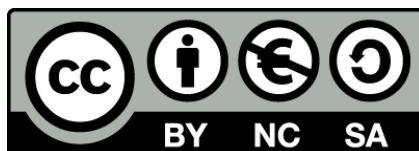




UNIVERSITAT DE
BARCELONA

El volcán Tagoro y el banco de Concepción: Estadios juvenil y maduro de la evolución geomorfológica de montes submarinos en aguas canarias

Jesús Rivera Martínez



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- NoComercial – CompartirIgual 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial – CompartirIgual 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 4.0. Spain License.**

**EL VOLCÁN TAGORO Y EL BANCO DE CONCEPCIÓN:
ESTADÍOS JUVENIL Y MADURO DE LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA
DE MONTES SUBMARINOS EN AGUAS CANARIAS**

Jesús Rivera Martínez

Junio 2017



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Memoria de Tesis Doctoral

Dirigida por el Dr. Miquel Canals Artigas y el Dr. Juan Acosta Yepes

Tutor de la tesis: Dr. Miquel Canals Artigas

Programa de Doctorat de Ciències del Mar, Universitat de Barcelona

Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà

Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona



A mi familia



Pintadera canaria.
Pieza arqueológica 3049 de la colección de El Museo Canario.
Muchos de estos objetos prehispánicos evocan típicas morfologías volcánicas.

*Atlants, ai de vosaltres! mes ai de vostre imperi
que, com lo sol, davalla de son migdia al mar!
Això que els cels nos diuen amb llengües de misteri,
malalta en sos desvaris la terra ho diu ben clar.*

*Atlantes, ay de vosotros! y ay de vuestro imperio
que, como el sol, desciende de su mediodía a la mar!
Eso que los cielos nos dicen en lenguas de misterio,
enferma en sus desvarios la tierra lo dice bien claro.*

L'Atlàntida (Canto tercero)
J. Verdaguer, 1877

Portada: Pintura nº 58 de César Manrique, 1960
Técnica mixta sobre lienzo
Colección de la Fundación César Manrique

Agradecimientos

La adquisición de datos para estudios oceanográficos es particularmente costosa y no sólo en el aspecto económico. Las campañas oceanográficas requieren de la participación de muchas personas: científicos, tripulación, personal de mantenimiento, personal administrativo, y un largo etcétera, que sólo comenzar a enumerar da idea de lo difícil que resultaría agradecer justamente la ayuda recibida.

Comenzaré entonces por agradecer la participación de todas las personas implicadas en la adquisición de los datos que me han servido para llevar a cabo esta tesis, tanto las que trabajaron desde tierra como las que lo hicieron en el mar. Agradezco a las tripulaciones de los barcos su imprescindible trabajo que admiro sinceramente.

En mi labor profesional estoy en deuda con el grupo de Geología Marina, liderado por Carlos Palomo Pedraza, que me acogió en mi iniciación laboral y que han sido auténticos pioneros y un referente en este campo. Estoy especialmente agradecido al Dr. Juan Acosta por su insistencia en que yo afrontara, y terminara al fin, este trabajo del que es director. A día de hoy está "técnicamente" jubilado y por lo tanto puedo decir sin ser pelota que de él he aprendido la profesión. Sobre todo en su dimensión científica y ética.

También he tenido la suerte de contar con el apoyo del grupo de Geociencias Marinas de la Universitat de Barcelona. El Dr. Miquel Canals, director y tutor de esta tesis, ha reunido un equipo puntero, reconocido internacionalmente, con el que es un orgullo y un placer trabajar. Con ellos he aprendido mucho, he trabajado bastante y lo he pasado *molt be*. Además de buenos profesionales, son buenos amigos.

Mi vocación, en la que se apoya esta tesis, y la ayuda recibida desde lo más próximo, se la debo a mi familia: Nuria, mis padres, hermanos, abuelos, tíos, primos, sobrinas y otros animales... Unos desde más cerca y otros desde la distancia me acompañan como montes submarinos. A algunos les he visto brotar y a otros sumergirse y desaparecer a la vista. Pero todos siguen siendo mi referencia en el paisaje.

ÍNDICE

Resumen	7
Resum	8
Abstract	9
Estructura de la tesis	10
CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN	15
1.1. El estudio de la forma	15
La geomorfología en el medio marino	16
1.2. Los montes submarinos	17
1.2.1. Evolución y desarrollo de los montes submarinos	17
1.2.2. Interacción de los montes submarinos con su entorno	21
Flujos hidrotermales	22
Corrientes oceánicas	23
Ondas internas	25
1.3. Objetivos	27
1.4. Zona de estudio	29
1.4.1. Marco geológico	29
Litosfera	30
Los edificios volcánicos de la CISP	32
El origen de la CISP	34
1.4.2. Marco oceanográfico	37
Agua de Superficie	39
Agua Central del Atlántico Norte	40
Agua Intermedia Antártica y Agua de Salida Mediterránea	41
Agua Profunda del Atlántico Norte	42
Agua de Fondo Antártica	42
1.5. Bibliografía	43

CAPÍTULO 2 MATERIAL Y MÉTODOS **51**

2.1. Métodos empleados	52
2.1.1. Muestreo bentónico	52
Draga de roca	52
Sacatestigos de caja	53
Observación in situ	55
2.1.2. Métodos acústicos para la cartografía del lecho marino	56
Sísmica de reflexión paramétrica	58
Ecosonda de multihaz	59
Sonar de barrido lateral	63
2.2. Datos	65
2.2.1. Origen de los datos	65
2.2.2. Tipo de datos	66
Modelo vectorial	66
Modelo ráster	66
2.2.3. Gestión de datos	67
Procesado	67
Compilación	68
Análisis	68
2. 3. Bibliografía	73

CAPÍTULO 3 RESULTADOS **77**

3.1. Construction of an oceanic island: Insights from the El Hierro (Canary Islands) 2011–2012 submarine volcanic eruption	77
3.1.1. Introduction.	77
The El Hierro 2011–2012 Eruption	78
3.1.2. Methods	78
3.1.3. The seafloor expression	80
3.1.4. Discussion and conclusions	82

3.1.5. Acknowledgments	83
3.1.6. References cited	84
3.2. Bathymetry of a new-born submarine volcano: El Hierro. Canary Islands	85
3.2.1. Introduction	85
3.2.2. Methods	87
Pre-eruptive stage surveys	88
Eruptive phase surveys	89
Quiescent period surveys	91
3.2.3. Conclusions	92
3.2.4. Software	92
3.2.5. Acknowledgements	92
3.2.6. References	93
3.3. Morphometry of Concepcion Bank: Evidence of geological and biological processes on a large volcanic seamount of the Canary Islands Seamount Province	95
3.3.1. Introduction	96
3.3.2. Study area	97
Geological setting	97
Oceanographic setting	100
3.3.3. Data set and methodology	101
3.3.4. Results	104
Overall morphometry of Concepcion Bank	104
Summit plateau	108
Surrounding abyssal seafloor	118
3.3.5. Discussion	119
Underlying geological control and evolution	119
Overimposed bedforms and bioconstructions	120
Flank processes	123

