius* (figura 6.44) acompaña a *Siderastraea radians* (figura 6.45) y a *Harpa rosea* (figuras 6.46 y 6.47), no sólo en los depósitos marinos de Las Palmas, a 12 m sobre el actual nivel del mar, sino en otras localidades. Así, en Matas Blancas (figuras 6.48, 6.49 y 6.50) y en Las Playitas, ambas en Fuerteventura, aparece a unos 3 m sobre el actual nivel del mar, en Mata Gorda o Guasimeta (figura 6.51) y en La Santa, en Lanzarote a unos 4 m. En Punta de Penedo (figura 6.28) también en Lanzarote, alcanza los 9 m sobre el actual nivel del mar. Con ello se evidencia, respecto a Maspalomas, en el sur de Gran Canaria (figura 6.52), a La Guirra en Fuerteventura (figuras 6.53 y 6.54) y a La Campana (figura 6.55) en el sur de Lanzarote, todas a unos 5 m sobre el actual nivel del mar, una inestabilidad tectónica relacionada localmente con el volcanismo pleistoceno de las islas, aún activo. La misma causa debe tener la altura a 18 m sobre el nivel del mar actual del depósito de Teno en Tenerife (figura 6.56). Estos han sufrido una lateritización (figura 6.57) bajo el clima cálido y húmedo propio del último interglacial antes de su final árido.

Matas Blancas (Fuerteventura)

Así como en Las Palmas se despliega la riqueza faunística del interglacial estadio marino isotópico 5.5, en Matas Blancas se produce una extraordinaria concentración de *Strombus bubonius* fósiles constituyendo un portentoso yacimiento (figura 6.49) en la actualidad muy deteriorado por el vandalismo. Muy tardíamente, más de 20 años después de la recomendación de la Unesco, se ha protegido parcialmente lo que aún ha quedado (figura 6.50). Esta concentración de

Strombus bubonius ha propiciado la datación de diversos ejemplares. Los resultados han evidenciado, por una parte, que el método radiométrico utilizado no afina lo suficiente para diferenciar estadios marinos isotópicos próximos (figuras 6.49 y 7.4). Otras dataciones se han realizado en otros puntos del archipiélago obteniendo siempre valores comprendidos entre los de Matas Blancas.

De ahí se concluye que por la poca precisión del método radiométrico de datación y la neotectónica siempre presente, sólo se puede afirmar que durante el último interglacial el mar estuvo unos metros más alto que en la actualidad, aproximadamente de 4 a 6 m, y que esto afectó a todas las islas.

Por otra parte, la temperatura del último interglacial se pone de manifiesto por comparación con la de la biodistribución geográfica de los *Strombus bubonius*, actuales (figuras 6.58 y 6.59, tabla 6). Estos habitan las zonas intermareal y submareal del Golfo de Guinea (figura 6.60) indica una temperatura del agua del mar unos 5°C (figura 6.61) más alta que en la actualidad para esta región atlántica (figura 6.62) y con una diferencia térmica estacional disminuida y similar a la del Golfo de Guinea. Del mismo modo, de la biodistribución geográfica actual de *Siderastraea radians* (figuras 6.63 y 6.64) se obtienen valores semejantes para la temperatura de la superficie del agua del mar en las latitudes canarias durante el último interglacial.

El Holoceno (los últimos 11.500 años)

El Holoceno marino (figura 6.65) se encuentra esparcido por las costas de todas las islas si bien muy atacado por la actividad humana de las dos últimas décadas (figura 6.66). Las localidades singulares por el conocimiento que aportan están en Fuerteventura y Lanzarote (figura 6.67).

Normalmente los depósitos marinos holocenos se muestran hasta cierto punto inciertos debido a su aparición conjunta con los depósitos del último interglacial. Si bien hay diferencias clarísimas entre ellos en sitios privilegiados respecto a la fauna, o por las dataciones de Uranio - Torio para unos y radiocarbónicas para los otros, también es cierto que algunos elementos son retomados y que ambos depósitos se solapan en la mayoría de los lugares. El sitio de los Jameos del Agua (figuras 6.68 y 6.69) muestra los depósitos marinos holocenos, de hace unos 4.000 años, encima de lavas del Máximo Glacial, hace circa 20 ka, por lo que la mezcla con los depósitos marinos del interglacial anterior es imposible y, por lo tanto, revelan sus características con toda integridad. En La Monja (figura 6.76) y en El Matorral (figuras 6.71 y 6.72) aparecen como testimonios indirectos de una ocupación humana antigua. (figura 6.73). La última pulsación holocena del mar registrada en Canarias, con un ascenso de unos dos metros sobre el actual nivel del mar (figura 6.74) ocurrió hacia el año 600 de nuestra era.



Figura 6.1 - Situación de los depósitos del Plioceno final en el noroeste de Gran Canaria, desde Sardina a Agaete. Modificado, con datos de Klug (1968), Pérez Torrado et alii (2006) y sobre Mapa Topográfico de CARTOGRÁFICA DE CANARIAS, S.A. (GRAFCAN) <http://www.grafcan.com>

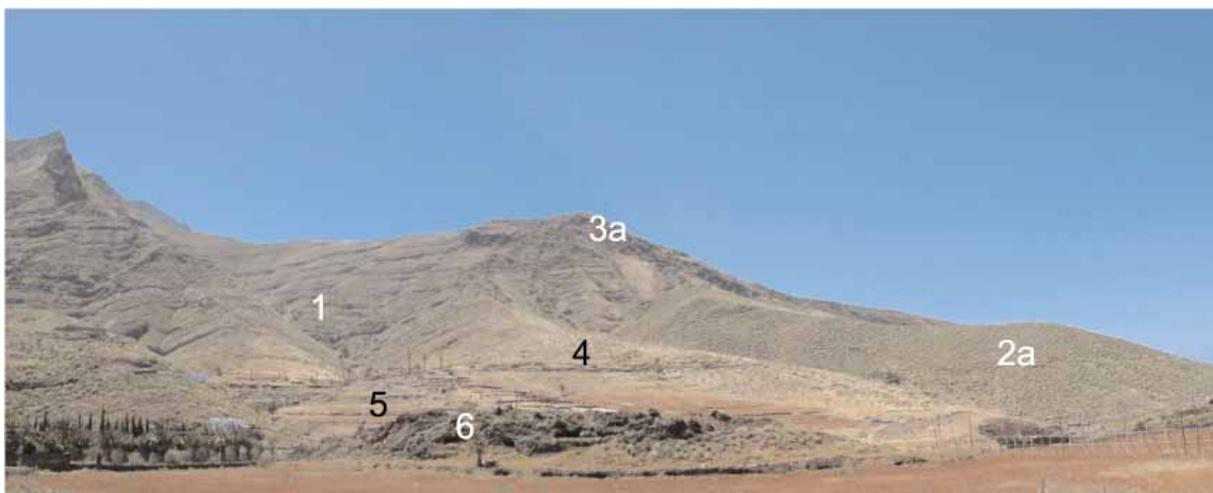


Figura 6.2 - Ladera sur del Valle de Agaete. Basaltos miocenos (1) muestran superposición de emisiones lávicas y piroclastos. Estos mismos materiales presentan, sin embargo, un aspecto romo (2a) en las alturas inferiores a 200 m. Coronando los basaltos (3a) se sitúa un volcanismo datado en 4.72 ma y 4.90 ma (Guillou et alii 2004). Dos sistemas de abanicos aluviales se desarrollaron respectivamente antes, terrenos estériles (4), y después, terrenos cultivados, de una costra calcárea (5). Esto recuerda los valles de Fuerteventura (figuras 5.6 y 5.7). Finalmente, un ahondamiento del valle secciona los abanicos cultivados y sirve de cauce para una última colada de lava (6).



Figura 6.3 - La situación de depósitos con fauna marina en el Valle de Agaete muestra alturas muy diversas. Unos 150 m en Cueva Blanca y unos 45 m en los Llanos del Tumas.



Figura 6.4 - Carretera 810 a San Nicolás de Tolentino, entre el Km 37 y el 38. Depósitos con fauna marina afectados por calcreta a unos 90 m de altura sobre el actual nivel del mar.



Figura 6.5 - Carretera a los Berrazales. El depósito, a 105 m sobre el mar, muestra carácter coluvial en el que hay elementos marinos: pectínidos y cantos rodados de playa.



Figura 6.6 - Los depósitos en Cueva Blanca, a unos 150 m de altura, tienen un cierto aspecto coluvial. En su base se están produciendo nuevos arrastres, incluyendo fósiles marinos. Recuerdan los depósitos mio-pliocenos de Jandía (Meco et alii 2005, figura 3.37) erróneamente interpretados como producidos por una sunami (Bryant 2001).

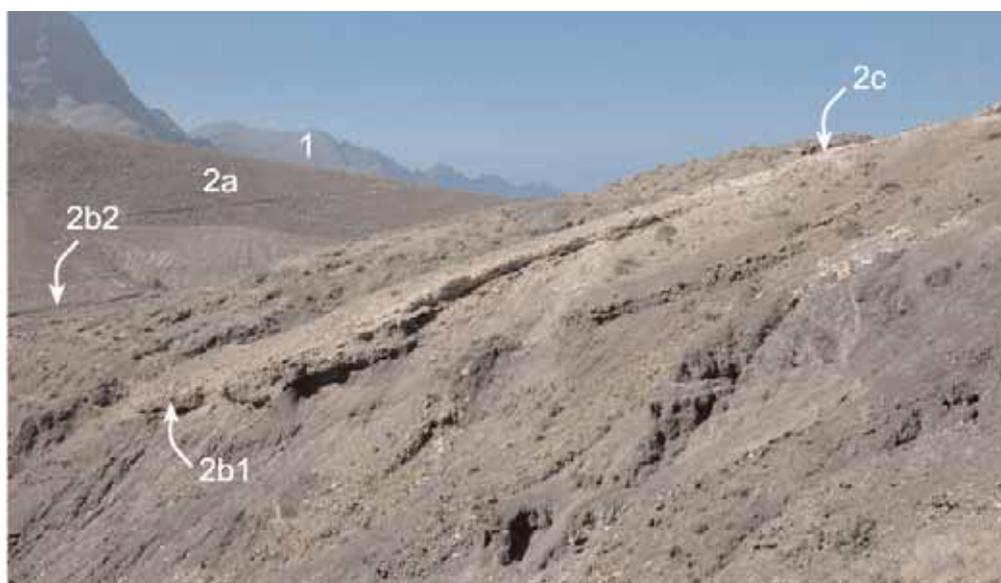


Figura 6.7 - Vista desde Cueva Blanca hacia el sur. Se diferencian dos tipos de morfología: el relieve agreste (1) en los basaltos miocenos y esos mismos basaltos con aspecto romo (2a). Sobre este modelado se sitúan en pendiente depósitos conteniendo fauna marina a muy distinta altura (2b1: Cueva Blanca y 2b2: Carrtera a San Nicolás de Tolentino). En su parte alta una duna (2c).



Figura 6.8 - En el borde norte de los Llanos del Tumas o de Turmán, en Agaete, los depósitos (b) con fauna marina fósil, y afectados por una calcreta, reposan sobre una colada basáltica (a) con la polaridad magnética normal del evento Olduvai y datada en 1.80 ma (Meco et alii 2002).

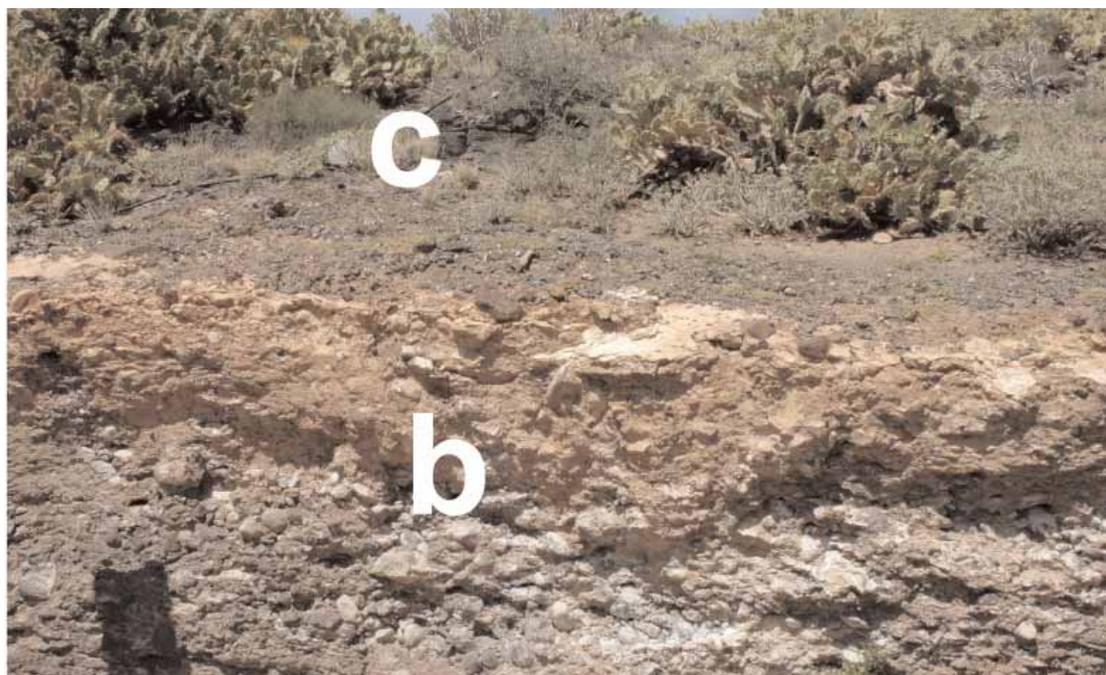


Figura 6.9 - En el borde sur de los Llanos del Tumas y debajo de la entrada al cementerio, depósitos conglomeráticos están también afectados por calcreta (b) pero situados debajo de una colada basáltica datada en 1.75 ma (Meco et alii 2002) y con polaridad magnética inversa Matuyama. Estos depósitos no presentan fauna aparente y están en el margen norte del Barranco de Agaete por lo que pueden interpretarse como aluviales o marino-fluviales.



Figura 6.10 - En el borde norte de los Llanos del Tumas se aprecia que el conglomerado de cantos basálticos contiene grandes bloques de un paleosuelo con marcas de raíces. Uno de los bloques se ha señalado con líneas de trazos. La edad del primer paleosuelo en las islas es anterior a circa 2.7 ma, tal como puede observarse en la figura 3.23. La presencia de bloques en los depósitos marinos son habituales en la costa (figura 3.34). La forma y tamaño de los clastos basálticos depende de la proximidad a la fuente rocosa (figura 3.14). Todo el depósito está afectado por calcreta, que forma también algunas capas intermedias (señaladas con una flecha).



Figura 6.11 - En Las Nieves y a una altura similar a los Llanos de Tumas, un paleosuelo con ootecas de acrididos y raíces vegetales está enteramente afectado por la calcreta que también forma capas intermedias.



Figura 6.12 - *Theba pisanopsis* (Servain 1880) (Germain 1908, lámina 27 figuras 15 y 16) conocido fósil en las dunas pliocenas de Agua Tres Piedras (figura 5.3) en Fuerteventura. También allí en similar estado de fosilización, con molde interno bien consolidado.



Figura 6.13 - La calcreta, formada sobre restos eólicos bioclásticos, en Agaete llega casi a los 400 m de altura sobre el actual nivel del mar, donde fue explotada en horno de cal (esquina inferior derecha).



Figura 6.14 - Las Nieves en Agaete. La calcreta esta mordida por el retroceso del acantilado.



Figura 6.15 - Una colada pliocena esta en discordancia con los basaltos miocenos. Estos basaltos miocenos son resto de un gran edificio volcánico ahora sumergido (Carracedo et alii 1998, Bryant 2001 figura 6.8, Krastel et alii 2001). Sobre la colada pliocena se sitúa la calcreta. Ambas están recoradas por el profundísimo valle.



Figura 6.16 - Costa acantilada del noroeste de Gran Canaria. Tras las casas los Llanos del Tumas, más allá el Juncal y al fondo las casas de Sardina.



Figura 6.17 - El barranco del borde norte de los Llanos del Tumas desemboca en lo alto de una costa acantilada. El levantamiento de la costa es posterior al ahondamiento del barranco.

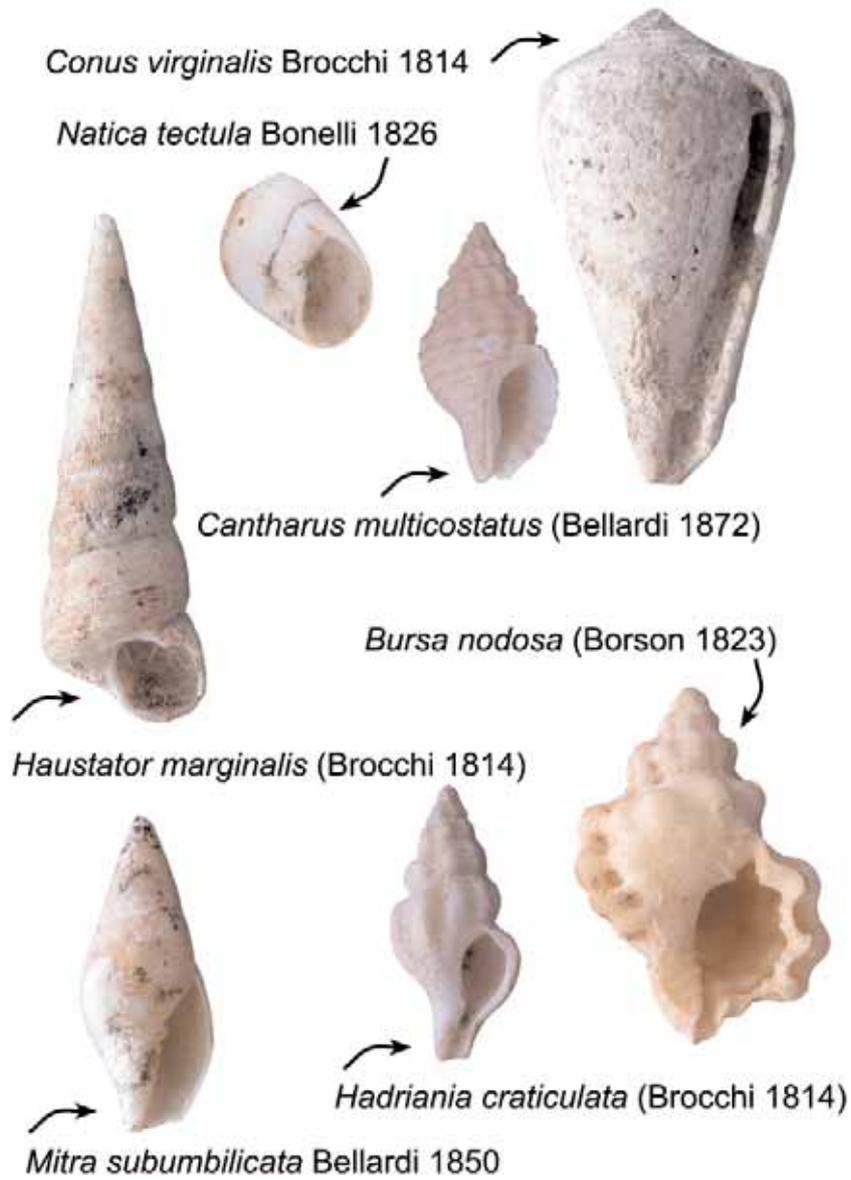


Figura 6.18 - Fósiles marinos mesolitorales, que se extinguieron con el Plioceno, contenidos en los depósitos de Agaete. Especies descendientes de ellas viven en el Golfo de Guinea.

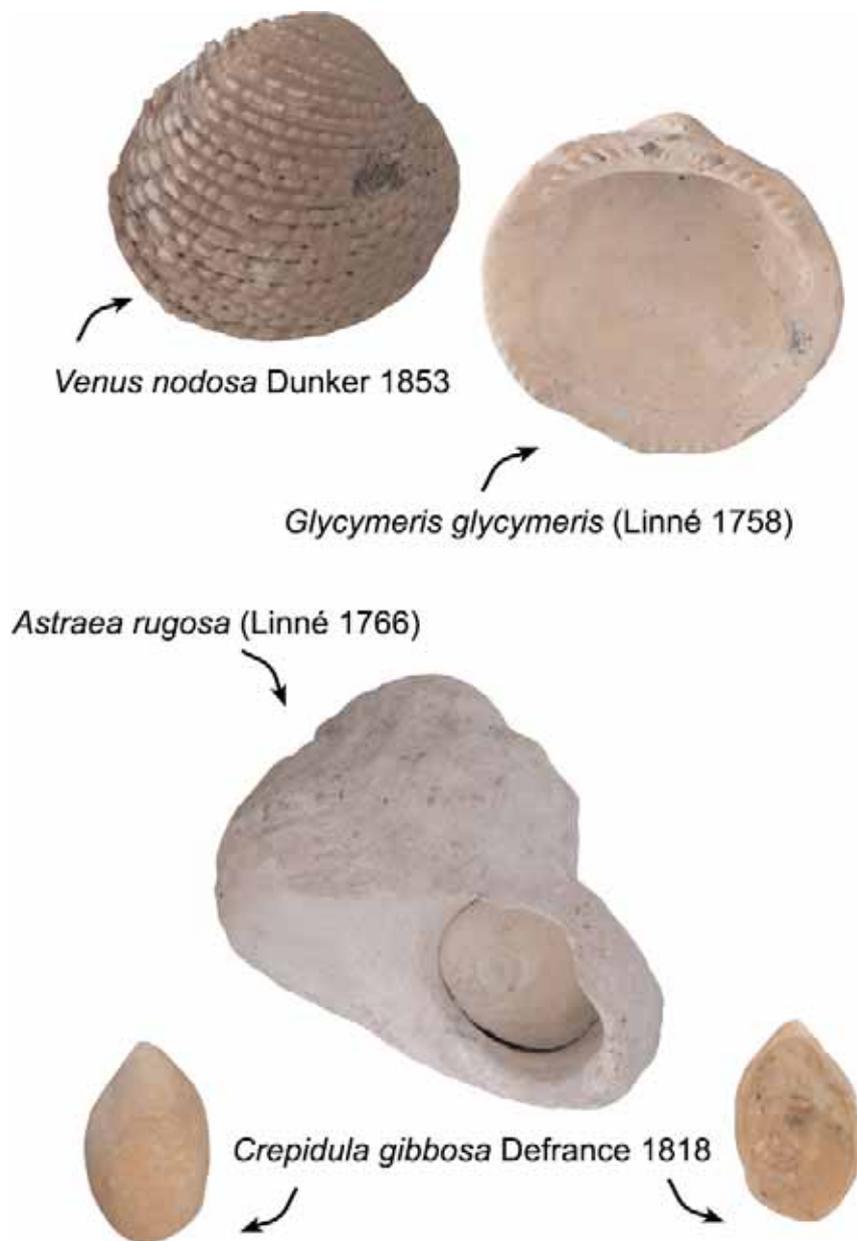


Figura 6.19 - La mayor parte de los fósiles de Agaete indican un clima semejante al actual –*Glycymeris glycymeris* vive entre Noruega y las Canarias- pero algunas especies son propias de mares más cálidos – *Venus nodosa* vive únicamente en las Islas Cabo Verde. Muchos ejemplares están en perfecto estado de conservación. *Astraea rugosa* conserva incluso el opérculo. *Crepidula gibbosa* es una especie miocena y pliocena. El género *Crepidula* es de mares cálidos.

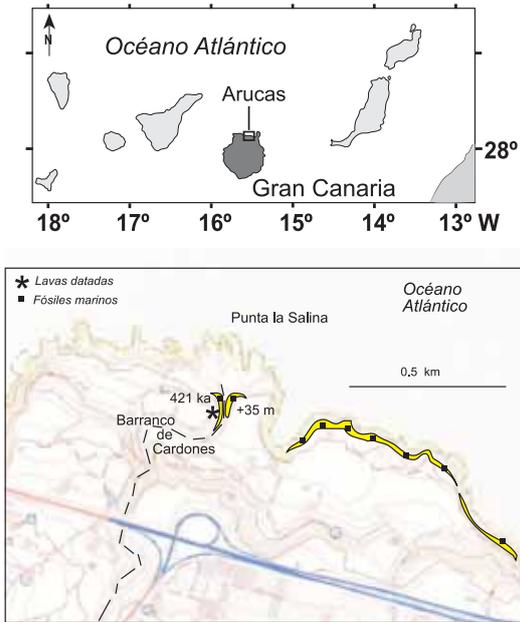


Figura 6.20 - Esquema cartográfico de los depósitos marinos del Pleistoceno medio de la costa de Arucas, en Gran Canaria. Se extienden paralelamente a la costa a unos 35 m de altura sobre el actual nivel del mar. En la desembocadura del Barranco de Cardones puede verse su sincronía con lavas datadas en 421 ka (Meco et alii 2002). Sobre Mapa Topográfico de CARTOGRÁFICA DE CANARIAS, S.A. (GRAFCAN) <http://www.grafcan.com>

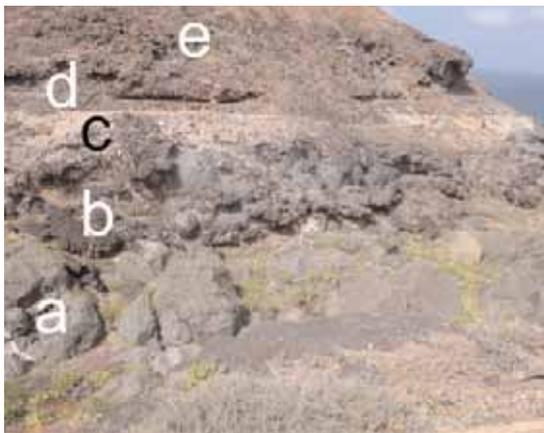


Figura 6.21 - Desembocadura del Barranco de Cardones, en Gran Canaria. Sobre fonolitas miocenas (a) una colada de lava procedente del volcán Montaña Cardones presenta formas en almohadillas (b) producidas por su contacto con el agua del mar. La edad radiométrica es de 421 ka, lo que los sitúa en el estadio marino isotópico 11.3. Además, los depósitos marinos (c) aparecen debajo de un paleosuelo (d) y de una colada más tardía procedente del volcán Montaña de Arucas datada radiométricamente en 151 ka (Meco et alii 2002).



Figura 6.22 - Desembocadura del Barranco de Cardones. *Saccostrea cucullata* (Born 1780) especie actualmente viviente en el Golfo de Guinea por lo que se interpreta como un indicador cálido. Desapareció del Mediterráneo durante el Pleistoceno inferior.



Figura 6.23 - *Nucella plessisi* Lecointre 1952 in Brébion 1979 (pro parte) (Meco et alii 2003). Esta especie es conocida del Pleistoceno de Marruecos (Brébion 1979). En Canarias, su aparición más antigua se produce en el Pleistoceno inferior de Agaete, después en el Pleistoceno medio de la costa de Arucas, en Gran Canaria, hace unos 420.000 años. Finalmente, es abundante en los yacimientos del último interglacial, hace unos 130.000 años y se extingue durante la última glaciación. Ha recibido el nombre de *Acanthina dontelei* García Talavera y Sánchez Pinto 2002 y es un indicador cálido.



Figura 6.24 - Desembocadura del Barranco de Cardones. La explosión numérica de patelas, con morfología muy variable atribuida a diversas especies, es un signo de modernidad paleontológica en Canarias. Coincide con el inicio del Pleistoceno medio tardío y el cambio en el patrón climático (dominio de la excentricidad: figura 7.2)

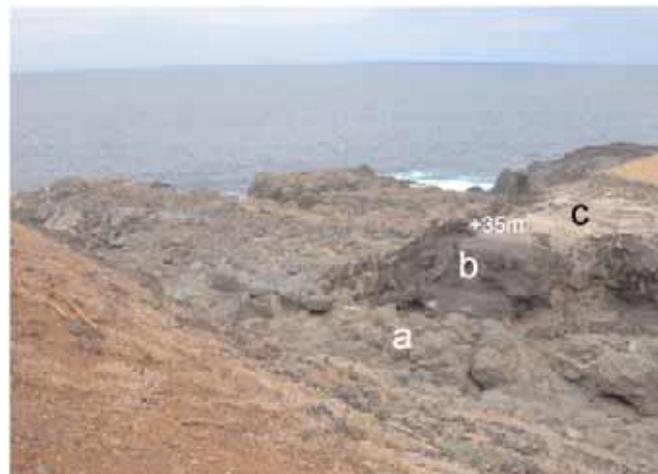


Figura 6.25 - Costa de Arucas en Gran Canaria. Sobre las fonolitas miocenas (a) están las lavas almohadilladas de Cardones (b) y el depósito marino (c) a 35 m de altura sobre el actual nivel del mar.



Figura 6.26 - La desembocadura del Barranco de Cardones queda notablemente alta con respecto al nivel del mar lo que aboga por una elevación de la costa norte de Gran Canaria junto con la altura a la que se sitúan los antiguos depósitos marinos.



Figura 6.27 - Lanzarote. Vista de los depósitos de Piedra Alta desde el Rincón del Palo, un km al sur.