Basal processes	125
3.3.6. Conclusions	126
3.3.7. Acknowledgements	127
3.3.8. Author contributions	127
3.3.9. References	127
3.4. Resumen de resultados	133
CAPÍTULO 4 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	137
4.1. Discusión	137
4.1.1. Valoración de las técnicas y los datos empleados	137
4.1.2. Evidencias morfológicas de la evolución estructural: Juventud y senescencia de los montes submarinos canarios	139
4.1.3. Evidencias morfológicas de la interacción con el medio marino: El paramento de los montes submarinos canarios	146
4.2. Conclusiones	149
4.2.1. Los métodos	149
4.2.2. La forma y la estructura	150
4.2.3. La forma y el ambiente	152
4.2.4. Líneas futuras	153
4.3. Bibliografía	155

I. Lista de figuras y tablas 159

II. Acrónimos 162

III. Versiones publicadas de los artículos

Artículo 1: *J. Rivera, G. Lastras, M. Canals, J. Acosta, B. Arrese, N. Hermida, A. Micallef, O. Tello, and D. Amblàs. Construction of an oceanic island: Insights from the El Hierro (Canary Islands) 2011–2012 submarine volcanic eruption. Geology, 41 (3), 355-358.* 168

Material suplementario:

Figure DR1

Figure DR2

Figure DR3

Video DR4 (Incluido en CD\Videos)

Artículo 2: *J. Rivera, N. Hermida, B. Arrese, D. González-Aller, J. L. Sánchez de La Madrid, Gutiérrez de la Flor, D., & Acosta, J. (2014). Bathymetry of a new-born submarine volcano: El Hierro. Canary Islands. Journal of Maps, 10 (1), 82-89.* 173

Material suplementario:

Mapa 1:25.000 (Solapa de la memoria y CD\Memoria)

Video JoM (Incluido en CD\Videos)

Artículo 3: *J. Rivera, M. Canals, G. Lastras, N. Hermida, D. Amblas, B. Arrese, P. Martín-Sosa, J. Acosta (2016). Morphometry of Concepcion Bank: Evidence of geological and biological processes on a large volcanic seamount of the Canary Islands Seamount Province. PLoS ONE, 11 (5), e0156337.* 182

Material suplementario:

Figure S1

Figure S2

Figure S3

Figure S4

Figure S5

Video S1 (Incluido en CD\Videos)

IV. Contenido del CD

Tesis doctoral J. Rivera.pdf	CD\Memoria\
Mapa 1_25.000.pdf	CD\Memoria\
Geology_2013.pdf	CD\Artículos\
JoM_2013.pdf	CD\Artículos\
PLoS ONE_2016.pdf	CD\Artículos\
Video CA.mp4	CD\Videos\
Video DR4.wmv	CD\Videos\
Video DR4.wmv	CD\Videos\
Video Estadio.wmv	CD\Videos\
Video JoM.wmv	CD\Videos\
Video S1.wmv	CD\Videos\
Video tn.mp4	CD\Videos\

RESUMEN

Además de identificar y describir las formas del relieve, la geomorfología también intenta descifrar los procesos y mecanismos causantes. Esto, que es válido para la geomorfología en general, lo es también para la geomorfología submarina. La mayoría de procesos geológicos que tienen lugar en el fondo del mar, en sus proximidades, y en su subsuelo, dejan una huella en el lecho marino que se puede observar medir e interpretar. Pero también es cierto, que además de los procesos geológicos, hay otros tipos de procesos físicos, químicos, biológicos y antropogénicos que también modelan el lecho de los océanos. Por otro lado, el mismo relieve submarino afecta a dichos procesos, conformando así un bucle de acción reacción. Lo ilustran las interacciones entre las corrientes de contorno y el fondo, o entre el substrato y las comunidades bentónicas.

La ecosonda de multihaz es la herramienta más valiosa para el estudio de la geomorfología submarina y, en consecuencia, también lo ha sido para esta tesis. Los modelos de elevación digitales obtenidos a partir de datos de multihaz son el primer paso para el estudio integrado de la geomorfología de una región o lugar, y la base para planificar actividades de muestreo. En esta tesis, la localización precisa y la interpretación de los elementos del relieve han permitido situar los puntos de mayor interés para una inspección detallada, además de guiar las tareas de muestreo y verificación de lo observado e interpretado en los fondos marinos de las islas Canarias.

El archipiélago canario está situado en el margen pasivo del África nor-occidental. Pero lejos de responder a un modelo estructural sencillo y fácilmente interpretable, el contexto geológico regional del archipiélago es notablemente complejo y su origen objeto de debate. Además, el conjunto de edificios volcánicos de que forma parte el archipiélago consta de mucho más que de las siete islas principales, puesto que también lo integran un número considerable de montes y cerros submarinos, que en conjunto configuran la provincia de montes submarinos de las islas Canarias, término bastante más adecuado para referirse al enclave geológico en que se inscribe esta tesis.

Los nuevos datos batimétricos de alta resolución recogidos en este trabajo, junto con otros datos complementarios, su análisis y la discusión de su significado, representan una contribución original para una mejor comprensión del rompecabezas geológico de la provincia de montes submarinos de las islas Canarias. Se trata de una contribución que creemos que incluye elementos clave. Por un lado, hemos podido documentar la más reciente erupción submarina ocurrida en aguas del archipiélago, mar adentro de su isla más joven; El Hierro, cosa que ha permitido conocer mejor la contribución de este tipo de eventos a la formación de los edificios volcánicos insulares. Por otro lado, hemos puesto de manifiesto la evolución tardía de una antigua isla de extensión más que notable, el actual banco de Concepción, actualmente sumergido por completo. La aplicación de técnicas como el álgebra de mapas o la geomorfometría, así como la verificación de interpretaciones mediante la observación *in situ* y el muestreo, aportan objetividad y solidez científica a los resultados alcanzados.