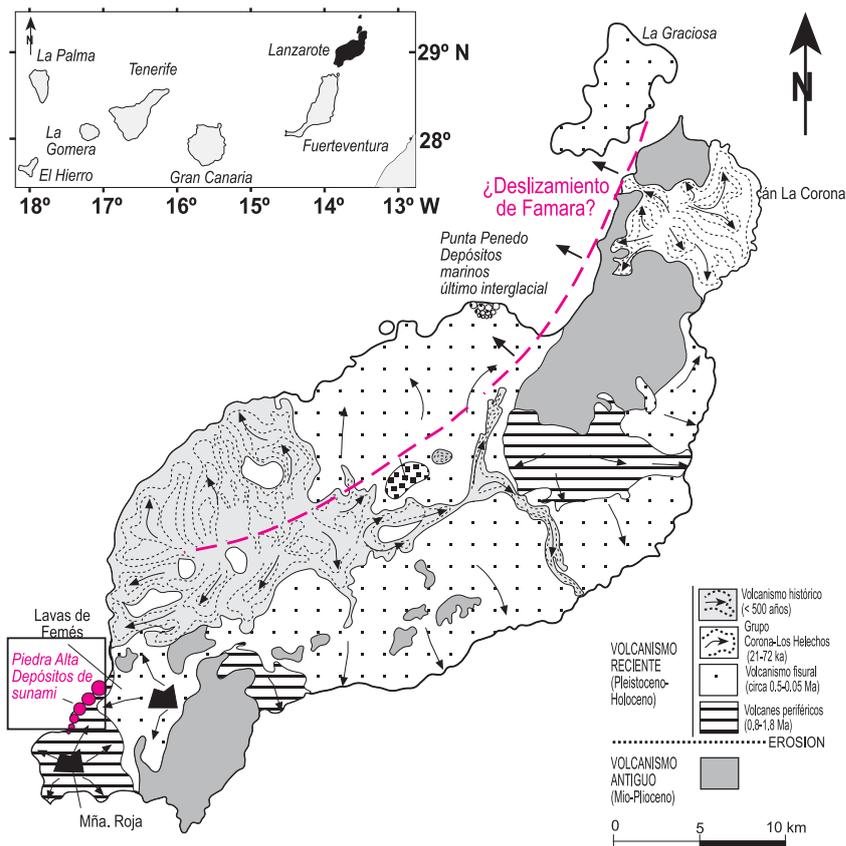


Figura 6.28 - Situación de los depósitos de Piedra Alta en el esquema geológico de Lanzarote. El deslizamiento gigante de Famara provocaría los depósitos de Piedra Alta, sería anterior a La Graciosa y a Punta de Penedo y ocurriría entre el volcanismo periférico y el fisural. Modificado de Carracedo et alii (2002).



Figura 6.29 - Esquema cartográfico de los depósitos deunami del Pleistoceno medio de Piedra Alta, en Lanzarote. El tamaño de los bloques disminuye de norte a sur indicando una procedencia desde el norte. Próximos a la costa están esparcidos por los Llanos de La Mareta, entre los 20 m y 25 m sobre el nivel actual del mar. Reposan sobre una duna situada encima de los basaltos de Montaña Roja y están cubiertos por los basaltos de Montaña Femés. Sobre Mapa Topográfico de CARTOGRÁFICA DE CANARIAS, S.A. (GRAF-CAN) <http://www.grafcan.com>

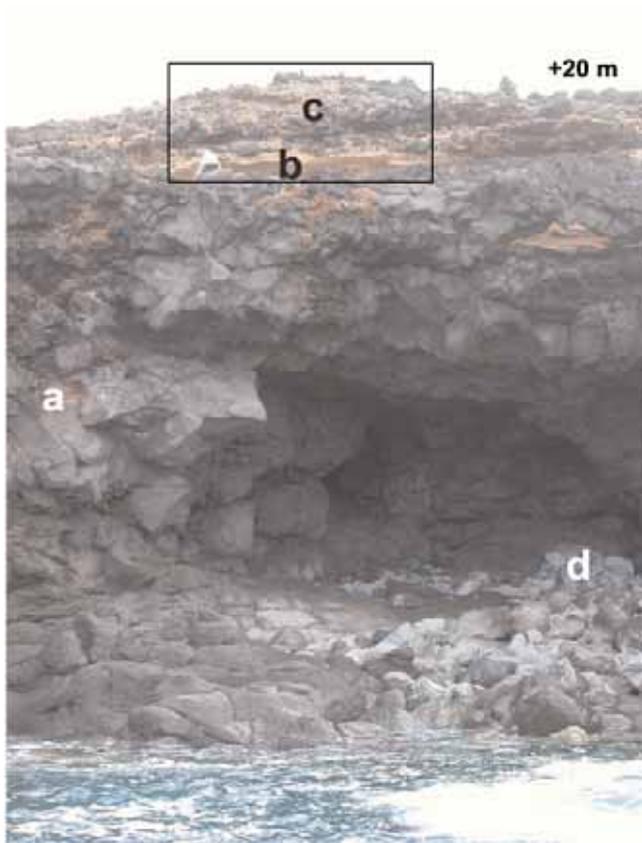


Figura 6.30 - Piedra Alta en Lanzarote. Depósitos de sunami a 20 m sobre el actual nivel del mar. (a) Basaltos de final del Pleistoceno inferior datados en 820 ka (Meco y Stearns 1981) procedentes del volcán Montaña Roja. (b) Duna rojiza. (c) Depósitos de sunami. (d) Bloques formados con la acción de las olas sobre los basaltos de Montaña Roja. Su perfecta forma redonda contrasta con los bloques angulosos de la sunami.



Figura 6.31 - Duna (b) bajo los depósitos de sunami (c) en Piedra Alta, Lanzarote.



Figura 6.32 - Bloque anguloso de grandes dimensiones y partido en dos en los depósitos de sunami de Piedra Alta, Lanzarote.



Figura 6.33 - En Piedra Alta la mayoría de los los bloques son angulosos.



Figura 6.34 - Piedra Alta, Lanzarote. El bloque presenta una capa envolvente de arenisca marina de procedencia ajena a los depósitos de sunami. También muestra una cara pulida por la acción de cantos en cubetas removidos por el oleaje en la zona intermareal y otra semejante más pequeña. Ello indica que el bloque fue violentamente arrancado de una zona playera.



Figura 6.35 - Detalle de los depósitos de Piedra Alta. Aparecen mezclados elementos terrestres, como ootecas de insectos y elementos de procedencia marina como crustáceos balánidos.



Figura 6.36 - *Saccostrea cucullata* (Born 1780) fósil de Piedra Alta. Esta especie desaparece del Mediterráneo con el Pleistoceno inferior (Cuerda, 1987), se sitúa en Canarias en el Pleistoceno medio (costa Arucas y Piedra Alta) y pervive en el Golfo de Guinea (Meco et alii, 2005).



Figura 6.37 - Contrariamente a los bloques angulosos de Piedra Alta, depositados violentamente en una vez, en los depósitos marinos como en Los Resbalajes, La Graciosa, el nivel de tempestades muestra bloques redondeados, algunos de gran tamaño.

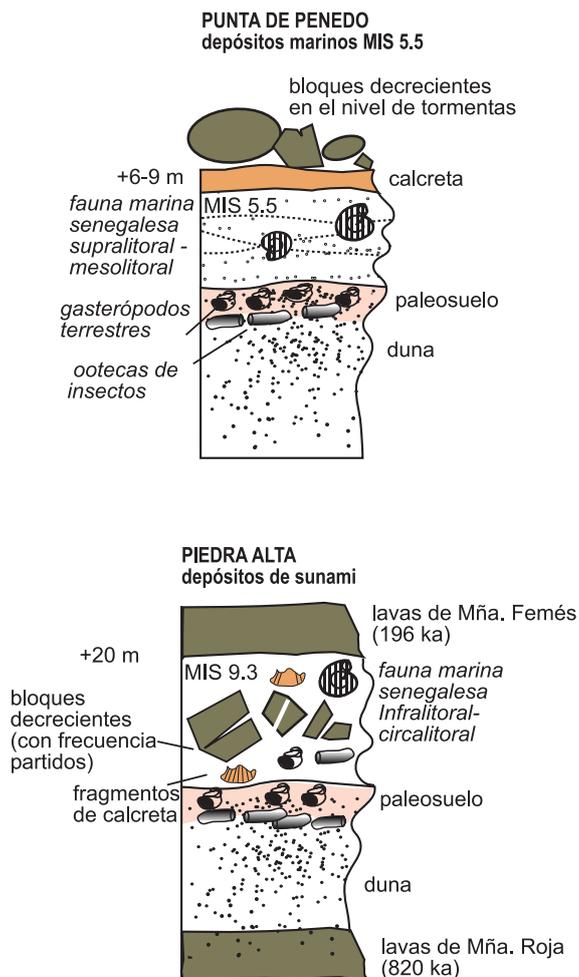


Figura 6.38 - El esquema muestra las diferencias entre los depósitos de sunami de Piedra Alta (abajo) y los de un depósito marino como el de Punta Penedo (arriba). MIS o Marine Isotope Stage es el estadio marino isotópico.

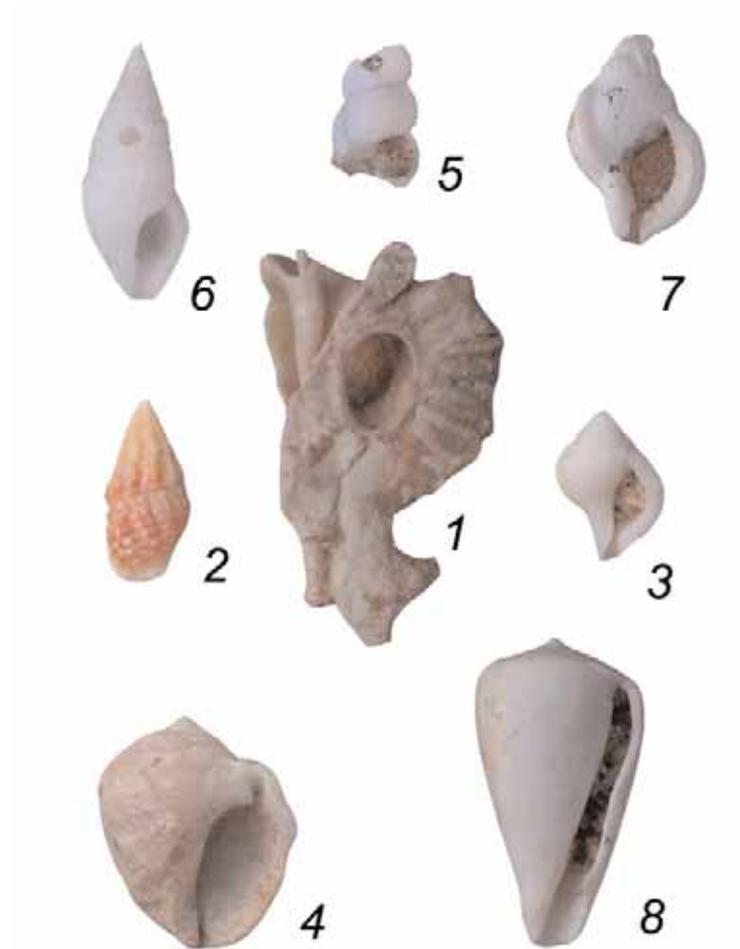


Figura 6.39 - La fauna senegalesa de profundidad encontrada en Piedra Alta, Lanzarote, es de aguas cálidas. Indica la existencia de una fuerte diferencia térmica entre el invierno y el verano que frena la arribada a Canarias de la fauna senegalesa más litoral. Es decir, una situación orbital en la Tierra en que la excentricidad y la oblicuidad eran máximas y coincidentes con el perihelio estival noratlántico. Fauna senegalesa: (1) *Purpurellus gambiensis* (Reeve 1845), (2) *Cerithium litteratum* Born 1778, (3) *Bursa jabick* Fischer-Piette 1942, (4) *Thais coronata* (Lamarck 1822), (5) *Turritella ligar* Deshayes 1843, (6) *Drillia nicklesi* Knudsen 1952. Fauna de profundidad (Abbot 1974): (7) *Bursa tenuisculpta* Dautzenberg & Fischer 1906, (8) *Conus vayssierei* Pallary 1906.

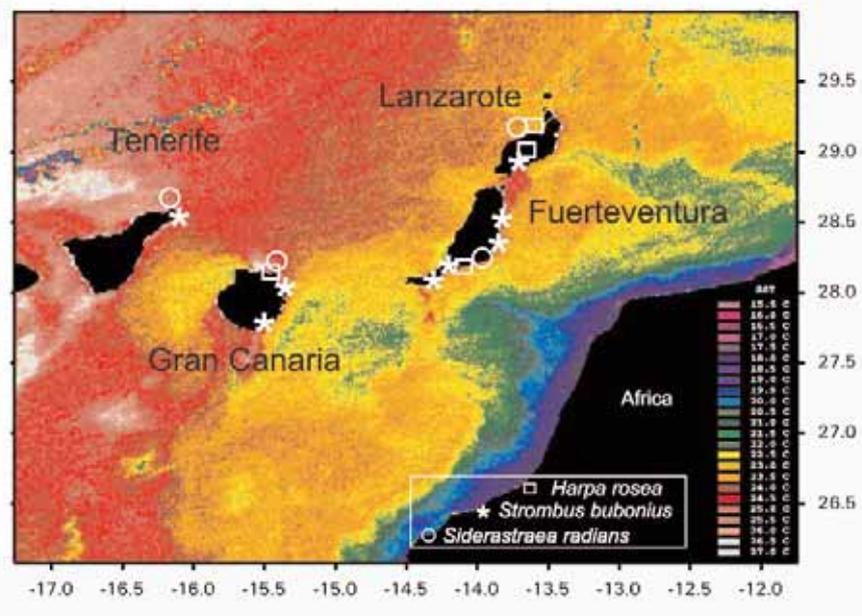


Figura 6.40 - Sobre imagen desde satélite (NOAA/AVHRR) del 1 de agosto de 2004, en que se registraron las más altas temperaturas de la superficie del mar conocidas en Canarias (Ramos et alii, 2005), se señalan las localidades en las que han aparecido especies fósiles de origen senegalés durante el último interglacial o estadio marino isotópico 5.5. Se constata así una correspondencia temporal con los requerimientos de habitat de esas especies que, de perdurar las condiciones climáticas del 1 de agosto de 2004, volverían a instalarse en las Canarias.



Figura 6.41 - Ya famosos desde el Diecinueve (Lyell 1865), los depósitos marinos correspondientes al último interglacial están sepultados en Las Palmas por la urbe, excepto en El Confital. Las obras urbanas recientes los han puesto al descubierto en diferentes puntos. Todos los *Strombus bubonius* citados en la bibliografía proceden de los arenales de Santa Catalina (Meco, 1975) así como el *Harpa rosea*. El coral *Siderastraea radians* ha sido encontrado en el Castillo de La Luz y en San Cristóbal. Sobre mapa topográfico de CARTOGRÁFICA DE CANARIAS, S.A. (GRAFCAN) <http://www.grafcan.com>

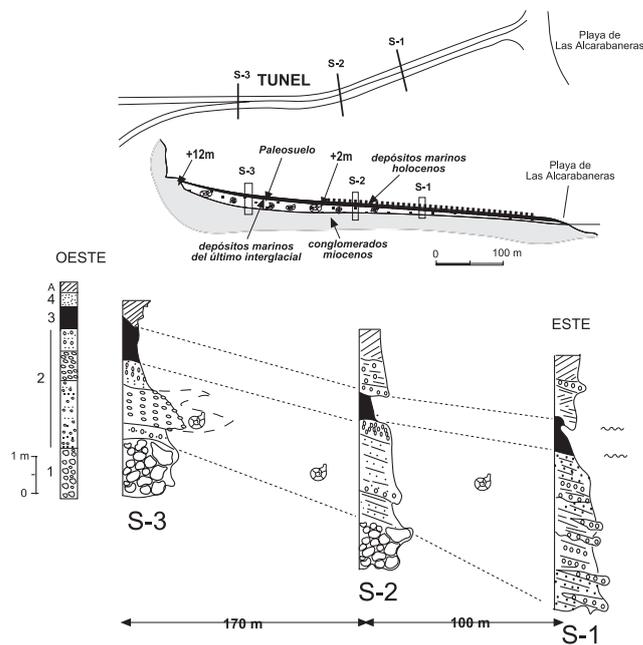


Figura 6.42 - Los cortes realizados durante las obras de la autovía, en Santa Catalina, muestran la misma disposición general de los depósitos que en el área de San Cristóbal. Las coladas fonolíticas están aquí reemplazadas por aluviones fonolíticos también miocenos y las negras arenas eólicas holocenas contienen en su base un depósito marino también holoceno. Modificado de Meco et alii (2002).

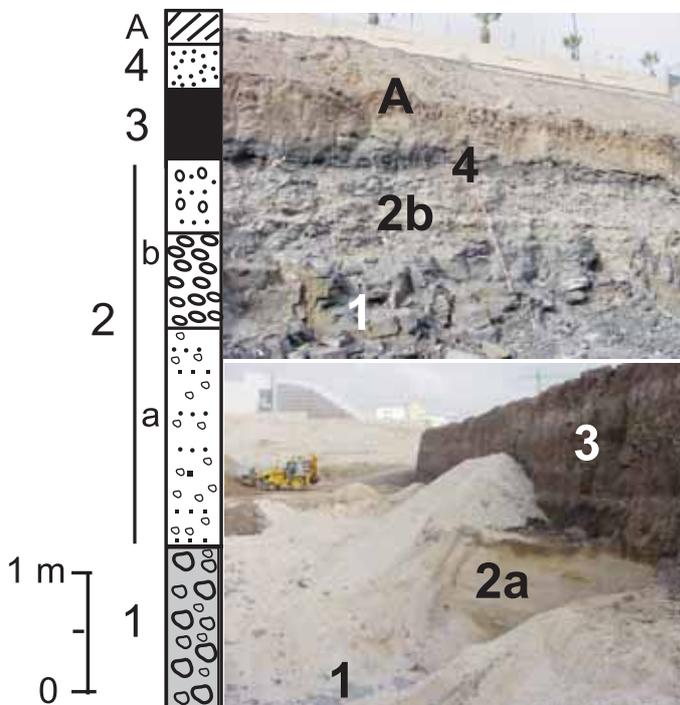


Figura 6.43 - San Cristóbal en Las Palmas de Gran Canaria. El corte del lado este, realizado para la cimentación de unos aparcamientos, muestra que sobre las fonolitas miocenas grises (1) descansan las blancas calcarenitas fosilíferas (2a), bioclásticas, con infinidad de algas calcáreas dispuestas en niveles, formadas durante el último interglacial. Encima se sitúa un paleosuelo arcilloso-arenoso (3). El corte del lado oeste muestra, a 12 m de altura sobre el actual nivel del mar, el conglomerado fosilífero terminal (2b), correspondiente a la zona intermareal de los mismos depósitos marinos. El yacimiento fosilífero está sobre fonolitas miocenas (1) y bajo una oscura duna holocena (4). A: materiales de obras.



Figura 6.44 - *Strombus bubonius* Lamarck 1822, procedente del casi desaparecido yacimiento de Guasimeta - Matagorda. Esta especie, viviente en la actualidad en el Golfo de Guinea y en las Islas Cabo Verde, alcanzó las Canarias y el Mediterráneo con el cambio climático producido durante el último interglacial, hace unos 130.000 años.



Figura 6.45 - *Siderastraea radians* (Pallas 1766), procedente de La Santa en Lanzarote. Estos corales viven en las zonas intermareales del Golfo de Guinea y del Caribe. Su presencia en Canarias es un claro indicador del cambio climático producido durante el último interglacial.



Figura 6.46 - *Harpa rosea* Lamarck 1816, en el yacimiento de Punta de Penedo en Lanzarote. Actualmente esta especie vive en las cálidas aguas del Golfo de Guinea y en las islas Cabo Verde (Meco, 1981; Meco et alii, 2003) por lo que constituye un testimonio del cambio climático ocurrido durante el último interglacial.



Figura 6.47 - *Harpa rosea* Lamarck 1816, ejemplar actual procedente de la isla de Pagalu en Guinea Ecuatorial.

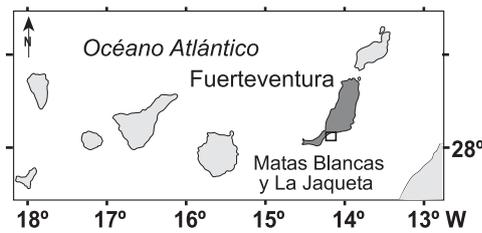


Figura 6.48 - Situación esquemática del yacimiento paleontológico de Matas Blancas en Fuerteventura. Sobre Mapa Topográfico de CARTOGRÁFICA DE CANARIAS, S.A. (GRAFCAN) <http://www.grafcan.com>



Figura 6.49 - Matas Blancas en 1973 (Meco 1975). La extraordinaria concentración de *Strombus bubonius* constituye un espectacular y singular testimonio del cambio climático del último interglacial. La abundancia de ejemplares ha permitido hacer varias dataciones sobre fósiles en contacto unos con otros (Meco et alii 2002). Ello ha puesto de manifiesto la imprecisión del método radiométrico más usado (U-Th) para este tipo de depósitos. El método ha resultado inútil para diferenciar un estadio o subestadio marino isotópico de otro en localidades con ejemplares escasos.



Figura 6.50 - La protección prestada al yacimiento de Matas Blancas, implorada por la UNESCO-IUGS (IGCP-252), ha llegado con veinte años de retraso, cuando ya estaba muy deteriorado por el vandalismo turístico.

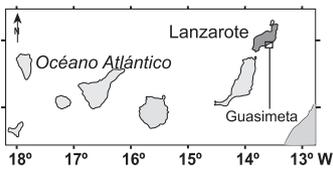


Figura 6.51 - Situación esquemática del yacimiento paleontológico de Guasimeta-Matagorda en Lanzarote. La mayor parte del yacimiento ha sido destruida muy recientemente (Meco et alii 2003) y sólo se conserva en el interior del recinto del aeropuerto. Sobre mapa topográfico de CARTOGRÁFICA DE CANARIAS, S.A. (GRAFCAN) <http://www.grafcan.com>



Figura 6.52 - Maspalomas, en sur de Gran Canaria. Rasa marina actual sobre los depósitos marinos con *Strombus bubonius* (un ejemplar en primer término). Los restos erosivos de los depósitos (en la orilla) alcanzan 4 m sobre el actual nivel del mar. Normalmente, estos depósitos están cubiertos por dos o tres metros de arena que, en ocasiones de temporal, se lleva el mar en pocas horas.

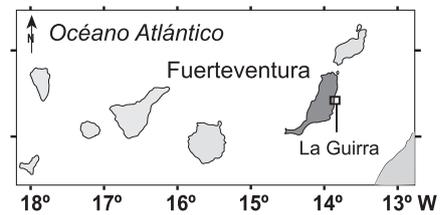


Figura 6.53 - La Guirra en Fuerteventura. En la fotografía aérea (M.O.P.-D.G.P y C, CEYFA, 10-Ene-89, Ref-89063, Esc. 1:5.000, P.6, nº7804 Fuerteventura) aparece nítida la línea de costa del último interglacial, paralela a la actual y a un centenar de metros tierra adentro.



Figura 6.54 - Depósitos marinos fosilíferos del último interglacial en La Guirra, Fuerteventura. Forman un escalón, paralelo a la costa actual pero alejado de ella un centenar de metros. Su altura sobre el nivel medio del mar es de 5.38 m. Se componen de conglomerados sueltos con fósiles de las cálidas aguas del Golfo de Guinea, entre ellos el *Strombus bubonius*.



Figura 6.55 - Los piroclatos en La Campana, Lanzarote, parecen haber sufrido su alteración bajo el dominio climático húmedo y cálido del inicio del último interglacial. Los piroclastos proceden del volcán Montaña Roja datado del final del Pleistoceno inferior (Meco y Stearns 1981). Este arrastre aluvial de piroclastos se intercala entre depósitos marinos del último interglacial.



Figura 6.56 - Teno, Tenerife. Sobre la rasa marina tallada en basaltos datados en 178 ka (Carracedo et alii, en proceso de publicación) aparecen depósitos fosilíferos a 18 m de altura sobre el nivel actual del mar (Zazo et alii 2003) alterados a lateritas. La costa estuvo, por lo tanto, en proceso de levantamiento y a ello se deben las terrazas escalonadas del acantilado.



Figura 6.57 - Las lateritas de Teno contienen pisolitos ferruginosos. Ello delata el clima cálido y húmedo del último interglacial.

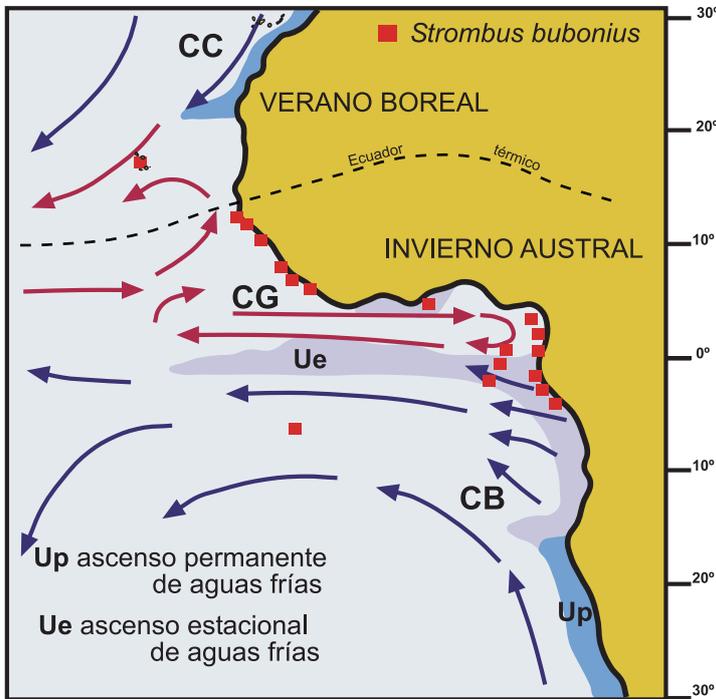


Figura 6.58 - Distribución geográfica actual de los *Strombus bubonius* (Meco et alii 1992) sobre mapa de temperaturas, con indicación de la circulación de superficie y del ascenso de aguas frías en el Atlántico tropical oriental (Wauthy 1983, Maley 1987) durante el verano boreal e invierno austral (julio).

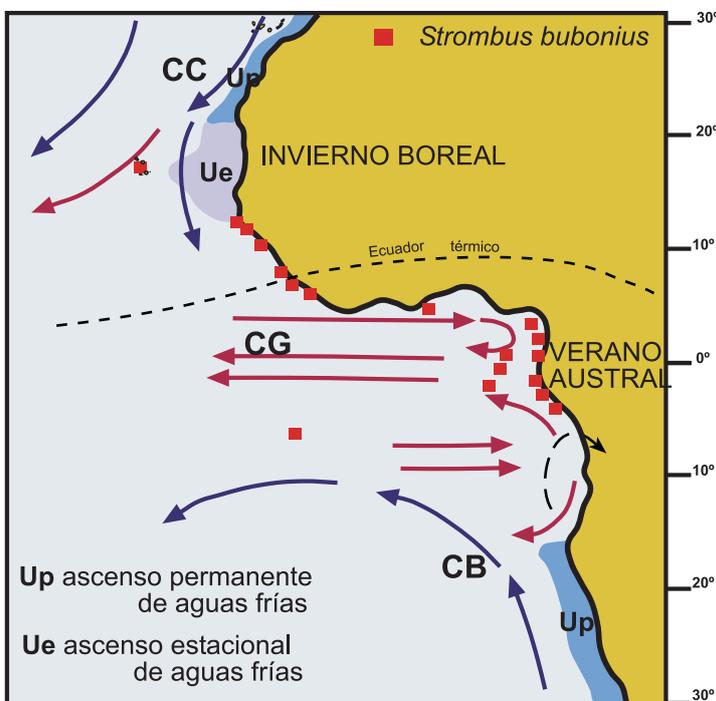


Figura 6.59 - En el Invierno boreal y verano austral los ascensos de aguas frías de la costa sahariana se extienden hasta Dakar, en el Senegal, e incluso se aproximan a las Islas Cabo Verde mientras que en el Golfo de Guinea se reducen notablemente. A causa de la desigual distribución de las masas continentales en ambos hemisferios el ecuador térmico o climático está desplazado hacia el norte con respecto al ecuador geográfico. En este sentido, podría decirse que los *Strombus bubonius* están en la actualidad en el hemisferio sur climático. (CB) Corriente fría de Benguela. (CC) Corriente fría de Canarias. (CG) Corriente cálida de Guinea.

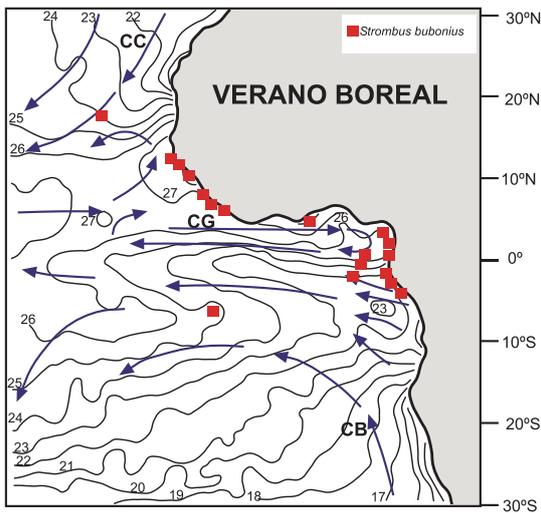


Figura 6.60 - Isotermas superficiales del Atlántico durante el verano boreal e invierno austral (Wauthy 1983, Maley 1987). Las localidades en que habita el *Strombus bubonius* marcan, por lo tanto, los requerimientos mínimos de temperatura para su existencia.