Uno de los resultados más relevantes del presente trabajo es la constatación de la sutil frontera que separa lo viejo de lo joven en la provincia de montes submarinos de las islas Canarias. Esto lo ilustra el surgimiento del volcán más joven de Canarias, en 2011, en el lecho marino al sur de El Hierro, al lado de un edificio volcánico de 132 millones de años de edad: el rift o dorsal sur de El Hierro. También nos parece particularmente relevante el papel de procesos geológicos y estructuras antiguas como substrato moderno de hábitats de especial interés, como arrecifes de corales de aguas frías y comunidades quimiosintéticas de aguas profundas, tales como las encontradas en el banco de Concepción.

RESUM

A més d'identificar i descriure les formes del relleu, la geomorfologia també mira d'escatir els processos i mecanismes causants. Això, que val per a la geomorfologia en general, també val per la geomorfologia submarina. La majoria de processos geològics que es donen al subsòl marí, al mateix fons i prop del fons, deixen una empremta observable, mesurable i interpretable en el fons marí. És cert, però, que a més dels processos geològics, hi ha altres tipus de processos físics, químics, biològics i antropogènics que també afaïçonen el fons dels oceans. Per altra banda, el mateix relleu submarí influeix aquests processos, tancant-se així una mena de circuit. Ho il·lustren les interaccions entre corrents de contorn i el fons, o entre el substrat i les comunitats bentòniques.

L'ecosonda de multifeix és l'eina més valuosa per a l'estudi de la geomorfologia submarina i, en conseqüència, també ha estat l'eina principal d'aquesta tesi. Els models d'elevació digitals obtinguts a partir de dades de multifeix són el primer pas per a l'estudi integrat de la geomorfologia d'una regió o indret, i la base per planificar activitats de mostratge. En aquesta tesi, la localització precisa i la interpretació dels elements del relleu han permès situar els punts de més interès per a una inspecció detallada, a més de guiar les tasques de mostratge i verificació d'allò observat i interpretat en els fons marins de les illes Canàries.

L'arxipèlag canari està situat al marge passiu d'Àfrica nord-occidental. Però lluny d'obeir a un model estructural senzill i fàcilment interpretable, el context geològic regional de l'arxipèlag és força complex i el seu origen objecte de debat. A més, el conjunt d'edificis volcànics de que forma part l'arxipèlag consta de molt més que les set illes principals, doncs també l'integren un nombre molt alt de monts i turons submarins, el conjunt dels quals forma la província de monts submarins de les illes Canàries, un terme força més adequat per a referir-se a l'entorn geològic en que s'inscriu aquesta tesi.

Les noves dades batimètriques d'alta resolució recollides en aquest treball, juntament amb altres dades complementàries, el seu anàlisi i la discussió del seu significat, representen una contribució original per a una millor comprensió del trencaclosques geològic de la província de monts submarins de les illes Canàries. Es tracta, però, d'una contribució que creiem que inclou elements clau. Per un costat, hem pogut documentar l'erupció submarina més recent ocorreguda en aigües de l'arxipèlag, enfora de la seva illa més jove, El Hierro, cosa que ha permès conèixer millor la contribució d'aquests tipus d'esdeveniments a la formació dels edificis volcànics insulars. Per un altre costat, hem fet palesa l'evolució tardana d'una antiga illa d'extensió més que notable, l'actual banc de Concepción, ara sota l'aigua. L'aplicació de tècniques de l'àlgebra de mapes i de la geomorfometria, així com la verificació d'interpretacions mitjançant l'observació *in situ* i el mostratge, donen objectivitat i solidesa científica als resultats assolits.

Un dels resultats més rellevants del present treball és la constatació de la subtil frontera que separa el que és vell del que és jove a la província de monts submarins de les illes Canàries, com ho il·lustra la formació del volcà més jove, l'any 2011 als fons del sud de El Hierro, al costat d'un edifici volcànic de 132 milions d'anys d'edat: el rift o dorsal sud d'El Hierro. També ens sembla particularment rellevant el paper de processos geològics i estructures antigues com a substrat modern d'hàbitats d'especial interès, com ara esculls de coralls d'aigües fredes i comunitats quimiosintètiques d'aigües profundes, tal i com il·lustra el cas del banc de Concepción.

ABSTRACT

Beyond identifying and describing landforms, geomorphology aims at unveiling their causative processes and mechanisms. This, which applies to geomorphology in the broadest sense, is also valid for submarine geomorphology. Most of the geological processes that occur below, at and close to the seafloor leave an observable, measurable and interpretable imprint on it. However, it is also true that processes other than geological do shape the seabed as well. These include a range of physical, chemical, biological and anthropogenic processes. Moreover, the submarine landscape influences those processes in an action/reaction loop. This is illustrated by the interactions between contour currents and the bottom, or between the substratum and benthic communities.

The multibeam echo sounder is the most valuable tool to investigate the geomorphology of the marine environment and, therefore, has been the main tool for this thesis. The Digital Elevation Models (DEMs) resulting from multibeam data are the first step for the comprehensive study of a region or site geomorphology, and the main reference for the planning of sampling activities. In this thesis, the precise location and interpretation of landforms, has allowed to pinpoint the 'hot spots' deserving detailed inspection, to guide sampling and to groundtruth the observations and interpretations made across the seafloor of the Canary Islands.

The Canary archipelago is located on the passive continental margin of Northwest Africa. But far from responding to a simple and easy to interpret structural model, the geological setting of the archipelago is quite complex and its origin still debated. Furthermore, the cluster of volcanic edifices to which the archipelago belongs is much more than the main seven islands, as it also consists of a large number of seamounts and submarine knolls, altogether forming the Canary Islands Seamount Province, a more appropriate term to refer to the geological setting of this thesis.

The new high-resolution bathymetric datasets gathered in this work, and other complementary data, together with the analysis and discussion of their meaning, represent a novel contribution for an improved understanding of the Canary Island Seamount Province geological puzzle. We think this contribution includes key elements. On one hand, we have been able to document the most recent submarine eruption around the archipelago, offshore its youngest island, El Hierro, which has resulted in a better knowledge of the contribution of this kind of events to the outbuilding of the volcanic edifices forming the islands. On the other hand, we have evidenced the late evolution of a rather large old island, Concepcion bank, now under water. The application of map algebra and geomorphometry techniques, jointly with the groundtruthing of interpretations by means of *in situ* observations and sampling provide scientific objectivity and robustness to the results achieved.

One of the most noticeable outcomes of the present work is the finding of the narrow separation between the old and the young in the Canary Island Seamount Province, as illustrated by the eruption of the youngest submarine volcano in 2011 south of El Hierro besides to a 132 Ma old volcanic edifice off the south rift of El Hierro. The role of ancient geological processes and structures as substratum for modern habitats of special interest also looks highly relevant, as illustrated by the cold-water coral reefs and deep-water chemosynthetic communities found in Concepcion Bank.