ECAP Departamento de Biología UPGC

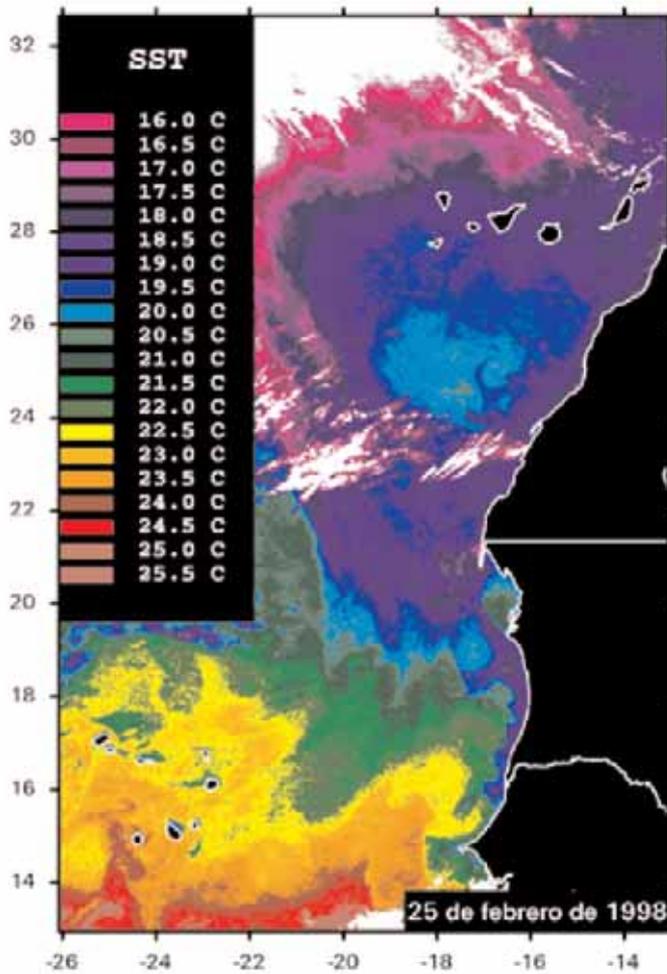


Figura 6.61 - Durante el invierno del hemisferio norte, la diferencia de temperaturas de la superficie del mar entre las islas Cabo Verde (23°C), donde habita actualmente el *Strombus bubonius* en condiciones límites, y las Canarias es de 5°C (18°C). La diferencia entre las temperaturas isotópicas máxima y mínima medidas en los ejemplares del Golfo de Guinea es de 2°C a 6°C y para los fósiles mediterráneos de 7°C a 9°C (Cornu et alii 1993). Esta diferencia, o estacionalidad térmica, en los ejemplares procedentes de Matas Blancas es similar a la actual del Golfo de Guinea (Bard et alii 1995), que no sobrepasa los 4°C (Crosnier 1964). Ello indica que durante el último interglacial, las temperaturas cálidas de superficie del mar, tales como las mostradas en la figura 3.30, permanecieron estables, al menos seis meses del año.

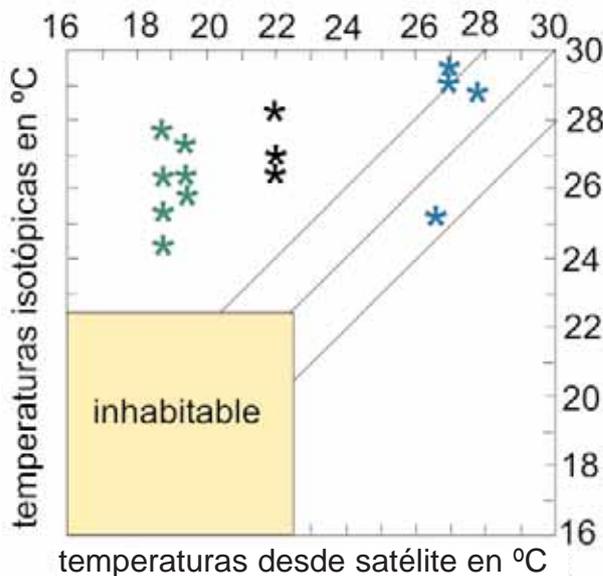


Figura 6.62 - La temperatura media anual actual, medida desde satélite, se contrasta con temperaturas isotópicas calculadas en conchas de *Strombus bubonius*. El margen de validez de la temperatura isotópica se comprueba con ejemplares actuales procedentes de tres localidades del Golfo de Guinea (en azul): Islas de Bioko, Corisco y Pagalu o Anobón (la de temperatura más baja). La salinidad, interviene en el cálculo de la temperatura isotópica por lo que la paleotemperatura queda algo imprecisa. Sin embargo, los límites de habitabilidad de los *Strombus bubonius* actuales respecto a temperaturas de su ambiente indican que la salinidad debió ser semejante a la actual. De ese modo, se deduce que la temperatura durante el último interglacial en las aguas del Mediterráneo debió ser, al menos, 7°C superiores a la actual (en verde, ejemplares fósiles de Mallorca y Túnez). Las paleotemperaturas de tres ejemplares fósiles del yacimiento de Matas Blancas en Fuerteventura (en negro), datado del último interglacial, muestra también una temperatura media anual unos 5°C más altas que la media de las actuales de las aguas superficiales del mar en Canarias. Esto concuerda con los límites ecológicos (tabla 6). Modificado con datos de Cornu et alii (1993) y de Bard et alii (1995).

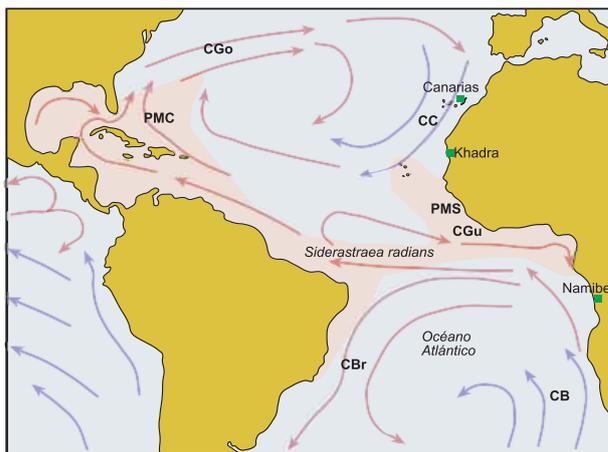


Figura 6.63 - Distribución geográfica actual del coral *Siderastraea radians* (color magenta). Habita en las costas de la provincia marina caribeña (PMC) y en la de la provincia marina senegalesa (PMS) bañadas por corrientes cálidas (en rojo, CGo: Corriente del Golfo; CGu: Corriente de Guinea; CBr: Corriente de Brasil). Con datos de Duerden (1904), Verril (1907), Gravier (1909), Thiel (1928), Chevalier (1966) y Laborel (1971, 1974).

Durante el último interglacial tuvo una distribución geográfica más amplia, en costas bañadas hoy día por corrientes frías (CB: Corriente de Benguela; CC: Corriente de Canarias) lo que indica un cambio climático. El punto más meridional de África en el que ha sido encontrada está en el sur de Angola, unos cien km al norte de Namibe, la antigua Moçamedes (Faber 1926) y unos 10° de latitud hacia el sur de su límite actual cercano al Ecuador. En el hemisferio aparece fósil sobre la costa africana en diversos puntos de Mauritania (Chevalier y Hebrard 1972) al norte de Nouakchott. En las islas Canarias está presente con cierta abundancia en Lanzarote, en La Santa (Meco et alii 2003); y en pequeños fragmentos en Tenerife, en Tachero; en Fuerteventura, en Las Playitas (Zibrowius y Brito 1986); y en Gran Canaria, en Las Palmas (Meco et alii 2002).

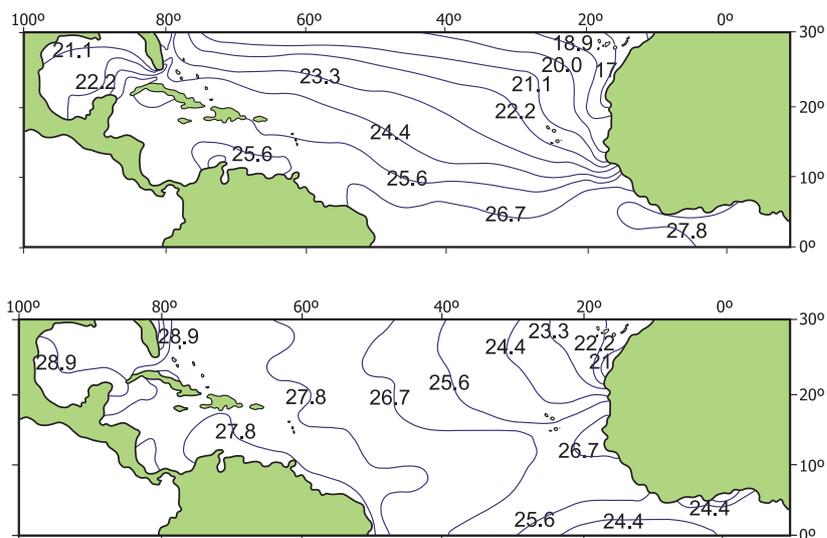


Figura 6.64 - Temperatura de las aguas entre el ecuador y Canarias en invierno y en verano según Prell et alii (1976) y Maley (1987).



Figura 6.65 - Playa del Matorral, Fuerteventura. Depósitos marinos holocenos. Sucesivas playas de arenas y guijarros se compactaron con la retirada progresiva del mar holoceno.



Figura 6.66 - La Jaqueta, Fuerteventura, en 1975. El vehículo está situado sobre el escalón holoceno. En la actualidad no se conservan los depósitos por haber estado constituidos por materiales utilizables en la construcción y haber sido vandálicamente destruidos. Ello a pesar de la recomendación de la UNESCO – IUGS – IGPC - 252 en 1988 en que se vislumbraba el riesgo de desaparición.

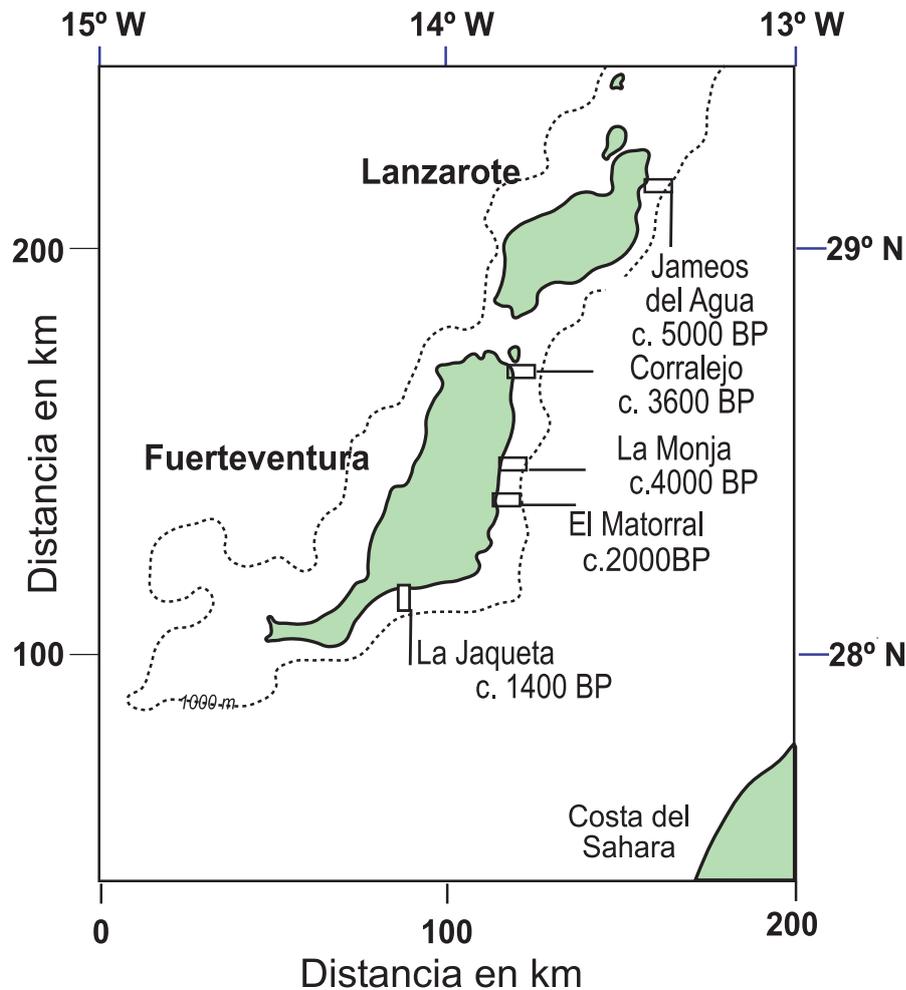


Figura 6.67 - Esquema de situación de los depósitos marinos holocenos significativos.



Figura 6.68 - Los depósitos marinos holocenos de Los Jameos del Agua, Lanzarote, se sitúan sobre el techo del tubo volcánico datado en 22.000 años (Carracedo et alii 2003). Como el nivel del mar estaba por entonces un centenar de metros por debajo del actual, constituyen el primer y más antiguo testimonio marino holoceno en las islas Canarias.



Figura 6.69 - Conglomerado fosilífero holoceno en Los Jameos del Agua, Lanzarote. Hace unos 5000 años (Zazo et alii 2002)



Figura 6.70 - Desembocadura del Barranco de La Monja en Fuerteventura. Un radio izquierdo de ovicaprino (Meco 1992 ,1993) procedente de aportes de barranco, al igual que los clastos redondeados de almagre, está incluido en un depósito marino que contiene conchas de diversas especies del género *Patella* datadas radiocarbónicamente en unos 4000 años (Onrubia Pintado et alii 1997). Constituye una prueba de la existencia de poblamiento holoceno en Fuerteventura.



Figura 6.71 - Huellas de ovicaprinos en el depósito marino holoceno en la Playa del Matorral (Puerto del Rosario) encontradas por Robert Patterson y Pedro López Batista. Las ovejas sahelianas se alimentan también de algas en las playas del Senegal.



Figura 6.72 - Las edades radiocarbónicas de los depósitos marinos de Canarias se obtienen de conchas de gasterópodos incrustadas en el conglomerado de playa. Éstas procedentes de los depósitos con huellas de la Playa del Matorral han dado una edad radiocarbónica de circa 2000 años que tras su calibración sitúa la concha analizada en una antigüedad entre 1175 y 1477 años antes del presente (Fontugne).



Figura 6.73 - Ovejas de extremidad larga del antiguo Alto Egipto, extinguidas al poco de desaparecer el Imperio Antiguo. Inspirado en el dibujo (El Bershech, tumba de Dehuti-hetep) de Newberry y en la descripción publicados en Gaillard (1934, figura 54). Entre los ovicaprinos de principios de nuestra Era procedentes del yacimiento arqueológico de Villaverde en Fuerteventura aparecen restos de ovejas de largos metápodos (Meco 1992) y con calcáneos de dimensiones próximas a los de las ovejas salvajes norafricanas. Ello las relaciona con el grupo de *Ovis longipes* momificada y representada por los egipcios.



Figura 6.74 - La Jaqueta, Fuerteventura, en 1975. Los depósitos marinos fosilíferos del Holoceno tardío alcanzaron una altura de 2 m por encima del nivel más alto de la marea actual. En la actualidad, estos depósitos están destruidos.

07 PALEOCLIMATOLOGÍA

J Meco, N Petit-Maire, M Fontugne, AJG Ramos, JC Carracedo, J Betancort, J Ballester, N Perera

De las observaciones realizadas sobre la evolución eólica y la marina se puede interpretar la historia del clima en Canarias e insertar esa historia en el paradigma climático global.

Hitos paleoclimáticos en Canarias

La historia del clima en Canarias tiene que deducirse de testimonios geológicos ordenados en el tiempo. Esto es posible gracias a los fósiles y, además, es necesario contar con las dataciones de lavas relacionadas con ellos de un modo afortunado aunque no estén exentas de inseguridad. La comparación de los fósiles con la fauna actual permite obtener información biogeográfica y ésta está relacionada directamente con el clima. La información climática más valiosa es la proporcionada por las especies de hábitaculo más restringido y por ello no todas las especies tienen el mismo valor como indicadores paleoclimáticos. Sin embargo, utilizar los términos de cualquiera de las clasificaciones climáticas que definen los climas actuales es muy problemático puesto que estas clasificaciones se basan en medidas de termómetro y pluviómetro imposibles de aplicar al pasado geológico. De modo que los hitos en esta historia dependen de ciertos fósiles y de ciertas emisiones volcánicas.

Por la colada de Ajuí se conoce que la edad de los depósitos marinos de la costa occidental de Fuerteventura es de unos 4.8 ma. De la fauna contenida en estos depósitos se deduce un hábitaculo semejante al actual del Golfo de Guinea y del Caribe. Por lo tanto, le corresponde un clima de baja latitud y ecuatorial en donde

la temperatura no varía apenas en todo el año ni a lo largo del día. Estas temperaturas son altas, entre 20°C y 30°C, sin traspasar estos valores. La duración del día es igual a la de la noche y el grado de humedad es muy alto. Las precipitaciones son muy elevadas y constantes con frecuentes ciclones y violentos huracanes que con sus aguas vacían valles. (Af en la clasificación de Köppen).

Por la colada de Quintanilla se conoce que la edad de los depósitos marinos de Las Palmas es de unos 4.1 ma y la fauna fósil informa que el clima seguía siendo ecuatorial (Af).

Por la colada del Barranco de La Cruz, se sabe que entre unos 4.1 ma y unos 2.7 ma se formaron dunas con potentes aluviones intercalados y un paleosuelo. Las dunas son calcarenitas bioclásticas con gastrópodos de tierra y el paleosuelo contiene ootecas de insectos. Esto indica un primer cambio climático relacionado con la instalación de la corriente fría de Canarias y ésta, a su vez, con la instalación de los primeros hielos árticos, un descenso del nivel del mar y la aparición de las diferentes estaciones anuales.

Por lo tanto, el clima se torna seco o árido y con una decena de pausas, quizás milenarias, en las que se producen violentas lluvias. Este clima está representado por las dunas y los aluviones intercalados. El inicio del cambio conlleva el final paulatino de los grandes huracanes representado por aluviones cada vez más débiles. Finalmente se instala un clima húmedo y cálido representado por el paleosuelo. Es decir, se produce el tránsito desde clima ecuatorial a clima tropical subhúmedo, luego árido cálido y finalmente templado lluvioso (Af, Am, Bsh, Bwh y Csa en la clasificación de Köppen). Esta sucesión de climas indica un traslado de las condiciones ecuatoriales hacia su posición actual y un acercamiento de las condiciones polares también hacia su posición actual.

Efectivamente, durante el Plioceno se establece en el área euroafricana la zonación climática latitudinal (Robert y Chamley 1987). El clima continuamente cálido y húmedo del Plioceno se vuelve frío con estaciones estivales secas, cambia la circulación oceánica, aparece la Corriente de Canarias y el clima se vuelve cada vez más árido aunque con fuertes e irregulares episodios pluviales. Esta situación culmina con la aparición de la primera glaciación en el hemisferio Norte, seguida de una intensa aridez (Nebout y Grazzini 1991, Berger 1992, Haug et alii 2005) previa al Pleistoceno.

Por la fauna marina de Agaete se conoce que el final del Plioceno e inicio del Pleistoceno fue cálido e inmediatamente proseguido por la aridez necesaria para formar una calcreta.

Por Montaña Blanca, datada en 2.7 ma, y por la negra colada de Jarubio, datada en 0.8 ma se sabe que los depósitos, tanto marinos como eólicos, que contenían elementos bioclásticos transforman por entonces su superficie en una calcreta que alcanza gran grosor allí donde el depósito tenía mayor potencia. La calcreta sucede a aluviones y estos, a su vez, a arenas grises laminadas en Agua Tres Piedras. El gris se debe a aportes aluvio - coluviales de material volcánico. Por lo tanto, el clima se volvió extremadamente árido, pero cálido, testimoniado por la

calcreta, tras lluvias suaves prolongadas estacionales representadas por las dunas grises y acaba en lluvias torrenciales representadas por aluviones gruesos.

Por la colada de Jarubio, datada en algo menos de 0.8 ma, y por la colada de La Ventosilla, posterior a unos 1.8 ma, se sabe que se instaló la red fluvial entre ambas edades. Esta incisión se debió al rejuvenecimiento de los barrancos por bajada del nivel del mar a consecuencia de la gran glaciación del Pleistoceno inferior posteriormente a hace unos 1.65 ma, fecha que marca la llegada de las especies árticas al Mediterráneo, y antes del cambio de polaridad magnética de Matuyama a Brunhes. Por lo tanto, el Pleistoceno inferior es un dilatado periodo erosivo que no deja otro testimonio paleoclimático (figura 7.1). Tampoco aparecen restos atribuibles a la primera mitad del Pleistoceno medio. Solamente se constata que la calcreta está seccionada por la red fluvial que, cerca de la desembocadura, se encaja una treintena de metros por debajo de la calcreta. De un modo similar, en Marruecos, una calcreta de edad Villafranquiense superior está bien documentada desde antiguo (Choubert y Ambroggi 1953, Wilbert 1962). Su desarrollo ocurrió en un clima evolucionando hacia la aridez, más tarde alternando periodos húmedos y secos y con una subsecuente aparición de un sistema de drenaje.

Por la colada de Cardones, datada en 420 ka, y con estructuras de enfriamiento rápido en el mar, se conoce el inicio del Pleistoceno medio tardío, en la Terminación V. Un paleosuelo con ootecas de insectos, unos depósitos marinos con fauna cálida y una delgada costra calcárea señalan respectivamente el inicio húmedo y cálido, el máximo cálido y el final cálido y árido del clima del primer interglacial del Pleistoceno medio que supera en temperatura al de nuestros días.

La instalación de la red fluvial moderna secciona la calcreta y propicia la formación en las hondonadas del terreno de las dunas pleistocenas. Éstas contienen paleosuelos intercalados. Por la colada de El Cotillo datada en 134 ka se sabe que anteriormente, durante el Pleistoceno medio se formaron dunas y paleosuelos. Por lo tanto, el clima era árido con pausas húmedas. Siguiendo el modelo del interglacial atrapado por las lavas de Cardones y a tenor de otras dataciones, las pausas húmedas se formaron durante los estadios marinos isotópicos impares del Pleistoceno medio tardío (figura 7.2). Pero estos estadios (figura 7.3) no llegaron a sobrepasar el actual y no hubo elevación suficiente del nivel del mar que alcanzara la cota actual, ni tampoco suficiente temperatura durante el final interglacial árido para que se formaran costras calcáreas.

Por la fauna del depósito de origen violento, tipo tsunami, de Piedra Alta y por las edades radiométricas de Montaña Roja y Montaña Femés se sabe que el clima durante el estadio marino isotópico 9.3 era cálido pero con diferencias notables entre las temperaturas estivales y las de invierno y que fue de corta duración no dando lugar a que se formara costra calcárea ni depósitos marinos más altos que el actual nivel del mar.

El estadio marino isotópico 5.5 o último interglacial, hace unos 130.000 años fue el más cálido de todos (figura 7.4). Estuvo precedido del periodo húmedo

representado por un paleosuelo y sucedido por una delgada calcreta. La elevación del mar fue de media decena de metros y al dejar sus restos por casi todas las costas de las islas ha revelado movimientos relacionados con el volcanismo local (figura 7.5). Por la edad de la colada de Teno se sabe que además de los depósitos marinos y de los paleosuelos intercalados entre dunas se formaron también suelos lateríticos en relación con piroclastos alterados que testimonian así mismo una gran humedad, al tiempo que una temperatura elevada, que propiciaron el desarrollo de vegetación. Por el efecto resorte de las Terminaciones y por las paleotemperaturas, deducidas de la fauna senegalesa presente en Canarias y en el Mediterráneo (tabla 6), se determinan condiciones oceánicas para el último interglacial que están empezando a reproducirse en la actualidad (figuras 7.7 y 7.8).

Por el paleosuelo con ootecas de inicios del Holoceno se detecta un gran húmedo hace unos 8.000 años (figura 7.6), seguido de dos elevaciones del nivel del mar, hace unos 5.000 años y 1400 años respectivamente.

El paradigma paleoclimático.

La observación de testimonios de los grandes cambios climáticos neógenos, como los restos de antiguos depósitos glaciares y fluviales en Los Alpes (Penck y Bruckner 1909), precisaba una explicación de sus causas. Milankovitch (1941) propuso la idea de que los cambios climáticos están gobernados por influencias astronómicas. La combinación de los movimientos de la Tierra -excentricidad, oblicuidad y precesión, principalmente- permitió trazar la curva teórica de la variación de la radiación solar en verano durante los últimos 250.000 años. La variación de la radiación solar provocaría diferencias de temperaturas. Éstas, a su vez, producirían variaciones en la extensión de los hielos y desencadenarían un sinfín de secuelas, siendo las más significativas la variación del nivel de los mares, la pluviosidad y extensión de la vegetación y la composición de la atmósfera. En la actualidad, se debate hasta que punto los cambios climáticos se han regido por las fuerzas orbitales de Milankovitch y la constatación de la intervención de otros factores.

Siguiendo a Milankovitch, el clima se modificaría en relación con las confluencias orbitales.

La excentricidad de la órbita elíptica que sigue la Tierra en su trayectoria alrededor del Sol varía periódicamente cada 96.000 años. Cuando la excentricidad es mínima la radiación solar del verano y la del invierno difieren menos que cuando la excentricidad es máxima.

Por otra parte, la inclinación del eje de la Tierra con respecto a la eclíptica es la causa de los solsticios. Los rayos solares son perpendiculares al Trópico de Cáncer durante el solsticio de verano en el hemisferio norte y de invierno en el hemisferio sur. A su vez, inciden verticales sobre el Trópico de Capricornio durante el solsticio de invierno para el hemisferio norte y de verano para el hemisferio sur. En las latitudes que están al norte de los 66.5° N es siempre de noche durante el sol-

ticio de invierno mientras que al sur de los 66.5°S es siempre de día. Como el eje de la Tierra tiene una oscilación de unos 3° -actualmente la inclinación es de unos 23.5°-, esta oblicuidad tiene una periodicidad de 41.000 años. Durante la oblicuidad mínima la variación de la radiación solar durante las estaciones es menor que durante la oblicuidad máxima. Consecuentemente, bajo el dominio de la oblicuidad, se producirían unas oscilaciones climáticas menos pronunciadas.

Un notable avance en este conocimiento ha sido obtenido (EPICA community members 2004) a partir de los datos proporcionados por los hielos centrales de la Antártida. Allí la perforación de EDC (Epica Domo Concordia) ha permitido una reconstrucción del clima de los últimos 740.000 años (figura 7.2). Ya se sabía, por medio de los testigos obtenidos en los sedimentos marinos (Shackleton 1987, Shackleton et alii 1990, Bassinot et alii 1994, Berger y Loutre 1991) y en los hielos de Vostok (Petit et alii 1999), cómo la radiación solar -responsable del clima- se distribuye estacionalmente y latitudinalmente bajo el control de la órbita terrestre. Ciclos con duración de 100.000 años se deben a la excentricidad y otros de 41.000 años a la oblicuidad. Los primeros dominan en el último medio millón de años mientras que los segundos regían el Pleistoceno inferior. Faltaba precisar en qué momento del Pleistoceno medio se había producido el relevo.

En EDC, antes de hace unos 430.000 años los periodos glaciales (estadios marinos isotópicos pares) eran ligeramente menos fríos que desde hace 430.000 años hasta nuestros días, mientras que los interglaciales (MISs impares) fueron significativamente menos cálidos que después, hasta el punto que podría llamárseles menos fríos mejor que cálidos. Hay un fuerte contraste entre el clima anterior y el posterior a hace 430.000 años. Esta edad corresponde al inicio del interglacial MIS 11 y constituye una frontera entre dos diferentes modos de comportamiento del clima (figura 7.2). Es ése un interglacial único y excepcionalmente largo, con parámetros orbitales de baja excentricidad y débil fuerza de precesión, que se ha tomado como similar al presente y a los sucesivos diez mil años que nos aguardan (Droxler et alii 2002, Loutre 2003). Otros (Otto-Bliesner et alii 2006, Overpeck 2006) opinan, sin embargo, que el más parecido al actual es el último interglacial o estadio marino isotópico 5.5.

Finalmente, el perihelio ocurre cuando la Tierra está más cerca del Sol. Los rayos solares son perpendiculares al Ecuador en dos ocasiones al año -el equinoccio de primavera y el equinoccio de otoño- entonces los días y las noches tienen la misma duración de un círculo polar al otro. Como la órbita de la Tierra alrededor del Sol no es igual cada año, el perihelio y el equinoccio de primavera sólo coinciden cada 22.000 años. Este desplazamiento se conoce como precesión. Si el perihelio ocurre durante el verano del hemisferio norte y el afelio -la mayor lejanía entre el Sol y la Tierra- durante el invierno del hemisferio norte, habrá veranos más cálidos e inviernos más fríos en este hemisferio. En estas condiciones no se produciría una glaciación porque los inviernos fríos suelen ser más secos que los templados y habría menos nevadas. Por el contrario, cuando el perihelio ocurre durante el invierno del hemisferio norte y el afelio durante el verano, las diferencias estacionales son menores, el clima se torna templado todo el año y los inviernos más húmedos y los veranos más fríos propician la acumulación de hie-

los y el inicio de una glaciación. La influencia en el clima de la precesión se percibiría en condiciones extremas con una periodicidad de 22.000 años. Consecuentemente, bajo el dominio de la precesión, en los interglaciales, la fusión de los hielos produciría tres principales elevaciones del nivel del mar distantes en el tiempo una de otra 22.000 años. Pero, la Terminación II, con la que se inicia el último interglacial, detectada en Devils Hole (Winograd et alii 1992) no lo confirma. Las dataciones de Matas Blancas, aunque imprecisas se inclinan más por la curva de Devils Hole (figura 7.4).

La hipótesis (Milankovitch 1941, Berger 1978, Imbrie e Imbrie, 1979) de que los climas interglaciales están regidos por la insolación durante el verano en el hemisferio norte, centrada en los 65°N, recibe confirmación con dataciones de arrecifes coralinos, aunque restringidas a los últimos 135.000 años (Edwards et alii 1986, Bard et alii 1990, Chen et alii 1991, Stein et alii 1993, Szabo et alii 1994, Stirling et alii, 1995, 1998, Bard et alii 1996) y a algún interglacial más antiguo (Stirling et alii 2001, Bard et alii 2002, Antonioli et alii 2004). Sin embargo, los testimonios del MIS 5.1 son más escasos: Barbados (Bard et alii, 1990) y la isla de Sumba (Bard et alii 1996). MIS 5.1, MIS 5.3 y MIS 5.5 han resultado separados por intervalos de tiempo de unos 22.000 años que sería el tiempo requerido para un ciclo de precesión.

El calentamiento del océano noratlántico subpolar durante el crecimiento de los hielos del hemisferio norte produce un fuerte gradiente térmico entre el océano y los continentes a menor temperatura (Ruddiman y McIntyre 1979). La teoría de Milankovitch predice que el crecimiento de los hielos se corresponde con una menor radiación solar durante el verano de las altas latitudes en los continentes del hemisferio norte.

En el Atlántico del hemisferio norte, en donde hay más continente que océano, parece que una vez disparado el resorte astronómico (las Terminaciones) con sus aminoradas subsecuentes vibraciones (subestadios), durante la deglaciación el océano superficial habría sido más frío que los continentes quizás por el aporte continuo de hielos que se funden. Ello explicaría el desfase de Devils Hole. Quizás, Inversamente, durante la glaciación, el océano sería más cálido que los continentes, de ahí el incremento de los glaciares. El gradiente térmico variaría y se invertiría. Durante la deglaciación a ritmo continuamente decreciente y durante la glaciación fuertemente creciente. La subida del nivel del mar por encima del nivel actual se produciría escasos milenios después de los máximos térmicos y el traslado de fauna ecuatorial se iniciaría con las especies litorales más profundas y terminaría con las supralitorales. El aumento de temperaturas sería anterior a la migración. Una vez instalada en las latitudes medias la fauna ecuatorial, se iniciaría una fuerte bajada del nivel del mar a pesar de las altas temperaturas oceánicas. En el margen atlántico sahariano se produciría un régimen húmedo y cálido previo a la máxima subida del mar y coincidente con la máxima temperatura alcanzada en el interglacial. Con el inmediato (algunos siglos) comienzo de un rápido descenso del mar se instalaría un régimen árido. La cercanía de condiciones térmicas actuales en el mar euroafricano con las que hubo en el último interglacial hacen probable una próxima migración de especies ecuatoriales.

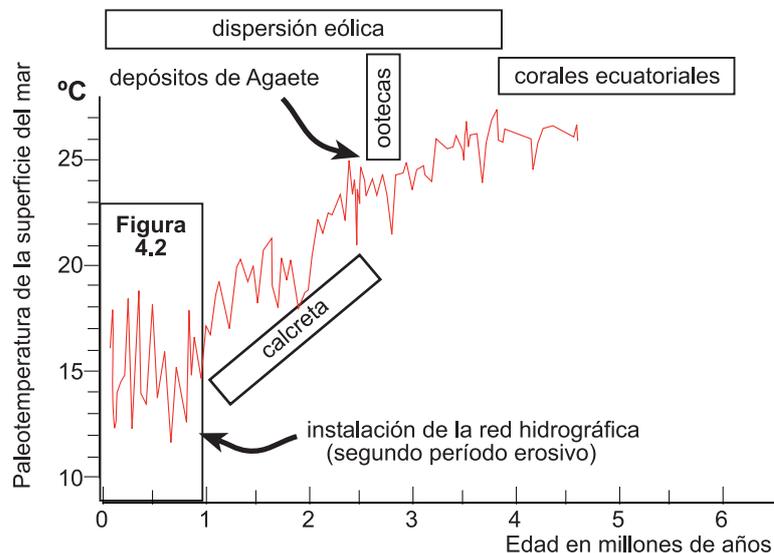


Figura 7.1 - El clima plio-pleistoceno en Canarias

De los testigos de la perforación del fondo oceánico bajo la Corriente Costera de Benguela, frente a la costa de Namibia (Site 1984), se ha obtenido un registro continuo de la temperatura de la superficie del mar durante los últimos 4.5 millones de años (Marlow et alii 2000). En esas latitudes (28°S) frente a las costas africanas, las temperaturas descendieron unos 10°C desde hace 3.2 millones de años. Este enfriamiento relaciona el aumento en los ascensos de aguas frías (upwelling) regidas por los vientos (monzones) con el cambio ocurrido en el Plioceno medio en el que desde un calentamiento global relativamente estable se llega a los ciclos climáticos de gran amplitud del final del Pleistoceno (Marlow et alii 2000).

En Canarias (28°N), se registra una historia climática paralela. Se pasa desde un prolongado clima cálido con aguas habitadas por corales ecuatoriales (Meco et alii 2005) a la instalación de la fría Corriente de Canarias relacionada con una notable acción eólica (alisios) formadora de dunas, más tarde cubiertas de calcreta, para finalizar en las oscilaciones climáticas mostradas por depósitos marinos con faunas cálidas.

Las temperaturas-alquenonas (Uk'37) se basan en el índice de insaturación de C37 quetonas, sintetizadas exclusivamente por unas pocas especies de algas cocolitofóridas. Este índice está en relación directa con el aumento de la temperatura superficial del agua del mar en que vivían. Las alquenonas pueden ser extraídas de la mayor parte de los sedimentos marinos y su índice de insaturación no se degrada (Herbert 2002, 2003, Lee et alii 2001). No obstante, pudieran estar afectadas por otras influencias ambientales (Bard 2001).

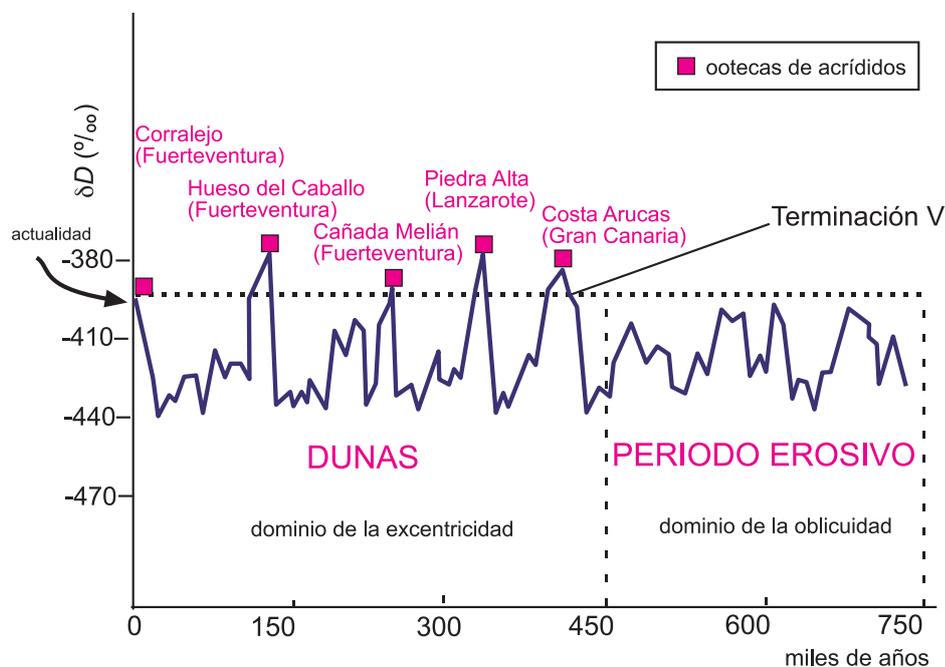


Figura 7.2 - La gráfica EDC (EPICA Domo Concordia) obtenida de una perforación en los hielos de la Antártida (75°06'S 123°21'E) (EPICA Community members 2004) ha permitido una reconstrucción del clima de los últimos 740.000 años basada en paleotemperaturas. Éstas varían con la proporción entre deuterio e hidrógeno de los gases fósiles atrapados en una columna de hielo que mide algo más de tres km.

En Canarias, hace un millón de años, con el Pleistoceno inferior termina la gran calcreta y es precisamente en el primera mitad del Pleistoceno medio cuando se instala un fuerte periodo de denudación y la incisión de la red de barrancos actual. Estas incisiones, al romper la calcreta protectora de importantes acumulaciones de arenas son las que van a permitir la reactivación eólica formándose las nuevas dunas pleistocenas. La gran calcreta sólo se forma a partir de las dunas pliocenas, cuyas arenas bioclásticas son la fuente del carbonato cálcico (Meco et alii 1977, 2005). Las nuevas dunas pleistocenas, siempre posteriores al Pleistoceno inferior, son las que al recibir importantes aportes de polvo sahariano con sus lluvias subsecuentes forman los paleosuelos apropiados para ser sembrados de ootecas de plagas de acrididos traídos con el polvo. Los yacimientos (en rojo) se han situado sobre el gráfico en base a las edades obtenidas por diferentes métodos geocronológicos (radiocarbónicos, U-Th, OSL y K-Ar) (Bouab 2001, Meco et alii 2002, 2004).

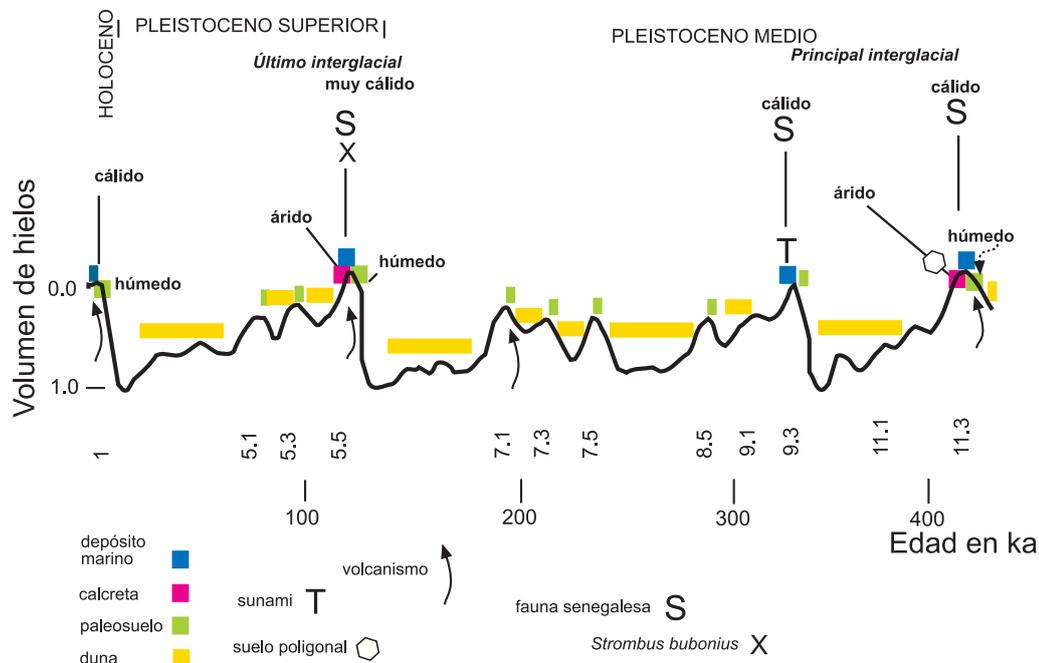


Figura 7.3 - A partir de la Terminación V, las Canarias están notablemente revestidas de los efectos causados por los cambios climáticos: alternancia de dunas, paleosuelos, depósitos marinos y delgadas calcretas. Estas sucesiones hablan de episodios húmedo - cálidos, seguidos de elevaciones del nivel del mar con llegada de fauna senegalesa, y terminados en episodios árido - cálidos para dar paso a una aridez - fría prolongada (Meco et alii 2003). Esto se ha producido en el interglacial MIS 11.3, en el MIS 5.5 y se está produciendo en el actual (MIS 1), en donde está por venir el árido - cálido que precedería a la futura glaciación. Esto se sitúa sobre una curva paleoclimática.

Esta curva recoge las variaciones climáticas de los últimos 420.000 años según los perfiles de deuterio y las variaciones de los isótopos 18 del oxígeno atmosférico obtenidos en la perforación de hielos en Vostok en la Antártida del este (Petit et alii 1999), avalada por la del Domo Fuji (Watanabe et alii 2003) que alcanza solo los 340.000 años. Se relacionan estos datos con el volumen de hielos -isótopos 18 del oxígeno oceánico- y estadios marinos isotópicos obtenidos de la perforación, cerca de las Maldivas, en el océano tropical índico (Bassinot et alii 1994). Es llamativa la coincidencia de la periodicidad de los testimonios climáticos canarios con la de la curva paleoclimática deducida de los datos de Vostok.

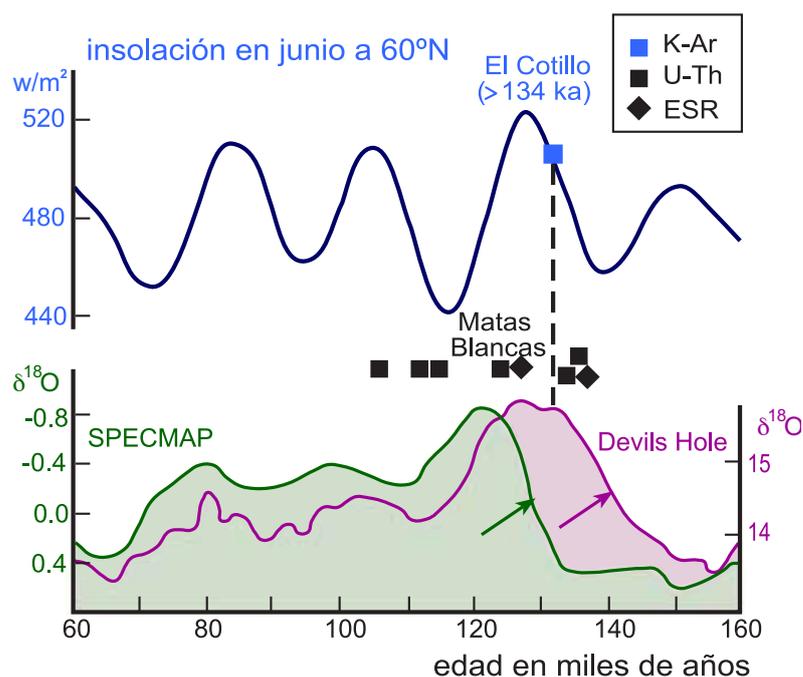


Figura 7.4 - La curva SPECMAP (Imbrie et alii 1984) se ha obtenido combinando los registros de isótopos de oxígeno de sondeos oceánicos en muy diferentes lugares. Estas diferentes curvas son, sin embargo, lo suficientemente parecidas para permitir una estimación de referencia para el clima global.

La curva Devils Hole, en Nevada, está obtenida de una veta de calcita y no parece confirmar las causas astronómicas de los cambios climáticos pleistocenos, en relación con la insolación en el hemisferio norte, (Milankovitch 1941). Estos se atribuyen más bien a interacciones entre la atmósfera, los hielos y el océano (Winograd et alii 1992). Las diferencias entre ambas explicaciones se ponen de manifiesto especialmente en la Terminación II o momento de inicio del último interglacial. Es decir, el inicio bien hace 127.000 años (flecha verde) o bien hace 140.000 años (flecha roja).

El yacimiento de Matas Blancas en Fuerteventura presenta una acumulación de centenares de *Strombus bubonius* que ha permitido datar varios de sus ejemplares. Los resultados de las dataciones U-Th han sido 106 ka, 112 ka (Meco et alii 1992), 136 ka (Radke 1985), 115 ka, 125 ka, 135 ka (Bard en Meco et alii 2002) y por el método ESR 128 ka y 137 ka (Radtkke 1985). Dos dataciones más (Zazo et alii 1993, 1997) se han desechado por ser muy extremas (103 ka y 178 ka) y porque los autores hablan de dos episodios diferentes en contradicción con el sentir común de los otros autores mencionados. Además, en El Cotillo, único lugar de Fuerteventura en que una colada de lavas descansa directamente sobre, posiblemente, un depósito marino de la misma edad ha proporcionado la edad K-Ar de 134 ka. En otros lugares del archipiélago no hay una concentración semejante de *Strombus bubonius* por lo que la datación de algunos *Strombus bubonius* aislados en localidades esparcidas no presenta interés dada la imprecisión del método mostrada en Matas Blancas donde todos son coetáneos. Concentraciones similares se producen en la actualidad en lugares de las costas del Golfo de Guinea, principalmente donde nutrientes orgánicos son aportados por los ríos (Meco 1972, 1977) y Matas Blancas está en la desembocadura conjunta de algunos barrancos.

Pese a la imprecisión de las dataciones U-Th de Matas Blancas, la mitad de ellas son mayores de 127.000 años y todas las ESR y la K-Ar de El Cotillo además de confirmar el carácter cálido revelado por su fauna apoyan los resultados de Devils Hole. Es de interés que el yacimiento de Matas Blancas (de origen marino) concuerde así con Devils Hole (continental).

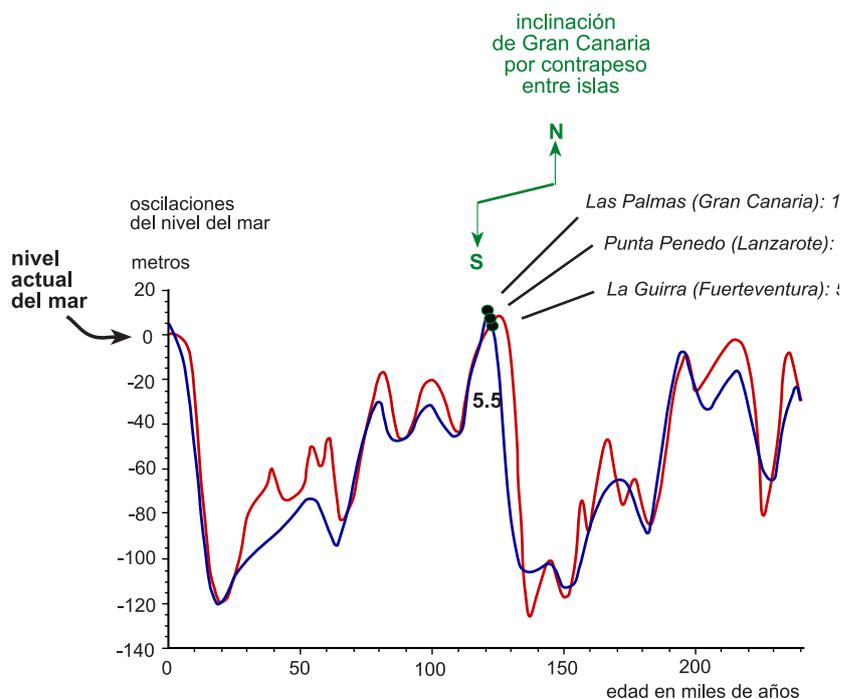


Figura 7.5 - Existen diferentes estimaciones del nivel del mar pleistoceno (Shackleton 2000, Lea et alii 2002, Siddal et alii 2003, Labeyrie et alii 1987, Cutler et alii 2003, Potter y Lambeck 2003, Potter et alii 2004, Thomson y Goldstein 2005). En la figura, las variaciones del nivel del mar durante los últimos 240.000 años (adaptado de Antonioli et alii 2004, figura 13). Sobre las gráficas de Imbrie et alii 1984 (en azul) y de Waelbroeck et alii 2002 (en rojo) se han situado los testimonios canarios más significativos del Pleistoceno superior (redondeles negros). Los depósitos marinos del último interglacial (estadio marino isotópico 5.5) están muy próximos a los valores del nivel del mar de entonces expresados por ambas curvas, excepto los depósitos marinos de Las Palmas, que a 12 m de altura indican una continuidad pleistocena en la inclinación post miocena de la isla (Meco et alii 2005, 2002) corroborada por la presencia de depósitos similares en Maspalomas, al sur de la isla, sólo a unos 4 metros por encima del nivel actual del mar.

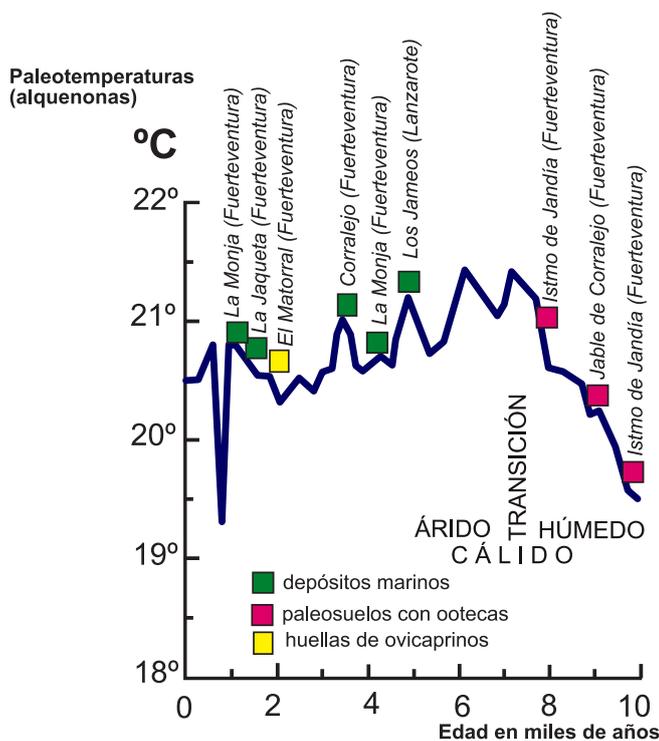


Figura 7.6 - El clima Holoceno en Canarias.

La gráfica de temperaturas - alquenonas corresponde al sondeo oceánico frente a Nouadhibou (ODP 658: 20°N, 18°W), Cabo Blanco (Zhao et alii 1995; deMenocal et alii 2000, Rimbu et alii 2004). Se sitúan sobre ella las dataciones radiocarbónicas obtenidas de los depósitos marinos y paleosuelos holocenos más significativos de Canarias (Meco et alii 1997, Zazo et alii 2002). Se observa cómo un gran período húmedo testimoniado por los paleosuelos (polvo arcilloso sahariano) plagados de ootecas de acrídidos provenientes de África, preceden a las elevaciones del nivel del mar registradas en forma de depósitos marinos. Con el período húmedo se inicia el Holoceno -los últimos 11.500 años- y es el resultado del rápido calentamiento global (deglaciación) que trajo una gran evaporación en las aguas del borde africano del Atlántico. Se pone de manifiesto que el gran húmedo es inmediatamente precedente a las temperaturas más altas registradas en la superficie del mar. Algo más tarde, coincidiendo con el retorno a la aridez y con un descenso de un grado centígrado en la temperatura superficial del mar, se produjo la subida del nivel del mar. Esta subida estuvo causada por fusión de hielos en latitudes más altas confirmada por el propio descenso de la temperatura oceánica. Según estos datos, la elevación de la temperatura superficial del mar en las latitudes tropicales del Atlántico norafricano precedió en unos dos mil años a la primera subida holocena del nivel del mar registrada en Canarias y, en unos 5.000 años, a una segunda elevación del mar que alcanzó los dos metros de altura por encima de la máxima marea actual.

Se concluye por lo tanto que los testimonios paleoclimáticos de Canarias no confirman que las condiciones húmedas están asociadas con una reducción de aporte de polvo sahariano, ni con el aumento de las upwelling, ni con el enfriamiento de las temperaturas superficiales del mar, sino por el contrario, se relacionan con llegada de polvo sahariano y aumento de las temperaturas superficiales del mar. Tampoco confirma que las condiciones húmedas se instalan en Canarias entre los 8.5 ka y los 5.5 ka sino entre los 10 ka y los 8 ka.

Por otra parte, la secuencia de paleosuelos - depósitos marinos como resultado del calentamiento climático se repite en las anteriores oscilaciones climáticas realizadas bajo el patrón moderno (figura 7.2) con dominio de la excentricidad.

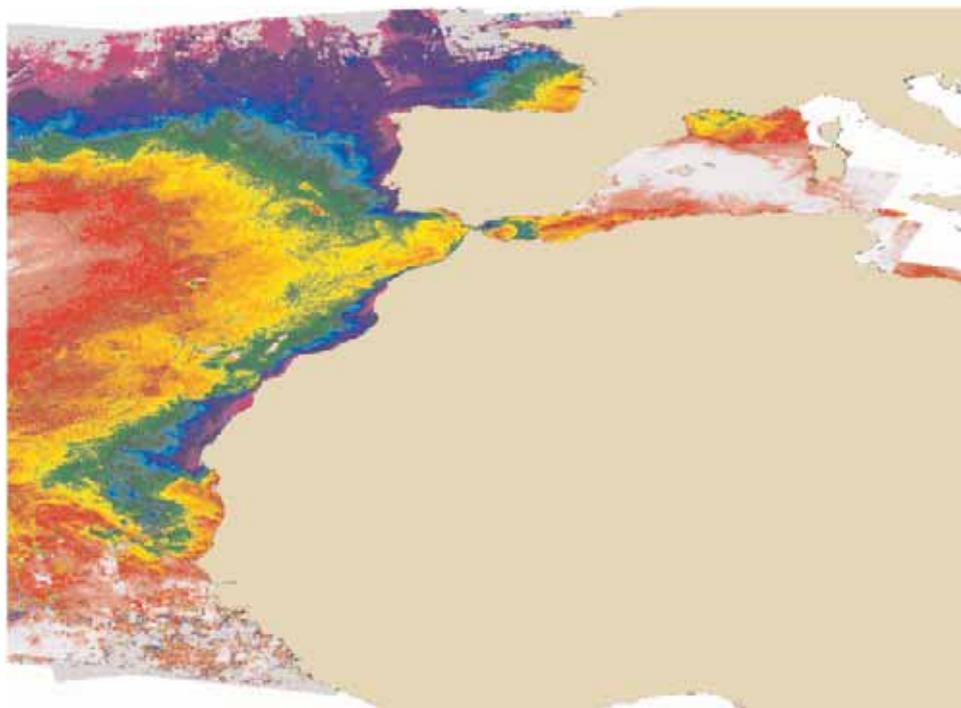


Figura 7.7 - Situaciones térmicas de la superficie del mar tal como la registrada en la figura (10 de julio de 2003) parecen ser cada vez más frecuentes según los datos de la última década. El rojo corresponde a los 24.5°C y el amarillo indica los 22.5°C, límite inferior de temperaturas para la fauna senegalesa del último interglacial. La prolongación de esta situación térmica (Meco et alii 2002) provocaría un escenario climático similar al del estadio marino isotópico 5.5. Imagen de Satélite NOAA/AVHRR.

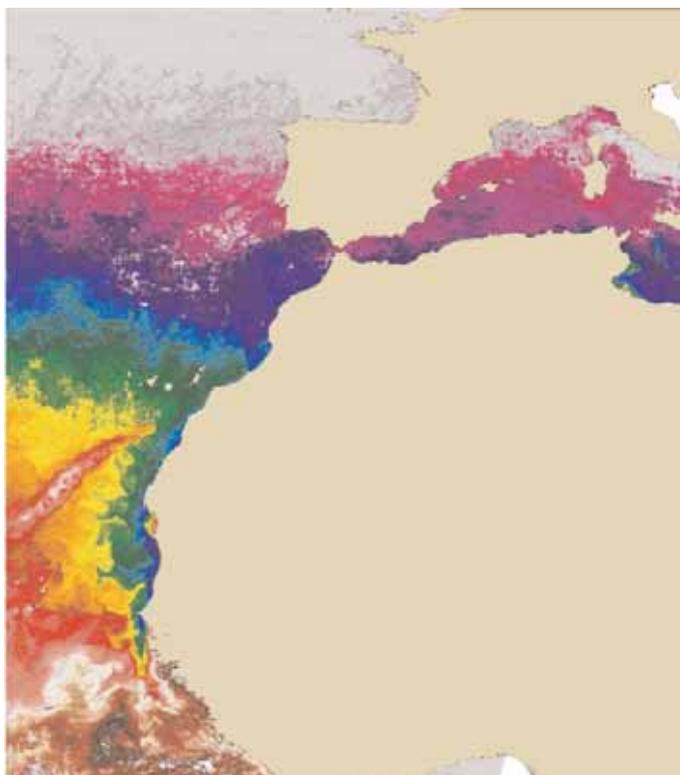


Figura 7.8 - 30 de abril de 2004. Imagen de Satélite NOAA/AVHRR. El amarillo y el rojo corresponden a las condiciones climáticas de la fauna senegalesa que alcanzó las Canarias y el Mediterráneo durante el último interglacial. (comparar con la figura 6.61). La situación térmica parece un amago de retorno a esas condiciones.