ESTRUCTURA DE LA TESIS

Esta memoria de tesis consta de cuatro capítulos y un apartado de anexos.

El primer capítulo es una **introducción** de los tres elementos fundamentales que se tratan en la tesis: La **geomorfología**, los **montes submarinos** y el **entorno de los montes submarinos canarios**. Dicha introducción consta de dos bloques. El primero de ellos comienza poniendo en valor la geomorfología como materia de estudio en el medio marino y continúa presentando un modelo ideal de evolución morfológica de los montes submarinos condensado a partir de la bibliografía existente. En esta primera parte de la introducción también se describen algunas de las interacciones que tienen lugar entre los montes submarinos y el medio que les rodea y que, en ocasiones, influyen en su forma. Seguidamente se exponen los **objetivos de la tesis** que sirven de división entre los dos bloques de la introducción. En el segundo bloque se describen el **marco geológico y oceanográfico** de los montes submarinos estudiados, cerrando así, el capítulo.

El segundo capítulo recoge el **material** y los **métodos** empleados. Los métodos se han dividido en dos grupos: **muestreadores bentónicos** y **métodos acústicos**. Los primeros han servido para obtener imágenes y muestras del fondo marino que sirven de verificación de campo de los datos obtenidos por medio de métodos acústicos. De esta manera se establece un proceso iterativo que ayuda en la interpretación de los datos y proporciona información adicional. En el apartado de material, se exponen los distintos tipos de datos obtenidos y su gestión. La descripción de la gestión de los datos se desarrolla en la memoria en tres sub-apartados: **procesado, compilación y análisis**. El subapartado de análisis que cierra el segundo capítulo es especialmente relevante porque describe los aspectos teóricos de los análisis morfométricos realizados.

El tercer capítulo contiene los tres **artículos científicos** incluidos en la tesis. El primero de estos artículos está dedicado al estudio de la **erupción submarina** del 2011 en la isla de **El Hierro** apoyándose en el seguimiento morfométrico de los volúmenes emitidos. Este artículo describe el proceso eruptivo desde un punto de vista cuantitativo y lo muestra en el contexto morfológico de los fondos de la isla de El Hierro. Representa el evento eruptivo más reciente en la isla más joven del archipiélago canario. El segundo artículo pertenece a una revista científica con un formato atípico en el que se publica un texto, con la estructura convencional de los artículos científicos, pero como acompañamiento a un mapa. El mapa muestra el relieve del fondo marino tras la erupción mencionada a escala 1:25.000. El texto del artículo sirve para explicar aspectos técnicos y metodológicos de la adquisición de los datos y la elaboración del mapa. El tercer artículo es una detallada descripción morfológica del **Banco de Concepción** que relaciona parámetros morfométricos con los procesos responsables de la forma actual del edificio. La edad del Banco de Concepción se encuentra próxima a las islas más antiguas del archipiélago y

es el guyot de mayor tamaño del conjunto de montes submarinos canarios. Por lo tanto es un modelo óptimo para describir la morfología de un monte submarino canario en su fase de madurez. Cierra el capítulo un **resumen de resultados** de estos artículos, dando así cumplimiento a lo que establece la normativa del doctorado de la institución que acoge esta tesis.

El cuarto capítulo se divide en **discusión y conclusiones**. Ambos apartados tratan las mismas tres cuestiones: Los **métodos de adquisición**, la **forma en relación a la estructura** y la **forma en relación al ambiente**. Este capítulo emplea los resultados obtenidos en el capítulo anterior para avanzar en la comprensión de la evolución morfológica de los **montes submarinos canarios** con una perspectiva más amplia. Además incorpora dataciones que no se conocían cuando se escribieron los dos artículos que tratan sobre El Hierro, y que ahora son tenidas en cuenta en la discusión del contexto morfológico del rift sur de El Hierro. También se presentan otros **nuevos datos** como registros fisico-químicos posteriores y descripciones de fauna hidrotermal **recientemente publicados** y que sirven para corroborar algunas de las interpretaciones ya publicadas en los tres artículos del capítulo tercero de esta memoria.

El apartado de **anexos** contiene una lista de figuras y tablas y una lista con los acrónimos que aparecen en la tesis. También se incluye la versión de publicación de los tres artículos según la edición en formato pdf que realizaron las revistas y que incluyen el material suplementario. En la solapa situada al final del volumen se encuentra el mapa publicado en la revista *Journal of Maps* que forma parte del Artículo 2 y un CD con el material la memoria en formato digital, videos de acompañamiento de algunos de los artículos publicados incluidos.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN



CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1. EL ESTUDIO DE LA FORMA

El término *Geociencias*, o Ciencias de la Tierra, hace referencia a un conjunto de disciplinas científicas dirigidas a estudiar los procesos que ocurren en la Tierra. Dentro de este grupo la geomorfología (del griego *geos*; Tierra, *morfé*; forma, y *logos*; estudio) se centra en la observación de la forma del objeto de estudio que es lo primero en lo que instintivamente nos fijamos a la hora de afrontar un trabajo científico en este campo.

La forma ayuda a reconocer una entidad física, definir sus dimensiones y clasificarla en relación a otras entidades semejantes, pero más allá de describir y clasificar el paisaje, la *geomorfología* ofrece la posibilidad de relacionar esta forma con los procesos que la originan. Esto la convierte en una herramienta valiosa que muestra, a simple vista, los efectos de procesos que ocurren en nuestro planeta una vez que asociamos la causa (el proceso) con el efecto (la forma).

A menudo, la acción de los eventos que originan las formas no es perceptible directamente debido a su escala temporal, y las entidades morfológicas resultantes muchas veces tampoco lo son debido a su escala espacial. Un ejemplo de ello son los procesos orogénicos y erosivos que modelan cordilleras en el transcurso de millones de años. En este caso la superficie de la Tierra afectada es lo bastante extensa como para no poder ser abarcada con la vista

y, además, el tiempo transcurrido supera al de cualquier posible observación. Bajo estas circunstancias se hace necesario el empleo de mapas, instrumentos de detección remota (*remote sensing*), y herramientas cartográficas de análisis que permitan abarcar la escala espacial del fenómeno y la forma estudiados. Al mismo tiempo son necesarias otras herramientas que permitan estudiar la componente temporal en escalas tan extensas como, por ejemplo, la estratigrafía secuencial o las técnicas radioisotópicas y de otra índole que aporten la edad absoluta o relativa de los componentes de las entidades morfológicas y de su entorno.

La *geomorfología* interpreta, por tanto, la huella que dejan procesos geológicos como los mencionados, pero también otros procesos naturales que pueden ser físicos, químicos o biológicos, y procesos *antrópicos*, como el cultivo de tierras o la pesca de arrastre en el lecho marino, los cuales han dejado ya una impronta evidente en la superficie del planeta.