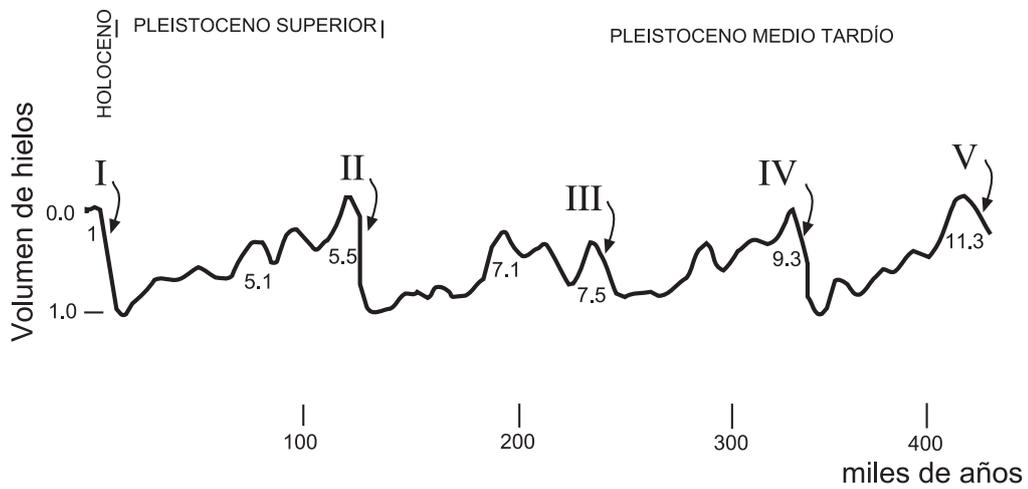
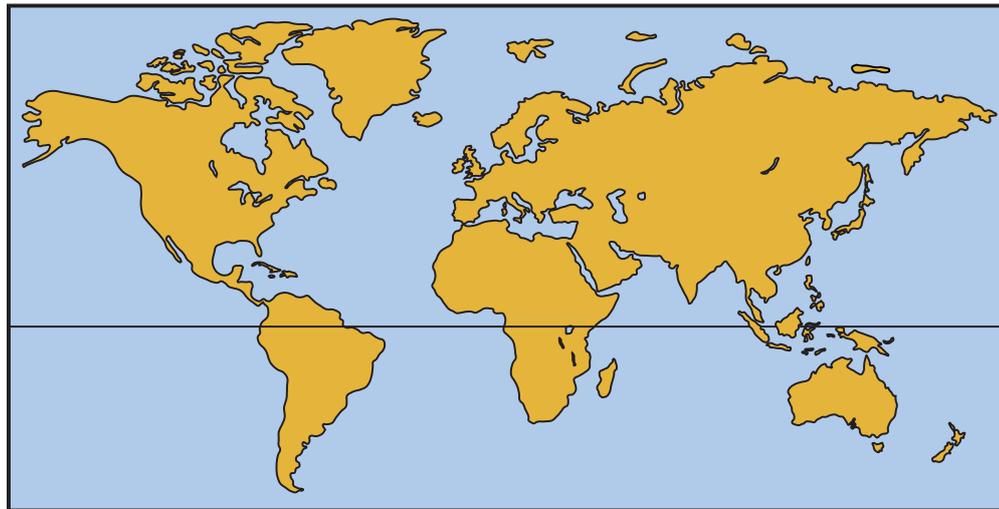


Figura 7.9 - La radiación solar recibida en la Tierra depende de la combinación de movimientos en su trayectoria astronómica. Bajo el dominio de la excentricidad, la gráfica de los cambios en el volumen de hielos durante el último casi medio millón de años (Petit et alii 1999) muestra rápidas disminuciones, en las llamadas Terminaciones (I a V), y lentos y oscilantes aumentos. Las primeras se conocen como interglaciales y los segundos como glaciaciones. La asimetría de las oscilaciones es patente y reiterada. Quizás en el rápido camino hacia un interglacial el continente estaría más cálido que el océano –como mostrarían las fechas de Devils Hole- y en éste se produciría la regulación de la temperatura, constantemente más alta, por la fusión de los hielos. Si esto fue así, la causa estaría en la mayor distribución de los océanos en el Hemisferio Sur y de los continentes en el Hemisferio Norte. Añadido a ello la barrera de norte a sur que supone América tras el cierre de Panamá (véase figura 4.3) y que desvía la cálida corriente del Golfo alejándose del Ecuador hacia Groenlandia, mientras que el Pacífico se prolonga en la piscina caliente (Gagan et alii 1997) del Índico a lo largo del Ecuador. Es decir, la variación de la radiación solar y la geografía, regidas respectivamente por la trayectoria astronómica y por la tectónica, serían las causas primeras de los cambios climáticos pleistocenos. Una vez más, de lo tangible a lo paradigmático. El incubadero climático del Atlántico Norte, la geografía de tierras y mares, y una Tierra perdiendo su calor interno en su viaje alrededor del ardiente Sol.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abbot RT (1974). *American Seashells*. Van Nostrand Reinhold. New York

Abdel-Monem A, Watkins ND y Gast PW (1971). Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, and La Gomera. *American Journal of Science* 271, 490-521

Adanson, M. (1757). *Histoire Naturelle du Sénégal. Coquillages*. Claude-Jean-Baptiste Bauche. Paris

Aguirre E (2003). Messiniense: compleja y grave crisis ecológica. *Estudios Geológicos* 59, 205-212

Aguirre E y Pasini G (1985). The Plio-Pleistocene boundary. *Episodes* 8, 116-120.

Ahl E (1926). Über eine ausgestorbene Riesenschildkröte der Insel Teneriffa. *Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft* 77, 575-580

Alonso-Zarza AM y Silva PG (2001). Caracterización y significado ambiental de los nidos de abejas de las calcretas cuaternarias de Lanzarote y Fuerteventura. *Geotemas* 3(1), 49-52

Alonso-Zarza AM y Silva PG (2002). Quaternary laminar calcretes with bee nest: evidences of small-scale climatic fluctuations, Eastern Canary Islands, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 178(1-2), 119-135

Alvarado R y Álvarez J (1964). Resultados de la expedición Peris-Álvarez a la isla de Annobón VIII. Algunos invertebrados marinos. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* 62, 265-282.

Anguita Virella F y Ramírez del Pozo J (1974). La datación micropaleontológica de la Terraza de Las Palmas (Gran Canaria). *Estudios Geológicos* 30, 185-188

Antonioli F, Bard E, Potter E-K, Silenzi S e Imbrota S (2004). 215-ka History of sea-level oscillations from marine and continental layers in Argentarola Cave speleothems (Italy). *Global and Planetary Change* 43, 57-78

Antwi DA y Ameyaw-Akumfi C (1987). Migrational orientation in two species of littoral gastropods (*Littorina angulifera* and *Nerita senegalensis*). *Marine Biology* 94, 259-263.

Aranda Millán F (1909). Sobre Moluscos de Lanzarote (Canarias). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* 9, 112-114

Araña V y Carracedo JC (1978). *Canarian Volcanoes: Gran Canaria*. Rueda. Madrid

Bard E (2001). Comparison of alkenone estimates with other paleotemperature proxies. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2 DOI2000GC000050

Bard E, Antonioli F y Silenzi S (2002). Sea-level during the penultimate interglacial period based on a submerged stalagmite from Argenterola Cave (Italy). *Earth and Planetary Science Letters* 196, 135-146

Bard E, Hamelin B y Fairbanks RG (1990). U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature* 346, 456-458

Bard E, Jouannic C, Hamelin B, Pirazzoli P, Arnold M, Faure G, Sumosusastro P y Syaefudin (1996). Pleistocene sea levels and tectonic uplift based on dating of corals from Sumba Island, Indonesia. *Geophysical Research Letters* 23, 1473-1476

Bard E, Pätzold J, Meco J y Petit-Maire N (1995). The Canary current: palaeotemperature from the last interglacial period. Based on $\delta^{18}\text{O}$ of *Strombus bubonius* from Fuerteventura island (28°N, Canary Archipelago). *Abstracts 4th Climates of the Past meeting UNESCO-IUGS, EPGC. Canary islands, June 1-5, 1995*. 13-15

Bassinot FC, Labeyrie LD, Vincent E, Quidelleur X, Shackleton NJ y Lancelot Y (1994). The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters* 126, 91-108

Basterot B. de (1825) Description géologique du Bassin tertiaire du Sud-Ouest de la France. *Mémoire de la Société de Histoire naturelle*, Paris 2, 1-100.

Bautista C y Aguirre E de (1966). Sobre la distribución geográfica y estratigráfica de algunas especies de Pectínidos del Neógeno de Canarias. *Estudios Geológicos* 22, 235-237

Bellardi L (1872).). *I Molluschi dei Terreni Terziarii del Piemonte e della Liguria*. I. Stamperia Reale. Torino

Ben Moussa A (1994). Les Bivalves néogènes du Maroc septentrional (façades atlantique et méditerranéenne), biostratigraphie, paléobiogéographie et paléoécologie. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon* 132, 1-281

Benítez AJ (1912). *Historia de las Islas Canarias*. AJ Benítez editor. Santa Cruz de Tenerife

Benítez Padilla S (1945). Ensayo de síntesis geológica del Archipiélago Canario. *El Museo Canario* 14, 9-38

Benítez Padilla S (1963). *Una breve excursión científica por Gran Canaria*. El Museo Canario. Las Palmas

Berger A (1960). The Milankovitch astronomical theory of paleoclimates: a modern review. In *Vistas in Astronomy* (A Beer, K Pounds y P Beer editores). Pergamon. 103-122

Berger A (1978). Long-term variations of caloric insolation resulting from the earth's orbital elements. *Quaternary Research* 9, 139-167

Berger A (1992). *Le climat de la Terre. Un passé pour quel avenir?* De Boeck Université. Brussels

Berger A y Loutre MF (1991). Insolation values for the climate of the last 10 millio years. *Quaternary Science Reviews* 10, 297-317

Berkeley Cotter JC (1892). Noticia de alguns fosséis terciarios do archipela-go da Madeira. *Comunicações da Comissão dos Trabalhos Geologicos*. Portugal, Tom. II.- Fasc. II, p. 1-19, (También pp. 231- 250)

Bernard PA (1984). *Coquillages du Gabon*. La Piramide. Roma

Biberson P (1955). Nouvelles observations sur le Quaternaire côtier de la région de Casablanca (Maroc). *Quaternaria* 2, 109-149

Biberson P (1958). Essai de classification du Quaternaire marin du Maroc Atlantique. *Compte Rendu Sommaire des séances de la Société Géologique de France* 4, 67-69

Biberson P (1963). Human evolution in Morocco in the framework of the palaeoclimatic variations of the Atlantic Peistocene. In *African ecology and human evolution* (FC Howel y F Bourlière editores). Wenner-Gren Foundation. Chicago. 417-447

Bofill y Poch A, y Aguilar-Amat JB de (1924). Contribución al estudio de la fauna malacológica de las posesiones españolas del Golfo de Guinea. *Trabajos del Museo de Ciencias Naturales de Barcelona* 10, 1-17

Böhm J (1898). Fossilien von den Salvagens-Inseln. *Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft* 50, 33-39

Bouab N (2001). *Application des méthodes de datation par luminiscense optique à l'évolution des environnements désertiques – Sahara occidental (Maroc) et Iles Canaries orientales (Espagne)*. Thèse. Université du Québec à Chicoutimi.

Bouab N y Lamothe M (1997). Geochronological framework for the Quaternary paleoclimatic record of the Rosa Negra section (Fuerteventura-Canary Islands, Spain). In *Climates of the Past* (J Meco y N Petit-Maire editores). International Union of Geological Sciences, Unesco, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 37-42

Bourcart J (1935). Géologie de la Grande Canarie. *Compte Rendu Sommaire des séances de la Société Géologique de France* 9, 124-125

Bourcart J y Jérémie E (1937). La Grande Canarie. Étude géologique et lithologique. *Bulletin Volcanologique* (II) 2, 4-77

Bowdich, T. Edward (Thomas Edward), 1791-1824.? *Excursions in Madeira and Porto Santo: during the autumn of 1823, while on his third voyage to Africa / by the late T. Edward Bowdich ; to which is added, by Mrs. Bowdich, I. A narrative of the continuance of the voyage to its completion... II. A description of the English settlements on the river Gambia. III. Appendix: containing zoological and botanical descriptions, and translations from the Arabic.*? London : G.B. Whittaker, 1825.

Bravo T (1960). Las formaciones pos-miocenas de Gran Canaria. *El Museo Canario* 75-76, 405-411

Brébion Ph (1979). Iconographie critique des Gastéropodes marins du Pliocène supérieur et du Quaternaire marocains atlantiques. *Bulletin du Museum National d' Histoire Naturelle de Paris* 2, 137-149

Bryant E (2001). *Tsunami: the underrated hazard*. University Press. Cambridge.

Buch L von (1825). *Physikalische Beschreibung der Canarischen Inseln*. Hofdruckerei der Königlichen Akademie. Berlin

Buch L von (1836). *Description physique des îles Canaries*. (MC Babilanguer, traductor). Paris

Buch L von (1999). *Descripción física de las Islas Canarias*. (M Hernández González: Estudio crítico; JA Delgado Luis: Traductor desde la versión francesa de 1836). Ediciones Graficolor. La Laguna

Buchanan JB (1954). Marine Molluscs of the Gold Coast, West Africa. *Journal of the West African Science Association* 1, 30-45

Burchard O y Ahl E (1928). Neue Funde von Riesen-Landschildkröten auf Teneriffa. *Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft* 79, 439-447

Burnay LP y Monteiro AA (1977). *Seashells from Cape Verde Islands*. Lisboa.

Cabrera MC y Pérez Torrado FJ (1988). Estudio de los materiales sedimentarios y piroclásticos de "las Cuevas del Guincho" (Gran Canaria, Islas Canarias). *II Congreso Geológico de España* 1, 55-58

Calderón y Arana S (1884). Areniscas y dunas de las islas Canarias. *Actas de la Sociedad Española de Historia Natural* 13, 53-61

Calvet F, Aguilar A, Carracedo JC, Pérez Torrado FJ, Recio C y Travé A (2000). "Beachrocks" de La Palma, Islas Canarias. *Geotemas* 1, 213-217

Carracedo JC (1999). Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94,1-19

Carracedo JC, Day S, Guillou H, Rodríguez Badiola E, Canas JA y Pérez-Torrado FJ (1998). Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Island. *Geological Magazine* 135(5), 591-604

Carracedo JC, Pérez Torrado FJ, Ancochea E, Meco J, Hernán F, Cubas CR, Casillas R, Rodríguez Badiola E y Ahijado A (2002). Cenozoic volcanism II: the Canary Islands. In *The Geology of Spain* (W Gibbons y T Moreno editores). The Geological Society. London. 439-472

Carracedo JC, Rodríguez Badiola E, Guillou H, De La Nuez J y Pérez-Torrado FJ (2001). Geology and volcanology of La Palma and el Hierro (Canary Islands). *Estudios Geológicos* 57, 175-273

Carracedo JC, Meco J, Lomoschitz A, Perera MA, Ballester J y Betancor JF (2004). Comment on: Geoarchaeological and chronometrical evidence of early human occupation on Lanzarote (Canary Islands), by Zöller et al. *Quaternary Science Reviews* 23, 2045-2055

Carracedo JC, Singer B, Jicha B, Guillou H, Rodríguez Badiola E, Meco J, Pérez Torrado FJ, Gimeno D, Socorro S y Láinez A (2003). La erupción y el tubo volcánico del volcán Corona (Lanzarote, Islas Canarias). *Estudios Geológicos* 59, 277-302

Carracedo JC, Pérez Torrado FJ, y Meco J (2005). La Gea: Análisis de una isla en estado post-erosivo de desarrollo. In *Patrimonio Natural de la isla de Fuerteventura* (O Rodríguez Delgado Coordinador). Cabildo de Fuerteventura – Gobierno de Canarias – Centro de Cultura Popular Canaria. Arafo. 27-44

Cernohorsky WO (1976). *The Mitridae of the World. Indo-Pacific Mollusca* 3/17, 273-528

Cocchi I (1864). *Monografia dei Pharyngodopilidae. Nuova famiglia di pesci Labradoidi*. M Cellini EC. Firenze

Cocconi G (1873). *Enumerazione sistematica dei molluschi miocenici e pliocenici delle provincie di Parma e di Piacenza*. Gamberini e Parmeggiani. Bologna

Coello J, Cantagrel JM, Hernán F, Fúster JM, Ibarrola E, Ancochea E, Casquet C, Jamond C, Díaz de Téran JR y Cendrero A (1992). Evolution of the eastern volcanic ridge of the Canary Islands based on new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 53, 251-274

Collignon J (1960). Observations faunistiques et écologiques sur les Mollusques testacés de la baie de Pointe-Noire (Moyen-Congo). *Bulletin de l'I.F.A.N.* 22, 411-464

Conrad TA (1854). Monograph of the genus *Argonauta*, Linne, with descriptions of five new species. *Journal of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia* 2(2), 331-334

Cornu S, Pätzold J, Bard E, Meco J y Cuerda-Barceló J (1993). Paleotemperature of the last interglacial period based on $\delta^{18}\text{O}$ of *Strombus bubonius* from the western Mediterranean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 103, 1-20

Craven A (1882). Liste d'une collection malacologique provenant de Landana près de l'embouchure du Congo (Afrique Occidentale). *Annales de la Société Royale Malacologique de Belgique* 17, 15-19

Criado C (1986). Niveles marinos holocenos, formas de modelado y volcanismo subreciente en la costa oriental de Fuerteventura. *Revista de Historia de Canarias* 175, 723-732

Cristofori J de y Jan G. (1832). *Catalogus in IV. Sectiones divisus Rerum Naturalium in Museo exstantium Josephi de Cristofori et Georgii Jan. Sectio II, pars I. Conchologia*. Milano

Croft R (1967). Raised Beaches and Chronology in North West Fuerteventura, Canary Islands. *Quaternaria* 9, 247-260

Crosnier A (1964). *Fonds de pêche le long des côtes de la République Fédérale du Cameroun*. Cahiers de l'ORSTOM n° spécial. Paris

Cuerda Barceló J (1975). *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Diputación Provincial de Baleares. Palma de Mallorca

Cuerda Barceló J (1987). *Moluscos marinos y salobres del Pleistoceno balear*. Caja de Baleares "Sa Nostra", Imprenta Politécnica. Palma de Mallorca

Cutler KB, Edwards RL, Taylor FW, Cheng H, Adkins J, Gallup CD, Cutler PM, Burr GS y Bloom AL (2003). Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 253-271

Chamley H, Coudé-Gaussen G, Debrabant P y Rognon P (1987). Contribution autochtone et allochtone à la sédimentation quaternaire de l'île de Fuerteventura (Canaries): altération ou apports éoliens? *Bulletin de la Société géologique de France* 5, 939-952

Chapman R F y Robertson IAD (1985). The egg pods of some tropical African grasshoppers. *Journal of the Entomological Society of Southern Africa* 21(11), 85-112

Chemnitz JH (1788). *Neues systematisches Conchylien-Cabinet fortgesetzt von Johan Hieronymus Chemnitz ; Namen-Register*. Nürnberg.

Chen JH, Curran HA, White B y Wasserburg GJ (1991). Precise chronology of the last interglacial: ^{234}U - ^{230}Th data from fossil coral reefs in the Bahamas. *Geological Society of America Bulletin* 103, 82-97

Chevalier J-P (1961). Recherches sur les Madréporaires et les formations récifales miocènes de la Méditerranée occidentale. *Mémoires de la Société Géologique de France* NS, XL, 93, 1-562

Chevalier J-P (1962). Les Madréporaires miocènes du Maroc. *Notes et Mémoires. Service géologique du Maroc* 173, 1-74

Chevalier JP (1966). Contribution à l'étude des Madréporaires des côtes occidentales de l'Afrique tropical. *Bulletin de l'IFAN sér. A*, 28, 1356-1405

Chevalier JP y Hebrard L (1972). Découverte de Madréporaires dans le Pléistocène supérieur de Mauritanie. In *VI^e Congrès Panafricain de Préhistoire et des Études du Quaternaire, Dakar 1967* (HJ Hugot editor). Imprimeries Réunies. Chambéry. 453-456

Choubert G y Ambroggi R (1953). Note préliminaire sur la présence de deux cycles sédimentaires dans le Pliocène marin au Maroc. *Notes du Service géologique du Maroc* 117, 3-72

Damnati B (1997). Mineralogical and sedimentological characterization of Quaternary eolian formations and paleosols in Fuerteventura and Lanzarote (Canary Islands, Spain). In *Climates of the Past* (J Meco y N Petit-Maire editores). International Union of Geological Sciences, Unesco, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 71-77

Damnati B, Petit-Maire N, Fontugne M, Meco J y Williamson D (1996). Quaternary paleoclimates in the eastern Canary Islands. *Quaternary International* 31, 37-46

Darwin C (1859). *On the Origin of Species by Means of Natural Selection, or the Preservation of Favoured Races in the Struggle for Life*. John Murray. London

Dautzenberg Ph (1890). Récoltes malacologiques de M. L'Abbé Culliéret aux Iles Canaries et au Sénégal. *Mémoires de la Société Zoologique de France* 3, 147-168.

Dautzenberg Ph (1891). Voyage de la goelette Melita aux Canaries at au Sénégal, 1889-1890. Mollusques Testacés. *Mémoires de la Société Zoologique de France* 4, 16-65.

Dautzenberg Ph (1900). Croisières du yacht Chazalie dans l'Atlantique. Mollusques. *Mémoires de la Société Zoologique de France* 13, 145-265.

Dautzenberg Ph (1910). Contribution à la faune malacologique de l'Afrique occidentale. *Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux* 44, 47-220.

Dautzenberg Ph (1912). Mission Gruvel sur la Côte Occidentale d'Afrique (1909-1910) Mollusques marins. *Annales de l'Institut Océanographique* 5(3), 1-131

De La Nuez J, Quesada ML, Alonso JJ, Castillo C, Martín E (1997). Edad de los islotes en función de los datos paleontológicos. In *Los Volcanes de los Islotes al Norte de Lanzarote* (J De La Nuez, ML Quesada ML y JJ Alonso editores). Fundación César Manrique. Lanzarote. 73-81

deMenocal PB (2004). African climate change and faunal evolution during the Pliocene-Pleistocene. *Earth and Planetary Science Letters* 220, 3-24

deMenocal P, Ortiz J, Guilderson T, Adkins J, Sarnthein M, Baker L y Yarusinsky M (2000). Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews* 19, 347-361

Denizot G (1934). Sur la structure des Iles Canaries considerée dans ses rapports avec le problème de l'Atlantide. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris* 199, 372-373

Doppler CA (1842). Über das farbige licht der Doppelsterne und eininger anderer Gestirne des Himmels. *Abhandlungen der Königlich Böhmisches Gesellschaft der Wissenschaften, Prague* 2, 465-482

Driscoll EM, Hendry GL y Tinkler KJ (1965). The Geology and Geomorphology of Los Ajaches, Lanzarote. *Geological Journal* 4, 321-334

Droxler AW, Alley RB, Howard WR, Poore RZ y Burckle LH. (2003) Unique and Exceptionally Long Interglacial Marine Isotope Stage 11: Window into Earth Warm Future Climate. In *Earth's Climate and Orbital Eccentricity: The Marine Isotope Stage 11 Question* (AW Droxler, RZ Poore y LH Burckle editores). American Geophysical Union. Geophysical Monograph 137. Washington. 1-14.

Duerden JE (1904). *The Coral Siderastraea radians and its Postlarval Development*. Carnegie Institution 20. Washington

Dunker G (1853). *Index Molluscorum quae in itinere ad Guineam Inferiorem collegit Georgius Tamms Med. Dr. Theodori Fischer*. Cassellis Catorum

Edwards RL, Chen JH y Wassenburg GJ (1986). ^{238}U - ^{234}U ^{230}Th - ^{232}Th systematic and the precise measurements of time over the past 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 81, 175-192

Edwards N y Meco J (2000). Morphology and palaeoenvironment of brood cells of Quaternary ground-nesting solitary bees (Hymenoptera, Apidae) from Fuerteventura, Canary Islands, Spain. *Proceedings of the Geologists' Association* 3, 175-183

Ellis WN y Ellis-Adam AC (1993). Fossil brood cells of solitary bees on Fuerteventura and Lanzarote, Canary Islands (Hymenoptera: Apoidea). *Entomologische Berichte, Amsterdam* 53, 161-173.

EPICA community members (2004). Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429, 623-628

Faber FJ (1926). Concerning the occurrence of Quaternary Corals in Angola. *Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam* 29, 843-845

Fernández Navarro L (1924). Datos sobre el volcanismo canario. *Bulletin Volcanologique* 2, 129-155

Fernández Navarro L (1926). Illes Canaries. Excursión A7. XIV Congrès Géologique International. Madrid

Fischer P (1887). *Manuel de Conchyliologie et de Paléontologie conchyliologique ou Histoire naturelle des Mollusques vivants et fossiles*. F Savy. Paris

Fischer PH (1935). Sur le *Pecten amphicyrtus* Locard. *Journal de Conchyliologie* 79, 130-131

Fischer-Piette E (1942). *Les Mollusques d'Adanson*. Imprimerie Commerciale de l'Ouest-Eclair. Rennes./ *Journal de Conchyliologie* Paris 85, 101-377.

Fizeau H (1849). Sur une expérience relative à la vitesse de propagation de la lumière. *Compte Rendu de la Académie des Sciences, Paris* 29, 90-92 y 132.

Font Tullo I (1951). *El clima de las posesiones españolas del Golfo de Guinea*. Instituto de Estudios Africanos CSIC. Madrid

Fontannes F (1879-1882). *Les invertébrés du bassin tertiaire du sud-est de la France. Les Mollusques pliocènes de la vallée du Rhône et du Roussillon, Tome premier Gastéropodes des formations marines et saumâtres*. F. Savy, Paris & Georg, Lyon.

Freud S y Breuer J (1895). *Studien über Hysterie*. Franz Deuticke. Leipzig

Fritsch K von (1867). Reisebilder von den Canarischen Inseln. *Petermann's geographischen Mittheilungen* 22, 1-43

Fúster Casas JM y Aguilar Tomás MJ (1965). Nota previa sobre la geología del macizo de Betancuria, Fuerteventura (Islas Canarias). *Estudios Geológicos* 21, 181-197

Fúster JM, Fernández Santín S y Sagredo J (1968). *Geología y Volcanología de las Islas Canarias. Lanzarote*. Instituto "Lucas Mallada" CSIC. Madrid

Gabaldón V, Cabrera MC y Cueto LA (1989). Formación detrítica de Las Palmas. Sus facies y evolución sedimentológica. *ESF Meeting on Canarian Volcanism. Lanzarote Nov. Dic. 1989, Abstracts*, 210-215

Gagan MK, Ayliffe LK, Chivas AR, McCulloch MT, Isdale PJ, Anker S, Hopley D, Hantoro WS y Chappell JMA (1977). Toward near-weekly climatic histories from late Quaternary corals. In *Climates of the Past* (J Meco y N Petit-Maire editores). International Union of Geological Sciences, Unesco, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 89-95

Gagel C (1910). Die mittelatlantischen Vulkaninseln. *Handbuch der regionalen Geologie*. 7(10) 1-32

Gaillard C (1934). Contribution à l'étude de la Faune Préhistorique de l'Égypte. *Archives du Muséum d'Histoire Naturelle de Lyon* 14, 1-125

García-Talavera F (1989). Aves gigantes en el Mioceno de Famara (Lanzarote). *ESF Meeting on Canarian Volcanism. Lanzarote Nov. Dic. 1989, Abstracts*, 349-350

García Talavera FG (1990). Sobre la presencia de *Strombus latus* Gmel (Mollusca Megagastropoda) en el Cuaternario marino de Tenerife. *Homenaje Telesforo Bravo* Universidad de La Laguna. Santa Cruz de Tenerife I, 375-382

García-Talavera F y Bacallado JJ (1981). Nuevas aportaciones a la fauna de gasterópodos marinos (Mollusca, Gastropoda) de las islas de Cabo Verde. *Boletín del Instituto Español de Oceanografía* 6, 202-208.

García Talavera F y Sánchez Pinto L (2002). Moluscos marinos fósiles de Selvagem Pequenha e Ilheu de Fora (Islas Salvajes). Descripción de una nueva especie de Neogasterópodo. *Revista de la Academia Canaria de Ciencias* 13, 9-21

Genisse JF y Edwards N (2003). Ichnotaxonomy, Origin and Palaeoenvironment of Quaternary Insect Cells from Fuerteventura, Canary Islands, Spain. *Journal of the Kansas Entomological Society* 76(2), 320-327.

Germain L (1908). *Étude sur les Mollusques recueillis par M. Henri Gadeau de Kerville pendant son voyage en Khroumirie (Tunisie)*. JB Baillière. Paris.

Gervais P (1867). *Recherches sur l'ancienneté de l'homme et la période quaternaire*. A Bertrand. Paris.

Gimeno D, Pérez Torrado FJ, Schneider JL y Wassmer P (2000). Transformación de coladas básicas alcalinas subaéreas en lavas almohadilladas en ambiente litoral: un ejemplo del Plioceno, Norte de la isla de Gran Canaria. *Geotemas* 1(3), 325-328

Gmelin JF (1788-1793) *Caroli a Linné Systema Naturae editio decima tertia aucta, reformata*. Georg. Emanuel. Beer. Lipsiae

González y Gutiérrez Palacios J (1910). Algunos datos geológicos de Gran Canaria. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* 10, 398-408

Gradstein FM, Ogg JG, Smith AG, Agterberg FP, Bleeker W, Cooper RA, Davydov V, Gibbard P, Hinnov L, House MR, Lourens L, Luterbacher HP, McArthur J, Melchin MJ, Robb LJ, Shergold J, Villeneuve M, Wardlaw BR, Ali J, Brinkhuis H, Hilgen FJ, Hooker J, Howarth RJ Knoll AH, Laskar J, Monechi S, Plumb KA, Powell J, Raffi I, Röhl U, Sanfilippo A, Schmitz B, Shackleton N, Shields GA, Strauss H, Van Dam J, van Kolfschoten T, Veizer J y Wilson D (2004). *A geologic time scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge

Gravier Ch (1909). Madréporaires des îles San Thomé et du Prince (Golfe de Guinée). *Annales de l'Institut Océanographique* 1(2)

Gravier Ch (1909). Sur l'habitat et le polymorphisme de *Siderastraea radians*. *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle* 15, 365-368

Guillou H, Carracedo JC, Day S (1998). Dating of the upper Pleistocene – Holocene volcanic activity of La Palma using the Unspiked K-Ar Technique. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 86, 137-149

Guillou H, Carracedo JC, Duncan RA, (2001). K/Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and Magnetostratigraphy of Brunhes and Matuyama Lava Sequences from La Palma Island. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 106(3-4), 175-194

Guillou H, Perez Torrado FJ, Hansen Machin AR, Carracedo JC y Gimeno D (2004). The Plio-Quaternary evolution of Gran Canaria based on new K-Ar ages and magnetostratigraphy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 135, 221-246

Gofas, S., Pinto Afonso J, Brandao, M., (sin fecha). *Conchas e Molucos de Angola*. Universidade Agostinho Neto – Elf Aquitaine Angola.

Hansen A, Pérez-Torrado FJ, Rodríguez-González A, Gimeno D, Aulinas M y Carracedo JC (2008). Evolución volcánica de La Isleta (Gran Canaria, Islas Canarias). *Geo-Temas* 10, 1293-1296

Hartung G (1857). Die geologischen Verhältnisse der Inseln Lanzarote und Fuerteventura. *Neue Denkschriften der Allgemeinen Schweizerischen Gesellschaft für die gesammten Naturwissenschaften* 15, 1-163

Hartung G (1864). *Geologische Beschreibung der Insel Madeira und Porto Santo*. Leipzig

Haug GH, Ganopolski A, Sigman DM, Rosell-Melé A, Swann GEA, Tiedemann R, Jaccard S, Bollmann J, Maslin MA, Leng MJ y Eglinton G (2005). North Pacific seasonality and the glaciation of North America 2.7 million years ago. *Nature* 433, 821-825.

Hausen H (1956). Fuerteventura. Some geological and geomorphological aspects of the oldland of the Canarian archipelago. *Acta Geographica* 15(2), 1-55

Hausen H (1958). Contribución al conocimiento de las formaciones sedimentarias de Fuerteventura (Islas Canarias). *Anuario de Estudios Atlánticos* 4, 37-83

Hausen H (1962). *New contributions to the geology of Grand Canary (Gran Canaria, Canary Islands)*. Societas Scientiarum Fennica Commentations Physico-Mathematicae. Helsinki-Helsingfors

Hausen H (1967). Sobre el desarrollo geológico de Fuerteventura (Islas Canarias). Una breve reseña. *Anuario de Estudios Atlánticos* 13, 11-37

Herbert TD (2000). Review of alkenone calibrations (culture, water column, and sediments). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* (Revista electrónica de AGU)

Herbert TD (2003). Alkenone Paleotemperature Determinations. In. *Treatise in Marine Geochemistry* (H Elderfield y KK Turekian editores). Elsevier, 391-432

Herbert TD y Schuffert JD (1998). Alkenone unsaturation estimates of Late Miocene through Late Pliocene Sea-Surface Temperatures at Site 958. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 159T* (JV Firth editor). College Station, TX (Ocean Drilling Program) 159T, 17-21

H-Pacheco E (1909). Estudio geológico de Lanzarote y de las isletas canarias. *Memorias de la Real Sociedad española de Historia natural* 6, 107-342

Hernández Pacheco A (1969). The Tahitites of Gran Canaria and Hauynitization of Their Inclusions. *Bulletin Volcanologique* 33, 701-728

Hernández-Pacheco F (1969). Los niveles de playas cuaternarias de Lanzarote. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid* 4, 903-961

Hidalgo JG (1910). Moluscos de la Guinea Española. *Memorias de la Real Sociedad Española de Historia Natural* 29, 507-524.

Hillaire-Marcel C, Ghaleb B, Gariépy C, Zazo C, Hoyos M y Goy JL (1995). U-Series Dating by the TIMS Technique of Land Snails from Paleosols in the Canary Islands. *Quaternary Research* 44, 276-282

Hilber V (1915). Der älteste bekannte und erste miozäne Argonauta. *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark* 51, 107-110

Hirsch KF y López Jurado LF (1987). Pliocene chelonian fossil eggs from Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of Vertebrate Paleontology* 7(1), 96-99

Hoyle W E (1887). List of Shells collected by Mr Jhon Rattray, B. Sc., F.R.S.E. on the West Coast of Africa and the adjacent Islands. *Proceedings of the Royal Physical Society* 9, 337-341.

Hsü KJ, Cita MB y Ryan WBF (1973). Late Miocene dessication of the Mediterranean. *Nature* 242, 240-244

Ibarrola E, Fúster JM, Ancochea E y Huertas MJ (1991). Rocas volcánicas submarinas en la base de la Formación Cañadas. Macizo de Tigaiga (N. de Tenerife). *Geogaceta* 9, 17-20

ITGM: Instituto Tecnológico GeoMinero de España (1992). *Mapa Geológico de España Escala 1:100.000. Isla de Gran Canaria*. Primera edición. Madrid

Imbrie J e Imbrie KP (1979). *Ice Ages: Solving the Mystery*. Enslow, Short Hills, NJ.

Imbrie J, Hays JD, Martinson DG, McIntyre A, Mix AC, Morley JJ, Pisias NG, Prell WL y Shackleton NJ (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine d18O record. In *Milankovitch and Climate* (A Berger, J Imbrie, J Hays, G Kukla y B Saltzman editores). Reidel. Dordrecht. 269-305

Jannone G (1934). Osservazioni ecologiche e biologiche sul *Dociostaurus maroccanus* Thunb., *Calliptamus italicus* L. e loro parassiti in Provincia di Napoli (Primo Contributo). *Bollettino del Laboratorio di Zoologia Generale e Agraria della R. Istituto Superiore d'agricoltura* 28, 75-151

Joksimowitsch ZJ (1910) Die zweite Mediterranstufe von Porto Santo und Selvagem. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 62, 40-100.

Klaus D (1983). Verzahnung von Kalkkrusten mit Fluss - und Strandterrassen auf Fuerteventura, Kanarische Inseln. *Essener Geographisches Arbeitung* 6, 93-127

Klug H (1963). Wissenschaftliche Ergebnisse meiner Kanarenreise 1962. *Jahrbuch der Vereinigung "Freunde der Universität Mainz"* 12, 39-65

Klug H (1968). Morphologische Studien auf den Kanarischen Inseln. Beiträge zur Küstenentwicklung und Talbildung auf einem vulkanischen Archipel. *Schriften des geographische Instituts der Universität Kiel* 24(3), 1-184

Kobayashi, T. (1954) *Izumonauta*, a new genus of the Argonautinae, with a note on their rare but gregarious fossil occurrence. *Journal of Geology and Geography (Japan)* 15, 21-34

Köppen W P (1918). Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahreslauf. *Petermann's geographischen Mittheilungen* 64, 193-203, 243-248

Krastel S, Schmincke HU, Jacobs CJ, Rihm R, Le Bas TP y Alibés B (2001). Submarine landslides around the Canary Islands. *Journal of Geophysical Researchs* 106, 3977-3998

Labeyrie LD, Duplessy JC y Blanc PL (1987). Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years. *Nature* 327, 477-482

Laborel J (1971). Madréporaires et Hydrocoralliaires récifaux des côtes brésiliennes. Systématique, écologie, réoartition verticale et géographique. *Annales de l'Institut océanographique* 47, 171-229

Laborel J (1974). A West African corals. An hypothesis on their origin. *Proceedings of the Second International Symposium on Coral Reefs. Brisbane: Great Barrier Reef Commitee* 1, 425-443

Lamy E (1907). Liste des coquilles marines recueillies par M. Ch. Gravier à l'île San Thome (1906). *Bulletin du Museum National d'Histoire Naturelle de Paris* 13, 145-154.

Lamy E (1908). Liste des coquilles marines recueillies par M. A. Chevalier sur la côte occidentale africaine (1900-1907). *Bulletin du Museum National d'Histoire Naturelle de Paris* 14, 285-289.

Lamy E (1927). Liste de Coquilles marines recueillies par M.E, Aubert de la Rüe à la Côte d'Ivoire (1926). *Bulletin du Museum National d'Histoire Naturelle de Paris* 33, 385-388.

Latchinisky AV (1998). Moroccan locust *Doclostaurus maroccanus* (Thunberg, 1815): a faunistic rarity or an important economic pest? *Journal of Insect Conservation* 2, 167-178

Lawson GW (1956). Rocky Shore Zonation on the Gold Coast. *The Journal of Ecology*, 44, 153-170.

Lea DW, Martín PA, Pak DK y Spero HJ (2002). Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from Cocos Ridge core. *Quaternary Science Reviews* 21, 283-293

Lecointre G (1952). Recherches sur le Néogène et le Quaternaire marins de la Côte Atlantique du Maroc. Paléontologie. *Notes et Mémoires. Service géologique du Maroc* 99, 1-172

Lecointre G (1964). Les relations du Quaternaire marin de la Mauretaine. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières de Paris* 2, 91-110

Lecointre G (1965). Le Quaternaire marin de l'Afrique du nord-ouest. *Quaternaria* 7, 9-28

Lecointre G (1966). Quelques remarques sur le Quaternaire marin de l'île de Gran Canaria. *Actas V Congreso Panafricano de Prehistoria y Estudios del Cuaternario II*, Publicaciones Museo Arqueológico de Santa Cruz de Tenerife 6, 165-177

Lecointre G, Tinkler KJ y Richards HG (1967). The marine Quaternary of the Canary Islands. *Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia* 119, 325-344

Lee KY, Slowey N y Herbert TD (2001). Glacial sea surface temperatures in the subtropical North Pacific: A comparison of $\text{Uk}'37$, d^{18}O , and foraminiferal assemblage temperature estimates. *Paleoceanography* 16, 268-279

Lemaître G (1927). Un univers homogène de masse constante et de rayon croissant, rendant compte de la vitesse radiale des nébuleuses extra-galactiques. *Annales de la Société scientifique de Bruxelles. Série A*, 47, 49-59

Lietz J (1975). Marines und terrestrisches Quartär auf Gran Canaria (Kanarische Inseln) und seine paläoklimatische Deutung. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 150 (1), 73-91

Lietz J y Schmincke HU (1975). Miocene-Pliocene sea-level changes and volcanic phases on Gran Canaria (Canary Islands) in the light of new K-Ar ages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 18, 213-239

Lightfoot J (1786). *A catalogue of the Portland Museum*. London

Linné C. (1758) *Systema Naturae Per Regna Tria Naturae Secundum Classes, Ordines, Genera, Species Cum Characteribus, Differentiis, Synonymis, Locis*. Editio Decima, Reformata. Laurentii Salvii. Holmiae

Locard A (1897). *Mollusques Testacés*. Expédition Scientifique Travailleur et Talisman.

Locard A y Cotteau G (1877). Description de la Faune des terrains tertiaires moyens et supérieurs de la Corse. Description des Échinides. *Annales de la Société d'Agriculture, d'Histoire Naturelle et des Arts Utiles de Lyon* serie 4, 9 (1876), 1-380

López-Jurado LF y Mateo JA (1993). A new giant land tortoise from the Pliocene of Gran Canaria (Canary Islands). *Revista Española de Herpetología* 7, 107-111

Lorois EL (1852). Description d'une nouvelle espèce du genre *Argonaute*. *Revue et Magasin de Zoologie* series 2, 4, 9-10

Loutre MF (2003). Clues from M11 to predict the future climate – a modelling point of view. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 213-224

Lyell C (1839). *Nouveaux éléments de Géologie*. Pitois-Levrault. Paris

Lyell Ch (1865). *Elements of Geology*, 6 ed. John Murray. London

Lyell Ch (1874, 1878). *The student's elements of Geology*, 2^a ed. y 3^a ed. John Murray. London

Lyell Ch (1875). *Abrégé des éléments de Géologie* (J. Ginestou, traductor). Garnier Frères. Paris

Macau Vilar F (1958). Contribución al estudio del Mioceno canario. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Geológica* 56, 477-486

Macau Vilar F (1960). Contribución al estudio del Cuaternario de Gran Canaria. *Anuario de Estudios Atlánticos* 6, 117-132

Magaritz M y Jahn R (1992). Pleistocene and Holocene Soil Carbonates from Lanzarote, Canary Islands, Spain: Paleoclimatic Implications. *Catena* 19, 511-519

Maley J (1987). Fragmentation de la forêt dense humide Africaine et extension des biotopes montagnards au Quaternaire récent: Nouvelles données polliniques et chronologiques. Implications paléoclimatiques et biogéographiques. *Palaeoecology of Africa* 18, 307-336

Malthus TR (1798). *An Essay on the Principle of Population*. J. Johnson. London

Maltzan H von (1881). Description de deux espèces nouvelles. *Journal de Conchyliologie* 29(2), 162-163

Marche-Marchad I (1956). Sur une collection de coquilles marines provenant de l'Archipel du Cap-Vert. *Bulletin de l'I.F.A.N.* 18, 39-74.

Marlow JR, Lange CB, Wefer G y Rosell-Melé A (2000). Upwelling intensification as part of the Plio-Pleistocene climate transition. *Science* 290, 2288-2294

Mars P (1965). *Faune marine des Pyrénées-Orientales. Mollusques Aplacophores, Polyplacophores, Scaphopodes et Bivalves*. Masson. Paris

Martel Sangil M (1952). Contribución al estudio geológico y paleontológico de Gran Canaria. *Estudios Geológicos* 8, 109-128

Matheron Ph (1842). *Catalogue méthodique et descriptif des corps organisés fossiles du département des Bouches-du Rhône et lieux circonvoisins, précédé d'un Mémoire sur les terrains supérieurs au Grès Bigarré de sud-est de la France*. Carnaud. Marseille

Martill D y Barker MJ (2006) A paper Nautilus (Octopoda, *Argonauta*) from the Miocene Pakhna Formation of Cyprus. *Palaeontology* 49(5), 1035-1041

Martinell J. y Domènech R, (1984). Données nouvelles sur la malacofaune du Pliocene marin de la vallée de la Têt, aux environs de Millas (Pyrénées-Orientales). *Géologie de la France* 1-2, 165-174

Mayer K (1864). *Die Tertiär-Fauna der Azoren und Madeira. Systematisches Verzeichniss der fossilen Reste von Madeira, Porto Santo und Santa Maria nebst Beschreibung der neuen Arten*. Im Selbstverlage des Autors. Zürich.

Mayer Ch (1868). *Catalogue systématique et descriptif des fossiles des terrains tertiaires qui se trouvent au Musée Fédéral de Zurich. Mollusques. Famille des Arcides*. Schabelitz. Zurich

Mayer C (1872). Description de coquilles fossiles des terrains tertiaires supérieurs (suite). *Journal de Conchyliologie* 20, 227-238.

Meco J (1972). Données actuelles pour l'étude paléontologique du *Strombus bubonius* Lamarck. In *VI^e Congrès Panafricain de Préhistoire et des Études du Quaternaire, Dakar 1967* (HJ Hugot editor). Imprimeries Réunies. Chambéry. 391-394

Meco J (1975a). Los niveles con *Strombus* de Jandía (Fuerteventura, Islas Canarias). *Anuario de Estudios Atlánticos* 21, 643-660

Meco J (1975b). Los *Strombus* de las formaciones sedimentarias de la ciudad de Las Palmas (Gran Canaria). *Anuario Centro Asociado de Las Palmas. Universidad Nacional de Educación a Distancia* 1, 203-224

Meco J (1977a). *Paleontología de Canarias I: Los Strombus neógenos y cuaternarios del Atlántico euroafricano (taxonomía, biostratigrafía y paleoecología)*. Cabildo Insular de Gran Canaria. Las Palmas-Madrid

Meco J (1977b). *Paleocostas de Canarias*. El Museo Canario. Las Palmas de Gran Canaria

Meco J (1981). Neogastrópodos fósiles de las Canarias orientales. *Anuario de Estudios Atlánticos* 27, 601-615

Meco J (1982). Los Bivalvos fósiles de las Canarias orientales. *Anuario de Estudios Atlánticos* 28, 65-125

Meco J (1983). Los Bivalvos fósiles de las Canarias orientales (Suplemento). *Anuario de Estudios Atlánticos* 29, 579-595

Meco J (1986). Climatic change in the Canary Islands during Upper Pleistocene. *Travaux et Documents de l'ORSTOM* 197, 301-304

Meco J (1986). Evolución faunística cuaternaria en la puerta del Mediterráneo. In *Quaternary Climate in Western Mediterranean* (F López Vera editor). Universidad Autónoma. Madrid. 157-170

Meco J (1986). La fauna pre-jandiense y su evolución durante el Cuaternario superior de Canarias. In *Le Quaternaire recent des Iles Canaries. Paléoclimatologie. Niveaux marins* (J Meco y N Petit-Maire editores). Las Palmas - Marseille, 51-71

Meco J (1988). The emergent littoral deposits in Fuerteventura and the evolution of the Canarian marine faunas during the Quaternary. In *Deserts, Past and Future Evolution. IGCP-252 Fuerteventura* (N Petit-Maire editor). LGQ - CNRS. Marseille. 166-178

Meco J (1989). Islas Canarias. In *Mapa del Cuaternario de España / Quaternary Map of Spain. Escala / Scale 1/1000.000* (A Pérez-González, P. Cabra Gil y A Martín Serrano coordinadores). Instituto Tecnológico GeoMinero de España. Madrid. 235-243

Meco J (1992). *Los ovicaprinos paleocanarios de Villaverde. Diseño paleontológico y marco paleoambiental*. Estudios Prehispánicos 2. Dirección General de Patrimonio Histórico. Viceconsejería de Cultura y Deportes del Gobierno de Canarias. Santa Cruz de Tenerife

Meco J (1993). Le mouton et la chèvre du site archéologique de Villaverde (Fuerteventura, îles Canaries) et leur origine saharienne. *Sahara* 5, 87-90

Meco J (1993). Testimonios paleoclimáticos en Fuerteventura. *Tierra y Tecnología* 6, 41-48

Meco J (1999). ¿Una habilidad manual? *El Guiniguada* 6-7, 327-338

Meco J (2003). Ritmos climáticos pleisto-holocenos desde el palco canario: ¿coinciden con expansiones y especiaciones del género *Homo*? *El Guiniguada* 12, 95-104

Meco J, Ballester J, Perera M-A, Marrero R, Niz G y Pallarés A (2003). *Paleoclimatología de Lanzarote y La Graciosa (yacimientos paleontológicos)*. Servicio de Patrimonio Histórico del Cabildo de Lanzarote. ULPGC. Las Palmas de Gran Canaria

Meco J, Ballester J, Betancort JF (2005). Cambio de compás en el clima pleistoceno: Antártida-Canarias. In *Memoria y Pensamiento. Homenaje a Juana Argimira Alonso Medina* (E Repetto Jiménez, I Ruíz de Francisco y G Hernández Rodríguez coordinadores) Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 359-368

Meco J, Ballester J, Betancort JF, Scaillet S, Guillou H, Lomoschitz A, Carracedo JC, Petit-Maire N, Cilleros A, Medina P, Soler-Onís E y Meco JM (2005). *Paleoclimatología del Neógeno en las Islas Canarias. Mioceno y Plioceno*. Ministerio de Medio Ambiente – Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Servicio de Publicaciones de la ULPGC. Las Palmas

Meco J, Ballester J, Betancort JF, Cilleros A, Scaillet S, Guillou H, Carracedo JC, Lomoschitz A, Petit-Maire N, Ramos AJG, Perera N, y Meco JM (2006). *Paleoclimatología del Neógeno en las Islas Canarias. Geliense, Pleistoceno y Holoceno*. Ministerio de Medio Ambiente – Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Servicio de Publicaciones de la ULPGC. Las Palmas

Meco J, Ballester J, Soler E y Betancort JF (2007). Los fósiles del Pleistoceno marino de Las Palmas (Gran Canaria) y de La Guirra (Fuerteventura). In *Geomorfología Litoral I Cuaternari. Homenatge a Joan Cuerda Barceló* (GX Pons I D Vicens editores). *Monografías Societat d'Historia Natural de les Balears* 14, 37-48. Palma de Mallorca.

Meco J, Fontugne M, Onrubia J (1995). *Evolución paleoclimática y poblamiento prehistórico de Fuerteventura*. Cabildo Insular de Fuerteventura-Casa Museo de Betancuria. Las Palmas

Meco J, Guillou H, Carracedo JC, Lomoschitz A, Ramos AJG y Rodríguez Yáñez JJ (2002). The maximum warmings of the Pleistocene world climate recorded in the Canary Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 185(1-2), 197-210

Meco J, Guillou H, Carracedo JC, Petit-Maire N, Lomoschitz A, Ramos AJG y Ballester J (2004). Cambios del clima, durante los últimos cinco millones de años, observados en el África atlántica (Islas Canarias). In *Miscelánea en homenaje a Emiliano Aguirre* (E Baquedano y S Rubio Jara editores). Zona Arqueológica 4, Geología. Museo Arqueológico Regional de la Comunidad de Madrid. Madrid. 92-104

Meco J, Petit-Maire N y Reyss JL (1992). Le Courant des Canaries pendant le stade isotopique 5 d'après la composition faunistique d'un haut niveau marin a Fuerteventura (28°N). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris* 314, 203-208

Meco J, Petit-Maire N, Fontugne M, Shimmield G y Ramos AJG (1997). The Quaternary deposits in Lanzarote and Fuerteventura (eastern Canary Islands, Spain): an overview. In *Climates of the Past* (J Meco y N Petit-Maire editores). International Union of Geological Sciences, Unesco, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 123-136

Meco J, Petit-Maire N, Guillou H, Carracedo JC, Lomoschitz A, Ramos AJG y Ballester J (2003). Climatic changes over the last 5,000,000 years as recorded in the Canary Islands. *Episodes* 26, 133-134

Meco J, Pomel RS, Aguirre E y Stearns CE (1986). Depósitos marinos del Cuaternario de Canarias. In *Le Quaternaire recent des Iles Canaries. Paléoclimatologie. Niveaux marins* (J Meco y N Petit-Maire editores). Las Palmas-Marseille, 6-42

Meco J, Pomel RS, Aguirre E y Stearns E (1987). The Recent Marine Quaternary of the Canary Islands. In *Late Quaternary Sea-Level Changes in Spain* (C Zazo editor). *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario* 10, CSIC, Madrid 283-306

Meco J, Scaillet S, Guillou H, Lomoschitz A, Carracedo JC, Ballester J, Betancort JF, Cilleros A (2007). Evidence for long-term uplift on the Canary Islands from emergent Mio-Pliocene littoral deposits. *Global and Planetary Change* 57, 222-234

Meco J y Stearns CE (1981). Emergent littoral deposits in the Eastern Canary Islands. *Quaternary Research* 15, 199-208

Mendel G (1865). Versuche über Pflanzenhybriden. *Verhandlungen des Naturforschendeis Vereines Brünn* 4, 3-47

Milankovitch M (1941). Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf des Eiszeitenproblem. *Beograd Königlich Serbische Akademie, Sonderausgabe* 133, *Mathematik und Naturwissenschaften*, 33. Belgrad

Mitchell-Thomé RC (1974). The Sedimentary Rocks of Macaronesia. *Geologischen Rundschau* 63(3), 1179-1216

Muhs DR (2001). Evolution of soils on Quaternary Reef Terraces of Barbados, West Indies. *Quaternary Research* 56, 66-78

Muhs DR, Bush CA, Stewart KC, Rowland TR y Crittenden RC (1990). Geochemical evidence of Saharan dust parent material for soils developed on Quaternary limestones of Caribbean and western Atlantic islands. *Quaternary Research* 33, 157-177

Müller G y Tietz G (1966). Recent Dolomitization of Quaternary Biocalcarenites from Fuerteventura (Canary Islands). *Contributions to Mineralogy and Petrology / Beiträge zur Mineralogie und Petrologie* 13, 89-96

Müller G y Tietz G (1975). Regressive diagenesis in Pleistocene eolianites from Fuerteventura, Canary Islands. *Sedimentology* 22, 485-496

Moore JG (1987). Subsidence in the Hawaiian Ridge. In *Volcanism in Hawaii* (W Decker, TL Wright y PH Stauffer editores). US Geological Survey Professional Paper, 1350, Washington. 85-100

Navarro JM, Aparicio A y García Cacho L (1969). Estudio de los depósitos sedimentarios de Tafira a Las Palmas. *Estudios Geológicos* 25, 235-248

Nebout NC y Grazzini CV (1991). Late Pliocene Northern Hemisphere Glaciations: The continental and marine responses in the Central Mediterranean. *Quaternary Science Reviews* 10, 319-334

Nicklès M (1949). Mollusques marins de la région de Kribi. *Études Camerounaises* 2, 113-118

Nicklès M (1950). *Mollusques testacés marins de la Côte occidentale d'Afrique*. Manuels ouest-africains. Paul Lechevalier. Paris

Nicklès M (1952). Mollusques testacés marins du littoral de l'A.E.F. *Journal de Conchyliologie Paris* 92, 143-154

Nicklès M (1955). Scaphopodes et Lamellibranches récoltés dans l'Ouest Africain. *Atlantide Reports* 3, 96-237

Nobre A (1886). Exploração científica de Ilha de S. Thomé. Conchas terrestres e marinhas recolhidas pelo Sr. Adolpho Moller na Ilha de S. Thomé en 1885. *Boletim da Sociedade de Geographia de Lisboa* 4, 1-15

Nobre A (1887). Remarques sur la faune malacologique marine des possessions portugaises de l'Afrique occidentale. *Jornal de Ciencias Mathematicas, Physicas e Naturaes* 46, 1-14.

Nobre A (1909). Matériaux pour l'étude de la faune malacologique des possessions portugaises de l'Afrique occidentale. *Bulletin de la Société Portugaise des Sciences Naturelles* 3, 1-108.

Noda H, Ogasawara K y Nomura R (1986). Systematic and palaeobiogeographic studies on the Japanese Miocene argonautid "*Nautilus*" *izumoensis*. *Scientific Reports of the Institute of Geosciences, University of Tsukuba, Series B*, 7, 15-42

Nordsieck F (1968). *Die europäischen Meeres-Gehäuseschnecken (Prosobranquia). Von Eismeer bis Kapverden und Mittelmeer*. Gustav Fischer. Stuttgart.

Onrubia-Pintado J, Meco J y Fontugne, M. (1997). Paleoclimatología y presencia humana holocena en Fuerteventura. Una aproximación geoarqueológica. In *Homenaje a Celso Martín de Guzmán (1946-1994)* (A Millares Cantero, P.

Atoche Peña y M Lobo Cabrera coordinadores). Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Excmo. Ayuntamiento de la Ciudad de Gáldar, Dirección General de Patrimonio Histórico. Las Palmas de Gran Canaria. 363-372

Ortíz JE, Torres T, Yanes Y, Castillo, C, De la Nuez J, Ibáñez M y Alonso MR (2005). Climatic cycles inferred from the aminostratigraphy and aminochronology of Quaternary dunes and palaeosols from the eastern islands of the Canary Archipelago. *Journal of Quaternary Science Published online in Wiley InterScience* DOI:10.1002/jqs.962

Otto-Bliesner BL, Marshall SJ, Overpeck JT, Miller GH, Hu A, CAPE Last Interglacial Project members (2006). Simulating Arctic climate warmth and ice-field retreat in the Last Interglaciation. *Science* 311, 1751-1753.

Overpeck JT, Otto-Bliesner BL, Miller GH, Muhs DR, Alley RB y Kiehl JT (2006). Paleoclimatic evidence for future ice-sheet instability and rapid sea-level rise. *Science* 311, 1747-1750

Oyenekan JA y Olufowobi MO (1987). Some Aspects of the Ecology of the Mollusc *Nerita senegalensis* in Lagos Harbour, Nigeria. *Journal of Tropical Ecology* 3,183-187.

Palla P (1966). Lamellibranchi pliocenici della Bassa Val D'Elsa (Toscana Occidentale). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 72(2), 397-458.

Penck A y Bruckner E (1909). *Die Alpen im Eiszeitalter*. Taunichnitz. Leipzig

Pérez Torrado FJ, Paris R, Cabrera MC, Carracedo JC, Schneider JL, Wassmer P, Guillou H y Gimeno D (2002). Depósitos de tsunami en el valle de Agaete, Gran Canaria (Islas Canarias) / Tsunami deposits at Agaete valley, Gran Canaria (Canary Islands). *Geogaceta* 32, 75-78

Pérez Torrado FJ, Santana F, Rodríguez-Santana A, Melián AM, Lomoschitz A, Gimeno D, Cabrera MC y Báez MC (2002). Reconstrucción paleogeográfica de depósitos volcanosedimentarios Pliocenos en el litoral NE de Gran Canaria (Islas Canarias) mediante métodos topográficos. *Geogaceta* 32, 43-46

Pérez Torrado FJ, Paris R, Cabrera MC, Schneider JL, Wassmer P, Carracedo JC, Rodríguez Santana A, Santana F (2006). Tsunami deposits related to flank collapse in oceanic volcanoes: The Agaete Valley evidence, Gran Canaria, Canary Islands. *Marine Geology* 227, 135-149.