Dentro de la *geomorfología*, la *geomorfometría* aporta la componente cuantitativa del estudio de la forma a partir de la medida de sus dimensiones. La obtención de valores numéricos facilita una caracterización objetiva y concreta de las entidades morfológicas pero, sobre todo, permite incorporar al estudio de la forma otras herramientas sistematizadas más potentes, como el

álgebra o la estadística. Combinadas con el cálculo computacional, estas herramientas permiten a su vez aplicar técnicas como el *álgebra de mapas* o la *geoestadística* bajo el entorno de trabajo de los *Sistemas de Información Geográfica* (SIG o GIS, de sus siglas en inglés). Todo ello posibilita analizar y gestionar unos volúmenes de datos muy grandes en tiempos cortos, a la vez que ofrece una salida gráfica y cartográfica de los resultados obtenidos.

LA GEOMORFOLOGÍA EN EL MEDIO MARINO

La capa de agua que con un espesor medio de 4 km cubre el fondo del mar dificulta la fase más simple del estudio geomorfológico: la observación. Posiblemente, este hecho por sí solo es responsable de haber retrasado en la historia del conocimiento geológico hitos importantes relacionados, por ejemplo, con la tectónica de placas. No fue hasta las últimas décadas del siglo XX que se consiguieron los primeros mapas del relieve submarino con una resolución aceptable para un primer análisis geomorfológico completo, aunque grosero, de las tres cuartas partes del planeta cubiertas por las aguas oceánicas. Gracias a los avances instrumentales en teledetección y acústica ha sido posible mejorar enormemente tanto la cobertura como la resolución espacial

conseguida en el cartografiado del fondo marino. Sin embargo, sigue vigente la frase que aparece en la contraportada del informe titulado *'Bathymetry from Space'* (Batimetría desde el espacio) de Sandwell, Gille y Smith: «*La superficie de Marte, de Venus y de la Luna están mucho mejor cartografiadas que el fondo de los océanos de la Tierra*» (Sandwell et al., 2002).

Fueron precisamente Smith y Sandwell quienes en 1977 consiguieron generar por primera vez un mapa completo del relieve de la Tierra (Smith y Sandwell, 1997). Para ello reunieron datos de altimetría satelital y dedujeron la forma del relieve submarino a partir de la medida de la altura de la superficie libre del mar como respuesta a las variaciones del campo gravitatorio en función de la distribución de la masa, a la vez que emplearon registros de ecosondas para apoyar los cálculos gravimétricos. En ese primer mapa destacan las dorsales oceánicas y los montes submarinos que se levantan sobre llanuras abisales de enorme extensión. Ya entonces la existencia de las dorsales y su papel en la tectónica de placas eran conocidos, y aunque no se dispusiera hasta ese momento de una cobertura total, también se sabía de la existencia y localización de muchos de los montes submarinos de mayores dimensiones.

1.2. LOS MONTES SUBMARINOS

Los montes submarinos son entidades geológicas singulares por su localización, morfología y evolución. Estas tres características los hacen únicos frente a otras estructuras geológicas que comparten un origen ígneo. El resultado del trabajo de Smith y Sandwell (1977) mostraba por primera vez la distribución espacial de los montes submarinos de cierto tamaño a escala global, lo que permitió un nuevo tipo de estudio: el análisis poblacional de los montes submarinos (e.g. Craig y Sandwell, 1988; Kim y Wessel, 2011; Wessel, 2001; Wessel et al., 2010; Yesson et al., 2011). Este tipo de estudios describe la distribución de tamaños y localizaciones de estos elementos, cuya población total se estima en estos momentos próxima a 125.000 considerando sólo los de más de 1 km de altura, y entre 45.000 y 350.000 considerando todos los de más de 100 m (Wessel et al., 2010).

Se ha demostrado que la distribución de algunas islas oceánicas está ligada a procesos geológicos mal conocidos que se han tratado de explicar por medio de diversas teorías relacionadas con la litosfera y el manto en el contexto de la deriva continental. En este sentido, el conocimiento de la localización de los montes submarinos, supone un elemento adicional para mejorar y contrastar esas hipótesis (Watts et al., 2006). El concepto de *provincia* aplicado a los montes submarinos hace alusión a una concordancia en la morfología, la geoquímica y, sobre todo, la localización, de un conjunto de estructuras volcánicas submarinas. Una *provincia de montes submarinos* (en inglés *seamount province*) es, por tanto, un término geográfico descriptivo análogo

al de *archipiélago* y, en su acepción más amplia, puede incluir también uno o más conjuntos. Considerar a las islas oceánicas como elementos semejantes a los montes submarinos se sostiene por su origen y porque dichas islas representan con frecuencia estadios intermedios en la evolución de los montes submarinos.

1.2.1. EVOLUCIÓN Y DESARROLLO DE LOS MONTES SUBMARINOS

Desde su origen hasta su eventual desaparición un monte submarino atraviesa diversas etapas que implican cambios morfológicos sustanciales. Aunque la variabilidad es grande y las excepciones numerosas, se ha llegado a determinar una línea de tiempo ideal que subdivide la evolución de un monte submarino. A continuación se explicita dicha evolución a partir de distintos autores citados a lo largo del texto.

Siguiendo los modelos propuestos, un monte submarino se origina a partir de una intrusión ígnea en la corteza oceánica que alcanza el lecho de la llanura abisal. El contacto directo con el agua provoca la solidificación súbita del material efusivo, a la vez que la alta presión propia de esas profundidades controla la desgasificación de la lava. Como resultado, la mayor parte del material emitido forma coladas submarinas y lavas almohadilladas, mientras que el material *piroclástico* representa un escaso porcentaje. En esta primera fase, la cámara magmática se localiza bajo la llanura abisal y el intercambio de calor entre la columna de agua y el interior de la Tierra favorece un incremento de los compuestos químicos disueltos en el agua. Las dimensiones

de la estructura en este estadio oscilan entre 100 y 1.000 m de altura medidos desde su base en la llanura abisal, por lo que se consideran pequeños montes submarinos (Fig. 1.1a).

Cuando se sobrepasan las dimensiones mencionadas el sistema efusivo se hace más complejo y desarrolla cámaras magmáticas en el interior de la estructura, es decir, por encima del nivel de la llanura abisal (Fig. 1.1b). La inflación debida a los episodios eruptivos y la deflación originada por la contracción del material al enfriarse favorecen la aparición de zonas de fractura (*rift zones*) a la vez que aumenta la probabilidad de que se originen calderas de colapso por contracción del material de las cámaras magmáticas. En esta fase, la fracturación y el fuerte gradiente térmico intensifican el flujo de fluidos, lo que da lugar a un elevado intercambio, tanto de elementos solubles como de calor, entre la litosfera y la columna de agua, que puede favorecer la aparición de comunidades biológicas *extremófilas*.

Cuando su altura es de más de 1.000 m se les considera montes submarinos de tamaño medio, y las interacciones con la circulación marina pueden ser ya significativas. Tales interacciones favorecen a menudo el desarrollo de biocenosis mucho más ricas que las existentes en el área circundante.

Hasta que la cima del monte submarino no está próxima a la superficie del mar, el porcentaje de productos *volcanoclásticos* sigue siendo escaso debido al control que la presión hidrostática ejerce sobre la extrusión del material fundido, y también a que gran parte de la solidificación ocurre den-

tro de la estructura, donde forma diques y otros cuerpos intrusivos. La evolución de un monte submarino descrita hasta aquí se conoce como *fase de escudo*, y esta termina cuando la distancia de la cima a la superficie es tan pequeña que la presión hidrostática es insuficiente para compensar las expansiones bruscas de los gases efusivos. A partir de este momento las emisiones tienden a ser explosivas. Observando la proporción de *piroclastos* a distintas profundidades en la isla de La Palma, Staudigel y Clague (2010) estimaron que las erupciones comenzaron a ser explosivas cuando su cima estuvo a menos de 700 m de la superficie. A menor profundidad más del 60% del material emitido es piroclástico, mientras que a mayor profundidad sólo el 20% lo es. El resto son basaltos intrusivos, lavas almohadilladas y coladas.

Debido al aumento del porcentaje de material *piroclástico*, los montes submarinos que han llegado a esta fase tienen sus flancos y zona circundante cubiertos por *piroclastos*, sobretodo de las fracciones más finas: cenizas y lapilli (Fig. 1.1c).

Cuando la cima del monte submarino alcanza la *zona fótica*, la actividad biológica, modulada por los flujos hidrotermales y las corrientes oceánicas, se ve potenciada. Este hecho facilita el desarrollo de algas sésiles fotosintéticas, la formación de praderas de angiospermas marinas y la aparición de arrecifes de corales *zooxantelados*, siempre y cuando la latitud y el entorno sean los adecuados. Los arrecifes de coral tropicales tienen unas tasas de crecimiento superiores a 1 cm/año, para lo cual fijan del orden de 1,5 gr de carbonato por cm²/año (Lough y Barnes, 1997). Estas tasas de crecimiento son muy elevadas en el contexto

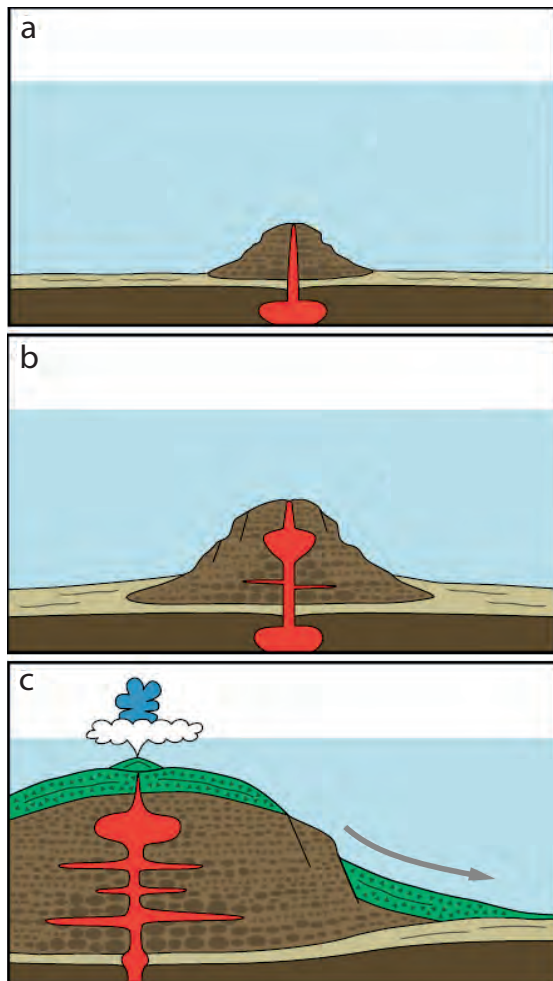


Figura 1.1. Primeras etapas de formación de un monte submarino (fase de escudo) desde su aparición hasta las primeras erupciones freatomagmáticas (modificado de Staudigel y Clague, 2010). El color rojo simboliza el sistema efusivo, el marrón claro los sedimentos hemipelágicos, el verde los depósitos piroclásticos y el marrón oscuro sin trama la corteza oceánica mientras que el marrón oscuro con trama granular representa las lavas almohadilladas y coladas submarinas. En c la flecha gris indica la existencia de movimientos gravitacionales en los flancos, y los penachos azul y blanco sobre la estructura, la ocurrencia de erupciones freatomagmáticas en las que el control hidrostático es menor.

del tiempo geológico teniendo en cuenta que las tasas de subsidencia de los montes submarinos, incluso cuando son relativamente altas como en el caso de Hawái, no llegan al medio centímetro anual (Ludwig et al., 1991) .

Cuando, debido a la actividad volcánica, el monte submarino atraviesa la superficie del océano se convierte en una isla. Esto tiene dos consecuencias que destacan sobre las demás. Por un lado, hace posible la aparición de vida terrestre y, por otro, supone la exposición a nuevos agentes erosivos que son mucho más dinámicos que los experimentados hasta entonces por el edificio. El equilibrio de las islas oceánicas depende de cuatro tipos de procesos: la actividad volcánica, la erosión, la subsidencia y los cambios del nivel del mar, siendo la primera de ellas la única que actúa casi siempre a favor de mantener la estructura emergida. Sin embargo, el peso del material acumulado durante el proceso eruptivo y la escasa capacidad de sustentación de la delgada corteza oceánica sobre la que se asientan habitualmente los montes submarinos, les aboca a tasas de subsidencia elevadas. En latitudes bajas, las *bioconstrucciones* pueden llegar a igualar la tasa de subsidencia, aunque no superarla, ya que su límite de crecimiento coincide con la superficie del mar. A lo sumo, se pueden llegar a formar bancos de arena a flor de agua o a producirse emersiones temporales de su parte superior, generalmente por efecto de las mareas. Haría falta una regresión marina o un levantamiento tectónico para que dichas *bioconstrucciones* emergieran de forma permanente.