Pérez Torrado FJ, Schneider JL, Gimeno D, Wasmer P y Cabrera MC (2000). Mecanismos de transporte y emplazamientos de depósitos volcanoclásticos en el litoral NE de Gran Canaria (Islas Canarias). *Geotemas* 1(3), 329-333

Petit JR, Jouzel J, Raynaud D, Barkov NI, Barnola JM, Basile I, Bender M, Chappellaz J, Davis M, Delaygue G, Delmotte M, Kotlyakov VM, Legrand M, Lipenkov VY, Lorius C, Pépin L, Ritz C, Saltzman E y Stievenard M (1999).

Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429-436

Petit-Maire N, Delibrias G, Meco J, Pomel S y Rosso JC (1986). Paléoclimatologie des Canaries orientales (Fuerteventura). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris* 303, 1241-1246

Petit-Maire N, Rosso JC, Delibrias G, Meco J y Pomel S (1987). Paléoclimats de l'île de Fuerteventura (Archipel Canarien). *Palaeoecology of Africa* 18, 351-356

Pilot MD, Brebion Ph, Lauriat-Rage A (1975). Les gisements fossilifères du néogène récent et du quaternaire de la région d'Aléria Vadina. *Bulletin de la Société des Sciences Historiques et Naturelles de la Corse* 616, 61-74

Popov GB, Launois-Luong MH y Van der Weel J (1990). *Les oothèques des criquets du Sahel*. Ministère des Affaires Étrangères des Pays-Bas et CIRAD/PRI-FAS (France)

Potter EK, Esat TM, Schellmann G, Radke U, Lambeck K y McCulloch MT (2004). Suborbital-period sea-level oscillations during marine isotope substages 5a and 5c. *Earth and Planetary Science Letters* 225, 191-204

Potter EK y Lambeck K, (2003). Reconciliation of sea-level observations in the Western North Atlantic during the last glacial cycle. *Earth and Planetary Science Letters* 217, 171-181

Prell WL, Gardner JV, Be AWH y Hays J.D (1976). Equatorial Atlantic and Caribbean foraminiferal assemblages, temperatures and circulation: interglacial and glacial comparisons. *Geological Society of America Memoir* 145, 247-266

Radtke U (1985). Untersuchungen zur zeitlichen Stellung mariner Terrassen und Kalkkrusten auf Fuerteventura (Kanarische Inseln, Spanien). *Kieler Geographische Schriften* 62, 73-95

Raffi S (1970). I Pettinidi del Pliocene e calabrianesimo dell'Emilia Occidentale (Piacentino e Parmense). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 9(2), 97-135

Ramos A, Martel A, Codd G, Soler E, Coca J, Redondo A, Morrison L, Metcalf J, Ojeda A, Suárez S y Petit M (2005). Bloom of the marine diazotrophic cyanobacterium *Trichodesmium erythraeum* Ehrenberg in the Northwest African Upwelling. *Marine Ecology Progress Series* 301, 303-305

Ravelo AC, Andreasen DH, Lyle M, Lyle AO y Wara MW (2004). Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch. *Nature* 429, 263-267

Reiss W y Bronn HG (1863). Mittheilungen über die tertiären Schichten von Santa Maria, der südlichsten der Azoren, und ihre organischen Einschlüsse. *Leonhardt und Bronn's Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefactenkunde* 1862, 1-48

Rimbu N, Lohmann G, Lorenz SJ, Kim JH y Schneider R (2004). Holocene climate variability as derived from alkenone sea surface temperature and coupled ocean-atmosphere model experiments. *Climate Dynamics* 23, 215-227

Robert C y Chamley H (1987). Cenozoic evolution of continental humidity and paleoenvironment, deduced from the kaolinite content of oceanic sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 60, 171-187

Robertson AHF y Bernouilli D (1982). Stratigraphy, Facies, and Significance of Late Mesozoic and Early Tertiary Sedimentary Rocks of Fuerteventura (Canary Islands) and Maio (Cape Verde Islands). In *Geology of the northwest African margin* (U von Rad, K Hinz, M Sarnthein y E Seibold editores). Berlin, Heidelberg, New York. 498-525

Robertson AHF y Stillman CJ (1979a). Submarine volcanic and associated sedimentary rocks of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands. *Geological Magazine* 116(3), 203-214

Robertson AHF y Stillman CJ (1979b). Late Mesozoic sedimentary rocks of Fuerteventura, Canary Islands. Implications for West African continental margin evolution. *Journal of the Geological Society of London* 136, 47-60

Rognon P y Coudé-Gaussen G (1987). Reconstitution paléoclimatique à partir des sédiments du Pleistocène supérieur et de l'Holocène du nord de Fuerteventura (Canaries). *Zeitschrift für Geomorphologie Neue Folge* 31(1), 1-19

Rognon P, Coudé-Gaussen G, Le Coustumer M-N, Balouet JC y Occhietti S (1989). Le massif dunaire de Jandia (Fuerteventura, Canaries): évolution des paléoenvironnements de 20 000 BP à l'actuel. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 1, 31-37

Rona PA y Nalwalk AJ (1970). Post-Early Pliocene Unconformity on Fuerteventura, Canary Islands. *Geological Society of America Bulletin* 81, 2117-2122

Rosso JC (1986). Mollusques terrestres (Pulmones Stylomatophores) de Fuerteventura (Canaries). In *Le Quaternaire récent des Iles Canaries. Paléoclimatologie. Niveaux marins* (J Meco y N Petit-Maire editores). Las Palmas – Marseille. 89-93

Rothe P (1964). Fossile Strausseneier auf Lanzarote. *Natur und Museum* 94(5), 175-187

Rothe P (1974). Canary Islands – Origin and Evolution. *Naturwissenschaften* 61, 526-533

Rothe P (1986). *Kanarische Inseln: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, Tenerife, Gomera, La Palma, Hierro*. Sammlung geologischer Führer 81, Bornträger. Berlin, Stuttgart.

Rothe P y Klemmer K (1991). Fossil eggs of terrestrial tortoises (Family Testudinidae) from Pliocene calcarenites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain). *Senckenbergiana lethaea* 71(3/4), 307-317

Rothpletz A y Simonelli V (1890). Die marinen Ablagerungen auf Gran Canaria. *Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft* 42, 677-736

Rothpletz A y Simonelli V (1898). Formaciones de origen marino de la Gran Canaria. (P Palacios, traductor). *Boletín de la Comisión del Mapa geológico de España*. Serie 2ª, 3, 1-83

Ruddiman WF y McIntyre A (1979). Warmth of the subpolar north Atlantic ocean during northern hemisphere ice-sheet growth. *Science* 204, 173-175

Sacco, F. (1889). *Catalogo paleontologico del Bacino terziario del Piemonte*. Reale Accademia dei Lincei. Roma.

Sacco F (1890-1904). *I Molluschi dei Terreni Terziarii del Piemonte e della Liguria*. XI-XXX. Torino

Sauer EGF y Rothe P (1972). Ratite Eggshell from Lanzarote, Canary Islands. *Science* 176, 43-45

Schmincke HU (1968). Pliozäne subtropische Vegetation auf Gran Canaria. *Die Naturwissenschaften* 55(4), 185-186

Schmincke HU (1990). *Geological field guide of Gran Canaria*. Pluto-Press 4ª edición. Witten

Schneider JL, Pérez Torrado FJ, Gimeno Torrente D, Wassmer P, Cabrera Santana MC y Carracedo JC (2004). Sedimentary signatures of the entrance of coarse-grained volcanoclastic flows into the sea: the example of the breccia units of the Las Palmas Detritic Formation (Mio-Pliocene, Gran Canaria, Eastern Atlantic, Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 138, 295-323

Servain G (1880). *Étude sur les Mollusques recueillis en Espagne et au Portugal*. D. Bardin. Paris.

Shackleton NJ (1987). Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews* 6, 183-190

Shackleton NJ (2000). The 100,000 years ice-age cycle identified and found to lag temperature carbon dioxide and orbital eccentricity. *Science* 289, 1897-1902

Shackleton NJ, Berger A, Peltier WR (1990). An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences* 81, 251-261

Siddall M, Rohling EJ, Almogi-Labin A, Hemleben Ch, Meischner D, Schmelzer I y Smeed DA (2003). Sea level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature* 423, 853-858

Sismonda E (1868). Matériaux pour servir à la Paléontologie du terrain tertiaire du Piémont. *Mémoires de l'Académie Royale des Sciences de Turin Serie II*, 25, 257-361.

Stahr K, Jahn E, Huth A y Gauer J (1989). Influence of eolian sedimentation on soil formation in Egypt and Canary Island Deserts. *Catena supplement* 14, 127-144

Staudigel H y Schmincke HU (1984). The Pliocene seamount series of La Palma/Canary Islands. *Journal of Geophysical Research* 89 B-13, 11190-11215

Stein M, Wasserburg GJ, Aharon P, Chen JH, Zhu ZR, Bloom A y Chappell J (1993). TIMS U-series dating and stable isotopes of the last interglacial event in Papua new Guinea. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 2541-2554

Stirling CH, Esat TM, Lambeck K y McCulloch MT (1998). Timing and duration of the Last Interglacial : Evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 745-762

Stirling CH, Esat TM, Lambeck K, McCulloch MT, Blake SK, Lee DC y Halliday AN (2001). Orbital Forcing of the Marine Isotope Stage 9 Interglacial. *Science* 291, 290-293

Stirling CH, Esat TM, McCulloch MT y Lambeck, K (1995). High-precision U-Series dating of corals from western Australia and implications for the timing and duration of the Last interglacial. *Earth and Planetary Science Letters* 135, 115-130

Szabo BJ, Ludwig KR, Muhs DR y Simmons KR (1994). Th-230 ages of corals and duration of the Last Interglacial sea level high stand on Oahu, Hawaii. *Science* 266, 93-96

Talavera FG, Kardas SJ Jr y Richards HG (1978). Quaternary Marine Mollusks from Tenerife, Canary Islands. *The Nautilus* 92, 97-102

Tausch L (1884). Die von Prof. Dr. Doelter auf den Capverden gesammelten Conchylien. *Jahrbücher der Deutschen Malakozoologischen Gesellschaft* 11, 181-188

Tinkler KJ (1966). Volcanic Chronology of Lanzarote, Canary Islands. *Nature* 209, 1122-1123

Thiel ME (1928). Madreporaria. *Beitrage zur Kenntniss der Meeresfauna Westafrikas* 3, 253-350

Thompson WG y Goldstein SL (2005). Open-System Coral Ages Reveal Persistent Suborbital Sea-Level Cycles. *Science* 308, 401-404

Tomida S (1983). Two new fossil Argonauta and firstly discovered *Aturia coxi* Miller from the Late Tertiary of Boso Peninsula, Japan. *Bulletin of the Mizunami Fossil Museum* 10, 107-116.

Tomlin JR Le B y Shackelford L J (1914). The marine mollusca of Sao Thomé I. *Journal of Conchology* 14, 239-256.

Tryon G W (1888). *Manual of Conchology, Structural and Systematic with illustrations of the species* 10. Philadelphia.

Verril AE (1907). Variations and Nomenclature of Bermudian, west Indian and Brazilian Reef Corals, with notes on various Indo-Pacific Corals. *Transactions of the Connecticut Academy of Arts and Sciences* (1901-1903) 11, (1) the Bermudian Islands; Coral Reefs 12 (2)

Vicens D, Pons GX, Bover P y Gràcia F (2001). Els tàxons amb valor biogeogràfic i cronoestratigràfic: bioindicadors climàtics del Quaternari de les Illes Balears. In *El canvi climàtic: passat, present i futur* (GX Pons y JA Guijarro, editores). Monografies de la Societat d'Història Natural de les Balears 9, 121-146

Vuagnat M (1960). Sur les laves en coussin des environs de Las Palmas, Grande Canarie. (Note préliminaire). *Archives des Sciences* 13(1), 153-157

Waelbroeck C, Labeyrie L, Michel E, Duplessy JC, Lambeck K, McManus JF, Balbon E y Labracherie M (2002). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21, 295-305

Walker GPL (1990). Geology and volcanology of the Hawaiian Island. *Pacific Science* 44, 315-347

Walker CA, Wragg GM y Harrison CJO (1990). A new shearwater from the Pleistocene of the Canary Islands and its bearing on the evolution of certain *Puffinus* shearwaters, *Historical Biology* 3, 203-224

Watanabe O, Jouzel J, Johnsen S, Parrenin F, Shoji H y Yoshida N (2003). Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles. *Nature* 422, 509-512

Wauthy B (1983). Introduction à la climatologie du Golfe de Guinée. *Océanographie Tropicale ORSTOM* 19, 103-138.

Wegener A (1915). *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*. Nachdruck der Ausgabe Vieweg. Braunschweig.

Wilbert J (1962). Croûte et encroûtements calcaires au Maroc. *Al Awamia* 3, 175-192

Winograd IJ, Coplen TB, Landwehr JM, Riggs AC, Ludwig KR, Szabo BJ, Kolesar PT y Revesz KM (1992). Continuous 500,000-Year Climate Record from Vein Calcite in Devils Hole, Nevada. *Science* 258, 255-259

Yanagisawa Y (1990). Age of fossil Argonuatidae (Cephalopoda) from Hokuriku Province (central Honshu, Japan) based on diatom biostratigraphy. *Bulletin of the Geological Survey of Japan* 41(3), 115-127

Zachos J, Pagani M, Sloan L, Thomas E, y Billups K (2001) Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292, 686-693

Zazo C, Dabrio CJ, Goy JL, Bardají T, Ghaleb B, Lario J, Hoyos M, Hillaire-Marcel C, Sierro F, Flores JA, Silva PG y Borja F (1996). Cambios en la dinámica litoral y nivel del mar durante el Holoceno en el Sur de Iberia y Canarias Orientales. *Geogaceta* 20, 1679-1682

Zazo C, Goy JL, Hillaire-Marcel C, Gillot P, Soler V, González JA, Dabrio CJ, Ghaleb B (2002). Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited—a reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during the Quaternary. *Quaternary Science Reviews* 21, 2019-2046

Zazo C, Goy JL, Hillaire-Marcel C, González Delgado JA, Soler V, Ghaleb B y Dabrio CJ (2003). Registro de los cambios del nivel del mar durante el Cuaternario en las islas Canarias occidentales (Tenerife y La Palma). *Estudios Geológicos* 59,133-144

Zazo C, Hillaire-Marcel C, Hoyos M, Ghaleb B, Goy JL y Dabrio CJ (1993). The Canary Islands, a stop in the migratory way of *Strombus bubonius* towards the Mediterranean around 200 ka. *Subcommission on Mediterranean and Black Sea Shorelines. INQUA, Newsletter* 15, 7-11

Zazo C, Hillaire-Marcel C, Goy JL, Ghaleb B y Hoyos M (1997). Cambios del nivel del mar-clima en los últimos 250 ka (Canarias Orientales, España). *Boletín Geológico y Minero* 108, 487-497

Zeuner FE (1958). Líneas costeras del Pleistoceno en las islas Canarias. *Anuario de Estudios Atlánticos* 4, 9-16

Zhao M, Beveridge NAS, Shackleton NJ, Sarnthein M, Eglinton G (1995). Molecular stratigraphy of cores off northwest Africa: Sea surface temperature history over the last 80 ka. *Paleoceanography* 10, 661-675

Zibrowius H y Brito A (1986). First Pleistocene records of the genus *Siderastraea* (Cnidaria: Anthozoa: Scleractinia) from the Canary islands. In, *Le Quaternaire récent des Iles Canaries. Paléoclimatologie. Niveaux marins* (J. Meco y N Petit Maire editores). Las Palmas – Marseille. 43-50

Zöllner L, Suchodoletz H von y Küster N (2003). Geoarchaeological and chronometrical evidence of early human occupation on Lanzarote (Canary Islands). *Quaternary Science Reviews* 22, 1299-1307

TABLAS

Tabla 1 - Fauna publicada como procedente de los depósitos marinos de Agaete. La nomenclatura de las especies está tal cual aparece en cada publicación. Cuando coincide el nombre específico en diferente listado se señala con un asterisco. Se respeta así la decisión taxonómica de cada autor sin entrar en el estudio de las sinonimias ni en revisiones especulativas por carencia de la base real de los ejemplares.

Se observa, no obstante, que figuran unas 70 especies clasificadas y una docena de indeterminadas. Sólo tres coinciden en algunos de los cuatro listados. Su significado estratigráfico, biogeográfico y paleoclimático (Meco et alii 2002) coincide en asignar los depósitos de Agaete al episodio interglacial con el que se inicia el Pleistoceno.

TABLA 1

AGAETE	Denizot 1934	Lecointre et alii 1967	Klug 1968	Meco et alii 2002
<i>Pectunculus violascens</i>	X			
<i>Pecten Jacobeus</i>	X			
<i>Chlamys pes-felis</i>	X			
<i>Lima squamosa</i>	X			
<i>Astarte castanea</i>	X			
<i>Venus verrucosa</i>	X			
<i>Venus multilamella</i>	X			
<i>Turbo rugosus</i>	X			
<i>Columbella rustica</i>	X			
<i>Ranella laevigata</i>	X			
<i>Conus mediterraneus</i>	X			*
<i>Chlamys flexuosa</i>		X		*
<i>Pectunculus cf. pilosus</i>		X		
<i>Cardita trapezia muricata</i>		X		
<i>Venus casina</i>		X		
<i>Meretrix tumens</i>		X		
<i>Nasa argentea</i>		X		
<i>Patella lowei</i>		X		
<i>Serpula</i> sp.			X	
<i>Flabellipecten</i> sp.			X	
<i>Chlamys amphicyrta</i>			X	
<i>Anomia ephippium</i>			X	
<i>Chama gryphoides</i>			X	
<i>Pectunculus bimaculatus</i>			X	*
<i>Ostrea</i> sp.			X	
<i>Cardium papillosum</i>			X	
<i>Cardium edule</i>			X	
<i>Meretrix chione</i>			X	
<i>Venus fascista</i>			X	
<i>Venus gallina</i>			X	
<i>Venus ovata?</i>			X	
<i>Ervilia</i> sp.			X	
<i>Lutraria oblonga</i>			X	
<i>Trochus granulatus</i>			X	
<i>Trochus magnus</i>			X	
<i>Turbo</i> sp.			X	
<i>Cardita antiquata</i>			X	
<i>Tellina</i> sp.			X	
<i>Turritella terebra</i>			X	

AGAETE	Denizot 1934	Lecointre et alii 1967	Klug 1968	Meco et alii 2002
<i>Turritella</i> sp.			X	
<i>Natica</i> sp.			X	
<i>Murex aciculatus</i>			X	
<i>Murex</i> sp.			X	
<i>Mitra cornicula</i>			X	
<i>Marginella ambigua</i>			X	
<i>Dentalium vulgare</i>			X	
<i>Conus</i> sp.			X	
<i>Vermetus intortus</i>			X	
<i>Vermetus</i> sp.			X	
<i>Fissurella graeca</i>			X	
<i>Patella intermedia</i>			X	
<i>Diva</i> sp.			X	
<i>Conus mediterraneus</i>	*			X (1981)
<i>Glycymeris bimaculata</i>			*	X (1982)
<i>Flabellipecten gentili</i>				X (1982)
<i>Chlamys flexuosa</i>		*		X (1982)
<i>Spondylus gaederopus</i>				X (1982)
<i>Chamelea gallina</i>				X (1982)
<i>Cardita aculeata</i>				X (1982)
<i>Pitaria tumens</i>				X (1982)
<i>Venus nux</i>				X (1982)
<i>Semicassis undulata</i>				X
<i>Bivonia triquetra</i>				X
<i>Cerithium rupestre</i>				X
<i>Semicassis undulata</i>				X
<i>Bursa marginata</i>				X
<i>Hinia incrassata</i>				X
<i>Glycymeris glycymeris</i>				X
<i>Pecten maximus</i>				X
<i>Lima lima</i>				X
<i>Hytisa hyotis</i>				X
<i>Haustator marginalis</i>				X
<i>Natica tectula</i>				X
<i>Bursa nodosa</i>				X
<i>Hadriana craticulata</i>				X
<i>Ocinebrina concerpta</i>				X
<i>Cantharus multicostatus</i>				X
<i>Hinia tersa</i>				X
<i>Mitra subumblicata</i>				X
<i>Conus virginalis</i>				X
<i>Venus nodosa</i>				X
<i>Natica gruveli</i>				X

Tabla 2 - Fauna publicada como procedente de yacimientos de la costa de Arucas, en el norte de Gran Canaria y de Piedra Alta en la costa oeste de Lanzarote. La nomenclatura de las especies está tal cual aparece en cada publicación. Cuando coincide el nombre específico en cada listado se señala con un asterisco. Se respeta así la decisión taxonómica de cada autor sin entrar en el estudio de las sinonimias ni en revisiones especulativas por carencia de la base real de los ejemplares. Ambas localidades, costa de Arucas y Piedra Alta, pertenecen al inicio del Pleistoceno medio tardío -entre hace 420 ka y 198 ka- según dataciones radiométricas de lavas asociadas con ellos (Meco et alii 2002). Se trata de un centenar de especies, 16 de ellas comunes a ambos depósitos, que revelan la aparición de fauna moderna con semejanza a la actual del Atlántico euroafricano pero conteniendo algunas especies más cálidas.

TABLA 2

ARUCAS	Benítez 1912 (Lyell) Punto E +55.5 m	Klug 1968	Hernández - Pacheco 1969	Meco et alii 2002	Lecointre et alii 1967
<i>Murex Edwardsii</i>	X				
<i>Fusus rostratus</i>	X				
<i>Triton laevigatus</i>	X				
<i>Triton chlorostoma</i>	X				
<i>Cassis sulcosa</i>	X				
<i>Turbinella ?</i>	X				
<i>Purpura haemastoma</i>	X		*		*
<i>Pisania D'orbigny</i>	X				*
<i>Cancellaria cancellata</i>	X				
<i>Conus mediterraneus</i>	X				*
<i>Conus Prometheus</i>	X				
<i>Mitra fusca</i>	X				*
<i>Mitra subulata</i>	X				
<i>Turritella communis</i>	X				*
<i>Turritella</i>	X				
<i>Vermetus sp.</i>	X				
<i>Cerithium fuscum</i>	X				
<i>Cerithium procerum</i>	X				
<i>Trochus Saulcyi</i>	X				
<i>Trochus fragaroides</i>	X				
<i>Monodonta Bertheloti</i>	X				
<i>Terebra striatula</i>	X				
<i>Nassa prismatica</i>	X				
<i>Nassa glaberrima</i>	X				
<i>Trivia candidula</i>	X				*
<i>Turbo rugosus</i>	X				*
<i>Dentalium entalis</i>	X				
<i>Patella guttata</i>	X				
<i>Patella crenata</i>	X				
<i>Lima squamosa</i>	X		*		
<i>Pecten maximus</i>	X				
<i>Pecten polymorphus</i>	X				
<i>Cardita calyculata</i>	X				*
<i>Cardita corbis</i>	X				
<i>Cardita squamosa</i>	X				

TABLA 2

ARUCAS	Benítez 1912 (Lyell) Punto E +55.5 m	Klug 1968	Hernández - Pacheco 1969	Meco et alii 2002	Lecointre et alii 1967
<i>Cardium papillosum</i>	X				*
<i>Astarte incrassata</i>	X				
<i>Astarte</i> sp.	X				
<i>Cytherea chione</i>	X				
<i>Macra subtruncata</i>	X				
<i>Serpula</i> sp.		X			
<i>Pholas parva</i>		X			
<i>Trochus turbinatus</i>		X			
<i>Trochus labio</i>		X			
<i>Trochus lineatus</i>		X			
<i>Murex</i> sp.		X			
<i>Bittium reticulatum</i> (sic)		X			
<i>Bittium</i> sp.		X			
<i>Fossarus sulcatus</i>		X			
<i>Columbella rustica</i>		X			*
<i>Phasianella</i> sp.		X			
<i>Patella intermedia</i>		X			
<i>Patella vulgata</i>		X			
<i>Patella</i> sp.		X			
<i>Cidaris</i> sp.		X			
<i>Haliotis tuberculata</i>			X		
<i>Fissurella nubecua</i>			X		*
<i>Patella gomesi</i>			X		
<i>Patella longicosta</i>			X		
<i>Patella</i> sp. (dos tipos)			X		
<i>Gibbula</i> (<i>Trochus clivaricata</i>) (sic)			X		
<i>Monodonta tamsi</i>			X		
<i>Littorina neritoides</i>			X		*
<i>Cerithium vulgatum</i>			X		
<i>Cymatium costatum</i>			X		*
<i>Cymatium cutaceum</i>			X		
<i>Cymatium nodifer</i>			X		
<i>Cassis undulata</i>			X		
<i>Cypraea spurca</i>			X		
<i>Ranella</i> sp.			X		

TABLA 2

ARUCAS	Benítez 1912 (Lyell) Punto E +55.5 m	Klug 1968	Hernández - Pacheco 1969	Meco et alii 2002	Lecointre et alii 1967
<i>Paracentrotus lividus</i>			X		
<i>Lima squamosa</i>	*		X		
<i>Purpura (Thais) nodosa</i>			X		*
<i>Purpura haemastoma</i>	*		X		*
<i>Nucella plessisi</i>				X	
<i>Caecum crassum</i>				X	
<i>Saccostrea cucullata</i>				X	
<i>Emarginula huzardi</i>				X	
<i>Astrea rugosa</i>				X	
<i>Littorina striata</i>				X	
<i>Petalocochus subcancellatus</i>				X	
<i>Bivonia triquetra</i>				X	
<i>Bittium reticulatum</i>				X	*
<i>Cerithium rupestre</i>				X	
<i>Bursa scrobiculata</i>				X	
<i>Nucella lapillus</i>				X	
<i>Chauvetia minima</i>				X	
<i>Amyclina pfeifferi</i>				X	
<i>Latirus armatus</i>				X	
<i>Bela nebula</i>				X	
PIEDRA ALTA					
<i>Fissurella nubecua</i> (sic)			*		X
<i>Emarginula fisura</i>					X
<i>Petella</i> sp.					X
<i>Calliostoma dubius</i>					X
<i>Calliostoma exasperatum</i>					X
<i>Turbo rugosus</i>	*				X
<i>Littorina angulifera</i>					X
<i>Littorina neritoides</i>			*		X
<i>Alvania cancellata</i>					X
<i>Turritella communis</i>	*				X
<i>Turritella bicingulata</i>					X
<i>Protoma knockeri</i>					X

TABLA 2

PIEDRA ALTA	Benítez 1912 (Lyell) Punto E +55.5 m	Klug 1968	Hernández - Pacheco 1969	Meco et alii 2002	Lecointre et alii 1967
<i>Architectonica</i> cf. <i>granulosa</i>					X
<i>Vermetus</i> cf. <i>intortus</i>					X
<i>Bittium reticulatum</i>				*	X
<i>Amaltea antiquata</i>					X
<i>Natica</i> cf. <i>flammulata</i>					X
<i>Natica</i> cf. <i>lactea</i>					X
<i>Natica</i> sp.					X
<i>Trivia</i> cf. <i>candidula</i>	*				X
<i>Cypraea stercoraria</i>					X
<i>Cymatium costatum</i>			*		X
<i>Bursa pustulosa</i>					X
<i>Purpura</i> (<i>Thais</i>) <i>haemastoma</i>	*		*		X
<i>Purpura</i> (<i>Thais</i>) cf. <i>nodosa</i>			*		X
<i>Ocenebra edwardsi</i> var. <i>beatica</i>					X
<i>Columbella rustica</i>		*			X
<i>Columbella scripta</i> (?)					X
<i>Columbella</i> cf. <i>gervillei</i>					X
<i>Pisania orbigny</i>					X
<i>Cantharus assimilis</i>					X
<i>Mitra hamillei</i>					X
<i>Mitra fusca</i>	*				X
<i>Nassarius reticulatus</i>					X
<i>Nassarius argentea</i>					X
<i>Nassarius migra</i>					X
<i>Nassarius trifasciata</i>					X
<i>Marginella</i> cf. <i>oryza</i>					X
<i>Marginella deliciosa</i>					X
<i>Clathurella purpurae</i>					X
<i>Conus mediterraneus</i>	*				X
<i>Conus</i> cf. <i>testudinarius</i>					X
<i>Siphonaria grisea</i>					X
<i>Gadinia afra</i>					X
<i>Arca afra</i>					X
<i>Arca lactea</i>					X
<i>Arca gambiensis</i>					X

Tabla 3 - Fauna de los depósitos de tsunami de Piedra Alta en Lanzarote.

De Piedra Alta, Lecointre et alii (1967) publican una lista de 51 especies de moluscos marinos además de 4 especies indeterminadas, una dudosa y 9 conferidas, y un braquiópodo. Meco (1977) menciona sólo 5 especies que han sido posteriormente reencontradas y una indeterminada. Ni las indeterminadas, ni la dudosa, ni las conferidas, se han tomado en cuenta para este estudio, excepto 3 conferidas que han sido reencontradas y, por lo tanto, confirmadas. Las especies citadas por otros autores y no reencontradas no han sido incluidas. En la tabla hay 2 especies de antozoos (corales), 2 especies de briozoos ectoproctos, una especie de braquiópodo (reencontrado), 66 especies de moluscos (19 reencontradas), un crustáceo y un equinodermo. La lista es lo suficiente extensa (73 especies marinas), para constituir una muestra representativa que permite obtener conclusiones válidas. Lecointre et alii (1967) encontraron 55 especies y sólo 20 de ellas han sido reencontradas, por lo tanto 35 especies no han sido consideradas porque no han sido revisadas. En todo caso, las especies utilizadas para el estudio constituyen el 67 % del total.