Los agentes erosivos más relevantes son el oleaje y la lluvia. El oleaje es modulado por el régimen de vientos y los cambios relativos del nivel del mar que determinan el rango vertical de variación de la abrasión por el oleaje. La lluvia depende de la circulación atmosférica, los regímenes de vientos y factores locales como el nivel de con-

densación y la altitud de la isla. La altitud condiciona las precipitaciones por el efecto *foehn*, según el cual el forzamiento de aire húmedo a cotas altas que se produce al chocar el viento con el relieve de la isla provoca la condensación del vapor de agua en la cara de barlovento. Las precipitaciones así generadas, a menudo abundantes, inciden directamente en la erosión del terreno por medio de la esorrentía, aunque también pueden tener un efecto erosivo incluso mayor al pasar a formar parte de los acuíferos e interactuar con procesos hidrotermales y tectónicos. El agua atrapada en islas oceánicas de altitud considerable inunda los espacios libres del subsuelo (i.e. poros, fisuras, tubos volcánicos), y alimenta así los acuíferos insulares. El agua subterránea, junto con los fluidos hidrotermales lubrica los planos de falla, favoreciendo así la ocurrencia de movimientos gravitacionales (Urgeles et al., 1997). Con o sin la intervención de las aguas subterráneas, los deslizamientos masivos en esta fase son frecuentes al ser favorecidos por diversos factores. La desestabilización de las laderas por la erosión del oleaje, los sismos asociados a episodios eruptivos, los colapsos por contracción del material intrusivo al enfriarse, la inyección de diques (*dyking*) que empujan lateralmente el flanco no soportado, y la presencia de niveles de despegue son los más destacados (e.g. Canals et al., 2004; Elsworth y Voight, 1995; Urgeles et al., 2007, 1997; Voight, 1995; Watts y Mason, 2001).

Como resultado de los deslizamientos de flanco y de la subsidencia (Fig. 1.2a) el edificio volcánico volvería a quedar sumergido, mostrando una forma troncocónica característica a la que H.H. Hess (1965) de-

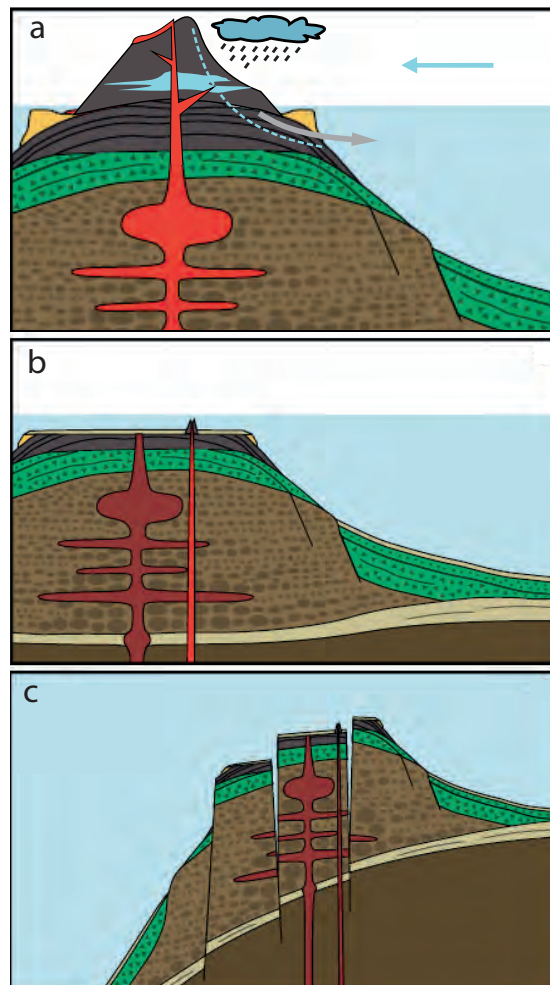


Figura 1.2. Últimas etapas en el desarrollo de un monte submarino desde su emergencia como isla oceánica afectada por deslizamientos de flanco, hasta su sumersión y hundimiento. El cuadro central corresponde a la morfología de guyot. El color rojo simboliza el sistema efusivo; rojo vivo si está activo y rojo oscuro cuando no. El marrón claro designa los sedimentos hemipelágicos, el verde los depósitos piroclásticos y el marrón oscuro sin trama la corteza oceánica mientras que el marrón oscuro con trama granular representa las lavas almohadilladas y coladas submarinas. La flecha gris hacia la derecha indica la existencia de movimientos gravitacionales en los flancos y la flecha azul hacia la izquierda la dirección del viento. La condensación por forzamiento debida al viento y los acuíferos resultantes se simbolizan con polígonos azules sobre la estructura y en su interior respectivamente. La línea de puntos representa los planos de falla donde interactúan los acuíferos y las emisiones hidrotermales favoreciendo los movimientos gravitacionales (modificado de Staudigel y Clague, 2010).

nominó *guyot* (Fig. 1.2b) por su semejanza con el edificio Guyot de la universidad de Princeton, New Jersey, que alberga el Departamento de Geociencias de esa universidad. El edificio a su vez, debe su nombre a A.H. Guyot, geólogo nacido en Suiza, quien en 1885 inició la docencia reglada en Geología en Princeton.

Un monte submarino puede acabar desapareciendo como elemento morfológico relevante de dos formas distintas, dependiendo de su tamaño y localización. Si la alimentación de magma a través de la litosfera se interrumpió antes de que el monte adquiriese un tamaño considerable, la sedimentación hemipelágica puede acabar enterrándolo, con lo que dejará de tener expresión morfológica alguna en el lecho marino. La otra vía, que al cabo del tiempo acaba alcanzando a todos los montes submarinos emplazados en la corteza oceánica, está relacionada con la subducción. Al llegar a la zona de subducción, el monte bascula y se fractura en un proceso que le llevará a formar parte de un prisma de acreción o a desaparecer bajo la corteza continental siguiendo el *plano de Benioff*.

1.2.2. INTERACCIÓN DE LOS MONTES SUBMARINOS CON SU ENTORNO

Más allá de los aspectos geológicos, los montes submarinos son altamente relevantes para otros muchos procesos no geológicos. Así, se reconoce su importancia ecológica y se les considera elementos singulares por la complejidad biológica que a menudo comportan, determinada por las peculiares condiciones ambientales que prevalecen sobre ellos mismos y en su entorno (Clark et al., 2006; Morato et al., 2013; Rogers, 2004).