Para obtener conclusiones paleoclimáticas las especies marinas de Piedra Alta se dividen en tres grupos. El primer grupo (E, grupo europeo) contiene las especies que en la actualidad viven en las Canarias y al norte de ellas. El segundo grupo (A, grupo africano) incluye las especies que en la actualidad viven en las Canarias y al sur de ellas. La confluencia de ambos grupos indica un clima similar al actual para Canarias. Sin embargo, un tercer grupo consta de unas pocas especies que nunca han sido encontradas en las Canarias y que viven al sur de Mauritania, en Senegal y en el Golfo de Guinea (S, grupo senegalés). Para revelar su origen violento y repentino se ha examinado su procedencia batimétrica, el tipo de sustrato y el estado de conservación.

TABLA 3

	BIOGEOGRAFÍA			BATIMETRÍA				SUBSTRATO		ESTADO		
	E	A	S	s	m	i	c	b	a	r	W	F
COELENTERATA												
<i>Dendrophyllia cornigera</i> (Lamarck 1818)	X	X					X			X		X
<i>Madracis pharensis</i> (Heller 1868)	X	X					X			X		X
ECTOPROCTA												
<i>Rosseliana rosseli</i> (Audouin 1826)	X	X					X					X
<i>Smittina cervicornis</i> (Pallas 1766)						X	X		X			X
BRACHIOPODA												
<i>Lacazella mediterranea</i> (Risso 1826)	X	X				X	X			X	X	
MOLLUSCA												
<i>Diodora gibberula</i> (Lamarck 1822)	X	X				X				X	X	X
<i>Patella intermedia</i> (Jeffreys 1868)	X	X			X					X		X
<i>Callumbonella suturale</i> (Philippi 1836)	X	X					X	X		X		X
<i>Astraea rugosa</i> (Linné 1766)	X					X	X			X	X	X
<i>Littorina neritoides</i> (Linné 1758)	X	X		X	X					X	X	
<i>Littorina striata</i> King & Broderip 1832	X			X								X
<i>Turritella communis</i> Risso 1826	X					X	X		X			X
<i>Turritella triplicata</i> (Brocchi 1814)	X	X				X	X	X	X			X
<i>Turritella ligar</i> Deshayes 1843			X			X			X			X
<i>Petalocochus subcancellatus</i> (Bivona 1832)	X					X				X		
<i>Theridium rupestre</i> (Risso 1826)	X					X				X	X	X
<i>Cerithium litteratum</i> Born 1778			X			X			X		X	X

TABLA 3

	BIOGEOGRAFÍA			BATIMETRÍA					SUBSTRATO		ESTADO	
	E	A	S	s	m	i	c	b	a	r	W	F
<i>Erato prayensis</i> Rochebrune 1881		X									X	
<i>Trivia candidula</i> Gaskoin 1835	X	X									X	
<i>Schilderia achatidea</i> (Gray in Sowerby 1837)	X	X				X	X				X	X
<i>Pyraudeautia intricata</i> (Donovan 1803)	X					X			X	X	X	
<i>Cymatium cutaceum</i> (Linné 1766)	X					X					X	X
<i>Charonia nodifera</i> (Lamarck 1822)	X	X				X			X			X
<i>Bursa nodulosa</i> Segre 1954	X					X	X				X	
<i>Bursa jabik</i> Fischer-Piette 1942			X			X	X	X			X	X
<i>Bursa tenuisculpta</i> Dautzenberg & Fischer 1906	X						X	X			X	X
<i>Gyrineum marginatum</i> (Gmelin 1788)	X	X				X						X
<i>Purpurellus gambiensis</i> (Reeve 1845)			X			X						X
<i>Muricopsis inermis</i> (Philippi 1836)	X					X				X	X	
<i>Thais haemastoma</i> (Linné 1766)	X	X			X	X				X		
<i>Thais coronata</i> (Lamarck 1822)			X		X						X	X
<i>Ocinebrina edwardsi</i> (Payraudeau 1826)	X					X				X	X	
<i>Columbella rustica</i> (Linné 1758)	X	X			X	X				X	X	X
<i>Sphaeronassa mutablis</i> (Linné 1758)	X	X				X			X		X	
<i>Hinia reticulata</i> (Linné 1758)	X				X	X			X		X	X
<i>Hinia incrassata</i> (Müller 1776)	X					X	X			X	X	

TABLA 3

	BIOGEOGRAFÍA			BATIMETRÍA					SUBSTRATO		ESTADO	
	E	A	S	s	m	i	c	b	a	r	W	F
<i>Latirus armatus</i> A. Adams 1854		X				X					X	
<i>Mitra cornicula</i> (Linné 1766)	X	X			X	X			X		X	
<i>Gibberula miliaria</i> (Linné 1766)	X	X			X	X			X		X	
<i>Hyalina secalina</i> (Philippi 1844)	X					X			X		X	X
<i>Conus pulcher</i> Lightfoot 1786		X				X					X	
<i>Conus mediterraneus</i> Bruguière 1789	X	X				X				X	X	
<i>Conus vayssierei</i> Pallary 1906	X					X	X				X	
<i>Drillia nicklesi</i> Knudsen 1952			X								X	
<i>Ringicula buccinea</i> (Brocchi 1814)	X										X	
<i>Gadinia garnoti</i> (Payraudeau 1826)	X	X			X					X	X	
<i>Dentalium vulgare</i> Da Costa 1778	X	X				X			X		X	
<i>Arca noae</i> Linné 1758	X	X				X	X			X		X
<i>Barbatia barbata</i> (Linné 1758)	X	X				X				X	X	X
<i>Barbatia pulchella</i> (Reeve 1849)	X					X	X	X		X	X	
<i>Barbatia plicata</i> (Chemnitz 1870)	X	X				X				X	X	
<i>Glycymeris glycymeris</i> (Linné 1758)	X					X	X		X		X	X
<i>Mytilaster minimus</i> (Poli 1795)	X					X				X	X	
<i>Perna perna</i> (Linné 1758)		X			X					X		
<i>Pecten jacobaeus</i> (Linné 1758)	X	X				X	X		X			X

TABLA 3

	BIOGEOGRAFÍA			BATIMETRÍA					SUBSTRATO		ESTADO	
	E	A	S	s	m	i	c	b	a	r	W	F
<i>Spondylus gaederopus</i> Linné 1758	X	X				X				X		X
<i>Lima lima</i> (Linné 1758)	X	X				X	X			X		X
<i>Anomia ephippium</i> Linné 1758	X	X				X	X			X	X	X
<i>Saccostrea cucullata</i> (Born 1780)						X				X	X	X
<i>Cardita calyculata</i> (Linné 1758)	X				X	X	X	X		X	X	X
<i>Lucinoma boreale</i> (Linné 1758)	X	X			X	X	X	X	X		X	
<i>Chama gryphoides</i> (Linné 1758)	X	X			X	X	X			X	X	
<i>Chama gryphina</i> Lamarck 1819	X	X			X	X				X	X	
<i>Plagiocardium papillosum</i> (Poli 1791)	X	X				X	X	X	X		X	X
<i>Gouldia minima</i> (Montagu 1803)	X	X				X	X	X	X		X	
<i>Callista chione</i> (Linné 1758)	X					X	X		X		X	X
<i>Venus casina</i> Linné 1758	X	X				X	X		X		X	
<i>Clausinella fasciata</i> (Da Costa 1778)	X					X	X		X			X
<i>Chamelea gallina</i> (Linné 1758)	X					X	X		X			X
<i>Venerupis rhomboides</i> (Pennant 1777)	X					X	X		X		X	
<i>Lutraria magna</i> (Da Costa 1778)	X	X				X			X			X
ARTHROPODA												
<i>Megabalanus azoricus</i> (Pilsbry 1916)		X				X	X					X
ECHINODERMATA												
<i>Sphaerechinus granularis</i> (Lamarck 1816)	X	X				X	X		X			X

Biogeografía: (E) fauna europea desde Canarias y Marruecos hasta Noruega (A) fauna africana desde Canarias hasta Angola (S) fauna senegalesa. **Batimetría:** (s) supralitoral; (m) mesolitoral; (i) infralitoral; (c) circalitoral; (b) batial. **Substrato:** (a) arenas y barro; (r) rocas. **Estado:** (W) entero; (F) fragmentos.

Tabla 4 - Fauna publicada como procedente de los depósitos marinos pleistocenos de Las Palmas de Gran Canaria.

La nomenclatura de las especies está tal cual aparece en cada publicación. Cuando coincide el nombre específico en diferente listado se señala con un asterisco. Se respeta así la decisión taxonómica de cada autor sin entrar en el estudio de las sinonimias ni en revisiones especulativas por carencia de la base real de los ejemplares. Además, Meco (1975, láminas I, II y III) fotografía el *Strombus bubonius* de la colección del Museo Canario estudiado por Lecointre, los *Strombus bubonius* de la colección Lyell y da a conocer la existencia de la colección Birley. Ambas proceden de Santa Catalina (Las Palmas) y están en el British Museum of Natural History desde 1856 y 1907 respectivamente. Finalmente, hay una cita de *Pecten amphicyrtus* (Fischer 1935).

TABLA 4

LAS PALMAS	Lyell 1865	Rothpletz & Simonelli 1890	Martel Sangil 1952	Lecointre et alii 1967
<i>Strombus bubonius</i>	X			*
<i>Cerithium procerum</i>	X			
<i>Pecten Jacobaeus</i>	X			*
<i>Pecten polymorphus</i>	X			
<i>Cardita squamosa</i>	X			
<i>Toxopneustes</i>		X		
<i>Mytilicardia calyculata</i>		X		*
<i>Venus verrucosa</i>		X		*
<i>Patella Loweii</i>		X		*
<i>Patella guttata</i>		X		
<i>Fissurella gibba</i>		X		
<i>Phasianella pulla</i>		X		
<i>Trochus turbinatus</i>		X		*
<i>Monodonta Richardii</i>		X		
<i>Vermetus glomeratus</i>		X		
<i>Vermetus subcancellatus</i>		X		*
<i>Littorina affinis</i>		X		
<i>Cyclostoma canariense</i>		X		
<i>Cerithium lacteum</i>		X		
<i>Columbella rustica</i>		X		*
<i>Purpura (Polytropha) lapillus</i>		X		
<i>Purpura (Stramonita) haemastoma</i>		X		*
<i>Marginella miliacea</i>		X		*
<i>Mitra zebrina</i>		X		*
<i>Marinula Firminii</i>		X		
<i>Helix (Hemicycla) malleata</i>		X		
<i>Patella crenata</i>			X	
<i>Patella Loweii</i>			X	*
<i>Monodonta berthelotti</i>			X	*
<i>Monodonta fragaroides</i>			X	
<i>Turritella maridillani</i>			X	
<i>Turritella aff. turris</i>			X	
<i>Cerithium calabrum</i>			X	
<i>Cerithium vulgatum</i>			X	
<i>Cerithium multigranulatum</i>			X	
<i>Cerithium pygmaeum</i>			X	
<i>Cerithium varicosum</i>			X	
<i>Vermetus intortus</i>			X	
<i>Vermetus melendezi</i>			X	

TABLA 4

LAS PALMAS	Lyell 1865	Rothpletz & Simonelli 1890	Martel Sangil 1952	Lecoindre et alii 1967
<i>Vermetus glomeratus</i>			X	
<i>Chenopus pes-pellicani</i>			X	
<i>Trivia candidula</i>			X	
<i>Cassis crumena</i>			X	
<i>Strombus coronatus</i>			X	
<i>Triton borsoni</i>			X	
<i>Triton chlorostomum</i>			X	
<i>Buccinum polygonum</i>			X	
<i>Haliotis tuberculata</i>				X-AI
<i>Diodora gibberula</i>				X-AI
<i>Fisurella cf. mus</i>				X-Cf
<i>Patella caerulea</i>				X-AI
<i>Patella caerulea aspera</i>				X-Cf
<i>Patella caerulea mabiliei</i>				X-MC
<i>Patella gomesi</i>				X-MC
<i>Patella granularis</i>				X-Cf
<i>Patella longicosta</i>				X-MC, Cf
<i>Patella lowei</i>		*	*	X-MC, AI
<i>Patella cf. lugubris</i>				X-MC
<i>Patella oculus</i>				X-Cf
<i>Patella safiana</i>				X-Cf
<i>Gibbula cf. pennanti</i>				X-AI
<i>Gibbula umbilicalis</i>				X-Cf
<i>Monodonta sagittifera</i>				X-MC
<i>Monodonta tamsi</i>				X-Cf
<i>Monodonta turbinata</i>		*		X-Cf
<i>Clanculus bertheloti</i>			*	X-AI
<i>Turbo rugosus</i>				X-MC, Cf
<i>Smaragdia viridis</i>				X-AI
<i>Littorina cingulifera</i>				X-AI
<i>Calliostoma exasperatum</i>				X-AI
<i>Calliostoma sp.</i>				X-AI
<i>Hydrobia sp.</i>				X-AI
<i>Alvania (Acinopsis) sp.</i>				X-AI
<i>Rissoa sp.</i>				X-AI
<i>Barleeia sp.</i>				X-AI
<i>Mesalia mesal</i>				X-MC
<i>Turritella meta</i>				X-MC
<i>Turritella bicingulata</i>				X-MC

TABLA 4

LAS PALMAS	Lyell 1865	Rothpletz & Simonelli 1890	Martel Sangil 1952	Lecointre et alii 1967
<i>Vermetus subcancellatus</i>		*		X-Cf
<i>Vermetus adansoni</i>				X-AI
<i>Vermetus polyphyragama</i>				X-Cf
<i>Caecum</i> sp.				X-AI
<i>Bittium lacteum</i>				X-AI
<i>Bittium reticulatum</i>				X-Cf
<i>Bittium</i> sp.				X-AI
<i>Cerithium (Vulgocerithium)</i> sp.				X-AI
<i>Cerithiopsis</i> sp.				X-AI
<i>Triphora perversa</i>				X-AI
<i>Cymatium corrugatum</i>				X-MC
<i>Strombus bubonius</i>	*			X-MC, AI, Cf
<i>Turbonilla (Apicularia)</i> sp.				X-AI
<i>Cymatium cutaceum</i>				X-Cf
<i>Cymatium nodiferum</i>				X-MC
<i>Polinices lacteus</i>				X-AI
<i>Natica catena</i>				X-AI
<i>Cypraea cf. lurida</i>				X-MC
<i>Cypraea spurca</i>				X-AI
<i>Charonia nodifera</i>				X-MC
<i>Bursa cf. scrobiculata</i>				X-Cf
<i>Murex hoplites</i>				X-MC
<i>Murex tumulosus</i>				X-MC
<i>Purpura (Thais) haemastoma</i>		*		X-MC, Cf, AI
<i>Purpura (Acanthina) crassilabrum</i>				X-Cf
<i>Columbella rustica</i>		*		X-MC, Cf, AI
<i>Cantharus assimilis</i>				X-MC
<i>Cantharus viverratus</i>				X-MC
<i>Bullia miran</i>				X-AI
<i>Nassarius tritoniformis</i>				X-MC
<i>Nassarius maderensis</i>				X-AI
<i>Mitra zerbina</i>		*		X-Cf, AI
<i>Marginella glabella</i>				X-MC, AI
<i>Marginella miliacea</i>		*		X-MC, Cf
<i>Marginella cf. amygdala</i>				X-AI
<i>Colus jeffreysianus</i>				X-MC
<i>Conus mediterraneus</i>				X-MC
<i>Cylichna truncata</i>				X-MC
<i>Folinia (Manzonia)</i> sp.				X-AI

TABLA 4

LAS PALMAS	Lyell 1865	Rothpletz & Simonelli 1890	Martel Sangil 1952	Lecointre et alii 1967
<i>Arca barbata</i>				X-MC
<i>Barbatia sp.</i>				X-AI
<i>Arca diluvii</i>				X-MC
<i>Glycymeris bimaculatus</i>				X-MC
<i>Brachydontes sp.</i>				X-AI
<i>Chlamys corallinoides</i>				X-MC
<i>Chlamys flexuosa</i>				X-MC
<i>Pecten jacobaeus</i>	*			X-MC
<i>Jagonia eburnea</i>				X-MC
<i>Chama gryphina</i>				X-Cf
<i>Chama sp.</i>				X-AI
<i>Cardium papillosum</i>				X-MC
<i>Cardium tuberculatum</i>				X-MC
<i>Cardium sp.</i>				X-AI
<i>Meretrix tumens</i>				X-MC
<i>Venus casina</i>				X-MC
<i>Venus multilamella</i>				X-MC
<i>Venus verrucosus</i>		*		X-MC, AI, Cf
<i>Eastonia rugosa</i>				X-MC
<i>Donax sp.</i>				X-AI
<i>Cardita calyculata</i>		*		X-Cf, AI

MC = Colección del Museo Canario cuyas etiquetas atribuyen a Ripocha y a la localidad de Santa Catalina. **AI** = Colección de Richards durante la construcción de los vestuarios de la Playa de las Alcaravaneras (no más de 3 m sobre el nivel actual del mar). **Cf** = Colección de Lecointre y de Richards en el Confital. Localidad que en Lecointre (1966) figura como Santa Catalina, mientras que las colecciones de Lyell (1865) y Rothpletz y Simonelli (1890) procedentes de Santa Catalina figuran como Isleta.

Tabla 5 - Recientes obras en la ciudad de Las Palmas de Gran Canaria dejaron a la vista los depósitos marinos Pleistocenos enterrados por la urbe. De modo que en en la construcción de la autovía desde las alcaravaneras a los túneles de Luengo, en 1995 y en la de los aparcamientos de la zona hospitalaria de San Cristóbal, en 2003, se pudo estudiar la fauna que contenían. Las especies senegalesas permiten atribuirlos al último interglacial. Una cuarta parte de ellas, las más características por su origen senegalés, han aparecido también en yacimientos de Fuerteventura (Las Playitas) y Lanzarote (Matagorda) de la misma época.

TABLA 5

LAS PALMAS	Meco et alii (2002) Autovía Alcaravaneras -Santa Catalina (Túneles Luengo)	Aparcamiento Hospitales. Castillo San Cristóbal
RHODOPHYCEAE (algas rojas Melobesias)		
<i>Phymatolithon calcareum</i> (Pallas) Adey & McKibbin (1970)	M	M
COELENTERATA ANTHOZOA		
* <i>Siderastraea radians</i> (Pallas 1766)		R
MOLLUSCA GASTROPODA		
<i>Haliotis tuberculata</i> Linné 1758 Coexistencia de la forma <i>lamellosa</i> mediterránea, con muchos pliegues, y de la <i>tuberculata</i> atlántica con cóstulas concéntricas.	F	A
<i>Diodora gibberula</i> (Lamarck 1822)	F	F
<i>Patella ferruginea</i> Gmelin 1788 Grupo de especies (criterio paleontológico) Las patelas fósiles de Las Palmas constituyen un grupo muy polimorfo con formas de transición: forma <i>ferruginea</i> (modelo: Cuerda, 1975, lám. 2 fig 4) forma <i>longicosta</i> (modelo: Cuerda, 1975, lám. 2, fig. 1 y 2) forma <i>rouxi</i> (modelo: Cuerda, 1975, lám. 5, fig. 3) forma <i>stellata</i> (modelo: Cuerda, 1987, lám. 13, fig 2) forma <i>gomesi</i> (modelo: Lecointre, 1966, lám. 1, fig 5) forma <i>lusitanica</i> (modelo: Cuerda, lám. XII, figs 21 y 22)	M	M
<i>Calliostoma dubium</i> (Philippi 1844)	R	
<i>Gibbula magus</i> (Linné 1758)	R	
<i>Gibbula umbilicalis</i> (Da Costa 1778)	A	
<i>Gibbula richardi</i> (Payraudeau 1826)		R
<i>Gibbula varia</i> (Linné 1767)		A
<i>Monodonta turbinata</i> (Born 1780)	F	A
<i>Monodonta lineata</i> (Da Costa 1778)	E	
<i>Clanculus bertheloti</i> (d'Orbigny 1840)	E	
<i>Astraea rugosa</i> (Linné 1766)	M	F
<i>Tricolia pulla</i> (Linné 1766)	E	
<i>Littorina neritoides</i> (Linné 1758)		R

TABLA 5

LAS PALMAS	Meco et alii (2002) Autovía Alcaravaneras -Santa Catalina (Túneles Luengo)	Aparcamiento Hospitales. Castillo San Cristóbal
<i>Littorina striata</i> King 1831	E	F
<i>Hydrobia ulvae</i> (Pennant 1777)		F
<i>Petalocochus subcancellatus</i> (Bivona 1832)	E	
* <i>Bivonia semisurrecta</i> (Bivona 1832)	R	
<i>Spiroglyphus glomeratus</i> Bivona 1932		R
<i>Lemintina arenaria</i> (Linné 1767)		A
* <i>Planaxis herrmannseni</i> Dunker 1853	R	R
<i>Bittium reticulatum</i> (Da Costa 1778)	R	A
<i>Cerithium rupestre</i> Risso 1826		R
* <i>Kleinella gruveli</i> (Dautzenberg 1910)	R	
* <i>Cheilea equestris</i> (Linné 1758)	E	F
* <i>Strombus bubonius</i> Lamarck 1822	E	
<i>Pusula candidula</i> (Gaskoin 1835)	R	R
<i>Luria lurida</i> (Linné 1758)	E	E
<i>Ravitriona spurca</i> (Linné 1758)		F
* <i>Zonaria zonata</i> (Chemnitz 1788)	R	
<i>Polinices lacteus</i> (Guilding 1831)	E	F
<i>Natica vittata</i> (Gmelin 1788)	F	R
<i>Semicassis undulata</i> (Gmelin 1788)	E	E
<i>Cymatium costatum</i> (Born 1780)		R
<i>Cymatium cutaceum</i> (Linné 1766)	E	
* <i>Cymatium trigonum</i> (Gmelin 1788)	R	
<i>Charonia nodifera</i> (Lamarck 1822)	E	R
<i>Bursa scrobiculata</i> (Linné 1758)	E	F
<i>Tonna galea</i> (Linné 1758)		E
* <i>Murex saxatilis</i> Linné 1758	R	
<i>Trunculariopsis trunculus</i> (Linné 1758)		R
<i>Thais haemastoma</i> (Linné 1766).	F	A
Formas globulosas (Cuerda, 1987, lám. 25, fig. 2 a 6, 8 y 9).		
<i>Nucella plessisi</i> (Lecointre 1952 in Brébion 1979) pro parte	E	A
<i>Coralliophila meyendorffi</i> (Calcara 1845)	R	A
<i>Mitrella rac</i> (Dautzenberg 1891)	R	R
<i>Pyrene cribraria</i> (Lamarck 1822)	E	
<i>Columbella rustica</i> (Linné 1758)	F	A
<i>Buccinum corneum</i> (Linné 1758)	R	
<i>Pisania d'orbigny</i> (Payraudeau 1826)	E	
<i>Cantharus viverratus</i> (Kiener 1834)	E	F

TABLA 5

LAS PALMAS	Meco et alii (2002) Autovía Alcaravaneras -Santa Catalina (Túneles Luengo)	Aparcamiento Hospitales. Castillo San Cristóbal
<i>Amyclina corniculum</i> (Olivi 1792)	F	R
<i>Amyclina pfeifferi</i> (Philippi 1844)	F	R
<i>Hinia ferussaci</i> (Payraudeau 1826)	F	
<i>Hinia denticulata</i> (A. Adams 1851)	R	
<i>Latirus armatus</i> A. Adams 1854	R	R
* <i>Mitra nigra</i> Gmelin 1788 Swainson 1831 forma fusca, mediterránea y atlántica, de tamaño corto y forma pigra, de Cabo Verde y Gabón, alargada. (Cernohorsky , 1976, lám. 323 B, fig 2).	E	F
<i>Mitra cornicula</i> (Linné 1767)		F
<i>Mitra ebenus</i> Lamarck 1811	R	
<i>Mitra zebrina</i> d'Orbigny 1840	A	E
* <i>Harpa rosea</i> Lamarck 1816	R	
<i>Gibberula miliaria</i> (Linné 1767)	R	
<i>Hyalina deliciosa</i> (Bavay 1912)	R	
<i>Marginella glabella</i> (Linné 1758)	F	
* <i>Clavatula sacerdos</i> (Reeve 1845)	E	
<i>Conus papilionaceus</i> Bruguière 1792	E	F
* <i>Conus testudinarius</i> Martini 1773	R	
<i>Conus mediterraneus</i> Bruguière 1789	R	E
PELECYPODA		
<i>Arca noae</i> Linné 1758	R	
<i>Barbatia barbata</i> (Linné 1758)	R	
* <i>Barbatia plicata</i> (Chemnitz 1870)		R
<i>Striarca lactea</i> (Linné 1766)	R	R
<i>Glycymeris pilosa</i> (Linné 1766)	E	
* <i>Brachyodontes puniceus</i> (Gmelin 1788)	F	F
<i>Mytilus galloprovincialis</i> Lamarck 1819		R
<i>Pinna rudis</i> (Linné 1758)		R
<i>Chlamys flexuosa</i> (Poli 1795)	R	
<i>Lyropecten corallinoides</i> (D'Orbigny 1840)	F	F
<i>Pecten jacobaeus</i> (Linné 1758)	R	
<i>Spondylus gaederopus</i> Linné 1766	R	R
<i>Lima lima</i> (Linné 1758)	R	
<i>Anomia ephippium</i> (Linné 1766)	F	R
<i>Lopha stentina</i> (Payraudeau 1826)	R	
* <i>Hytissa hyotis</i> (Linné 1758)	F	

TABLA 5

LAS PALMAS	Meco et alii (2002) Autovía Alcaravaneras -Santa Catalina (Túneles Luengo)	Aparcamiento Hospitales. Castillo San Cristóbal
* <i>Cardita senegalensis</i> Reeve 1843 forma <i>calyculata</i> y forma <i>senegalensis</i>	F	A
<i>Codokia eburnea</i> (Gmelin 1788)	A	F
* <i>Chama crenulata</i> Lamarck 1819	F	
<i>Chama gryphoides</i> Linné 1758		E
<i>Papillicardium papillosum</i> (Poli 1791)	R	R
<i>Venus verrucosa</i> Linné 1758	F	E
<i>Irus irus</i> (Linné 1758)	R	R
CEPHALOPODA		
<i>Spirula peronii</i> Lamarck 1822		R
ECHINODERMATA ECHINOIDEA		
<i>Paracentrotus lividus</i> Lamarck 1816		E
<i>Arbacia lixula</i> (Linné 1758)		R

R: Rara o menos de cinco ejemplares

E: Escasa, entre 5 y 20 ejemplares

F: Frecuente, entre 20 y 100 ejemplares

A: Abundante, entre 100 y 500 ejemplares

M: Muy abundante, más de 500 ejemplares.

(*) Especies exclusivamente senegalesas (20%) en sentido amplio, es decir, que no habitan en Canarias en la actualidad y pueden incluir en su biogeografía el Caribe u otros de mares cálidos.

Tabla 6 - La fauna senegalesa litoral, migratoria y característica (*Strombus bubonius*, *Harpa rosea* y *Siderastraea radians*) durante el MIS 5.5 requiere temperaturas superficiales del agua del mar que estén entre los límites de las del Senegal, al sur de Dakar (mínimo) y las de Malabo (máximo) en Golfo de Guinea. La existencia de estas especies en las islas Canarias durante el último interglacial requirió un calentamiento de unos 5°C al menos durante 5 meses del año entorno al verano.

TABLA 6

	SENEGAL		ISLAS CABO VERDE			GUINEA ECUATORIAL	ISLAS CANARIAS (en las localidades con fósiles)		
	Gorée (1)	Thiaroye (2)	Sta. Iuzia (3)	S. Tiago (3)	Boa Vista (3)	Malabo (aeropuerto) (4)	Gran Canaria (Las Palmas) (3)	Fuerteventura (Matas Blancas) (3)	Lanzarote (Matagorda) (3)
Enero	18.5	18.0	22.5	23.5	21.5	29.6	20.0	19.5	19.5
Febrero	17.5	17.0	24.5	23.5	23.0	30.4	19.5	20.5	19.0
Marzo	17.0	17.0	21.5	21.5	21.5	30.3	19.0	18.5	18.0
Abril	19.0	19.0	21.5	23.5	23.5	30.2	19.0	19.0	17.0
Mayo	20.0	20.0	20.0	22.5	21.5	29.2	20.0	20.5	19.5
Junio	23.5	23.5	21.5	23.5	21.5	28.5	22.0	22.0	21.5
Julio	27.0	27.0	21.5	23.5	23.0	26.6	23.0	23.0	22.5
Agosto	28.0	28.0	24.5	25.5	24.5	26.7	22.5	23.0	22.0
Septiembre	28.5	28.0	26.0	26.5	26.5	27.0	22.5	23.0	23.0
Octubre	28.5	28.0	26.0	26.5	26.0	28.1	23.0	22.5	22.5
Noviembre	20.5	20.0	26.5	26.0	26.0	29.0	23.0	23.0	22.0
Diciembre	20.0	19.5	22.5	23.5	23.0	29.4	21.5	20.0	20.5
Media anual	22.3	22.1	23.2	24.1	23.4	28.7	21.2	21.2	20.5
Nº meses por encima de 22.1°C	5	5	7	11	8	12	5	5	3
Nº meses por debajo de 20.9°C	7	7	1	0	0	0	5	6	6
Nº meses por encima de 23.0	5	5	5	10	5	12	0	0	0
Media anual regional	22,2		23,5				20,9		

1) Cuatro medidas por mes (1993). Station maritime, Rufisk, Senegal

2) Unas veinte medidas mensuales (1993). Station maritime, Rufisk, Senegal

3) Una imagen al mes NOAA/AVHRR imagen de satélite (1997).

4) Varias medidas mensuales (1960)