Se estima que los grandes montes submarinos forman un bioma con una extensión acumulada de 10.079.658 km². Esta superficie es aproximadamente la mitad del área que ocupa el bioma de la plataforma continental y es equivalente a la extensión de los bosques húmedos tropicales (Etnoyer et al., 2010). La riqueza biológica de los montes submarinos se debe en gran medida a la interacción física de dichas estructuras con el medio que las rodea. En este sentido, cabe destacar dos tipos de flujos distintos asociados a los montes submarinos:

- Los flujos verticales a través del fondo y en ambos sentidos, debidos a la actividad hidrotermal que existe en los montes submarinos durante parte de su desarrollo.

- La perturbación local de la circulación oceánica debida a la presencia de montes submarinos, que obstaculizan los flujos horizontales pudiendo dar lugar a corrientes verticales que favorecen la mezcla entre masas de agua y el ascenso de aguas profundas ricas en nutrientes.

Ambos tipos de flujos pueden afectar la morfología de los montes submarinos. Los flujos hidrotermales pueden generar estructuras de precipitación, como chimeneas y otros depósitos, y también ciertas formas erosivas. Por su parte, las corrientes marinas modificadas por el efecto de obstáculo determinan la formación de depresiones y depósitos contorníticos, estructuras sedimentaria tractivas (e.g. dunas, *ripples*) y otras formas del relieve. (Auster et al., 2005; Bashmachnikov et al., 2013; Fisher et al., 2003; Howe et al., 2006; Klügel et al., 2011; White and Mohn, 2004).

FLUJOS HIDROTERMALES

En los montes submarinos, los flujos hidrotermales son muy intensos durante el periodo en que la actividad volcánica es mayor; esto es, durante la etapa de formación y en los episodios de rejuvenecimiento que puedan producirse. En etapas más avanzadas, la sedimentación tiende a cubrir las rocas volcánicas, dificultando el intercambio de materia y energía entre la litosfera y el océano. Sin embargo, por su propia morfología, la sedimentación en los montes submarinos no suele ser uniforme. Las rocas volcánicas suelen quedar al descubierto por más tiempo en sectores de elevada pendiente y/o fuerte exposición a las corrientes (Fig. 1.3a). Estos sectores pueden actuar como sifones hidrotermales, prolongando en el tiempo el intercambio de materia y energía entre el océano y la litosfera (Fisher et al., 2003).

Por el contrario, las dorsales oceánicas están en regeneración continua, aunque transcurrida una media de 65 Ma, la corteza neoformada se enfría y se cubre por sedimentos que interrumpen el flujo hidrotermal (Fig. 1.3b).

Harris et al. (2004) calcularon que el flujo de masa total a través de los montes submarinos es de unos 5×10^{14} kg año⁻¹. Esta cifra la obtuvieron extrapolando las observaciones efectuadas en los montes submarinos estudiados al censo estimado de 12.798 edificios, ponderando la edad de cada uno. En comparación, se estima que el flujo hidrotermal a escala global en el eje de las dorsales oceánicas (corteza oceánica de edad <1 Ma) es del orden de $3,7-8,5 \times 10^{13}$ kg año⁻¹ mientras que a ambos lados de las dorsales este flujo se estima en

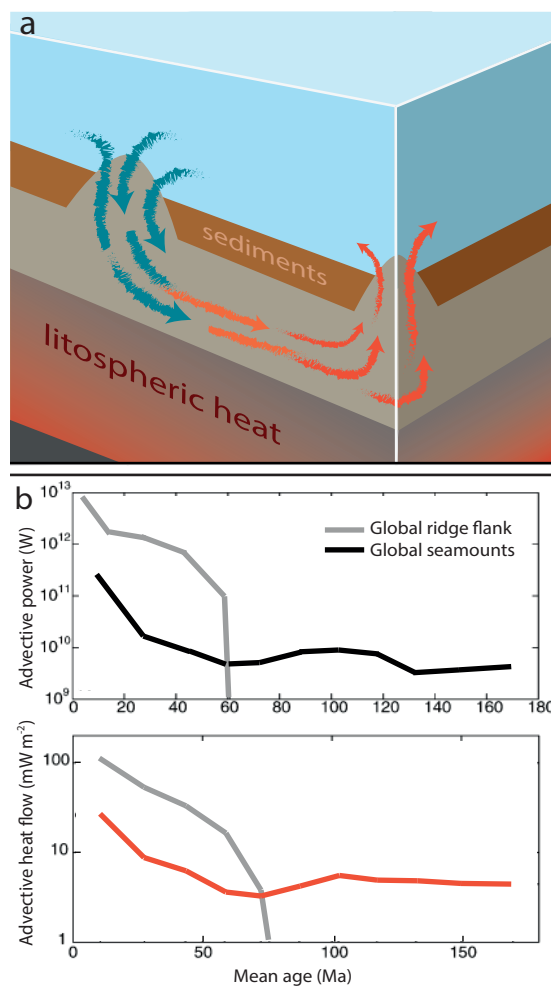


Figura 1.3. Sifones hidrotermales. a) Bloque diagrama modificado de Fisher (2005) en el que se muestra el flujo de agua inducido por el gradiente geotérmico entre dos montes submarinos. b) Gráficas que muestran el flujo advectivo desde el momento de su formación para los flancos de las dorsales oceánicas (línea azul) y los montes submarinos (línea roja) (Harris et al., 2004).

$1,2-2,4 \times 10^{15}$ kg año⁻¹ (Mottl, 2003). Por lo tanto, el flujo de masa a través de los montes submarinos es un orden de magnitud mayor que el calculado para los ejes de las dorsales y un orden de magnitud menor que el calculado para los flancos de las dorsales con menos de 65 Ma.

Otra diferencia destacable entre las dorsales y los montes submarinos en relación a la transferencia de calor y masa es que,

mientras en las dorsales existe una continuidad espacial, en los montes submarinos no. En cuanto a la continuidad temporal, es en los montes submarinos donde la persistencia de la actividad hidrotermal en un mismo punto se extiende durante más tiempo (Fig. 1.3b). Un ambiente estable y aislado como este parece, a priori, un biotopo idóneo para que se desarrollen endemismos de la fauna extremófila sésil. Sin embargo, hasta la fecha, no se dispone de información suficientemente exhaustiva de estos ambientes concretos.

La importancia ecológica de las surgencias hidrotermales submarinas se explica por varios motivos. Uno de los más relevantes es que las biocenosis que soportan estos ambientes pueden ocurrir en profundidades en las que no existe producción primaria fotosintética. Esto es así gracias a la quimiosíntesis, que es la capacidad que tienen ciertos organismos para sintetizar materia orgánica a partir de compuestos inorgánicos en ambientes hidrotermales sin necesidad de luz solar. La *quimiosíntesis*, es el paradigma de la interacción entre geología y biología y, además, se produce en el ambiente más extenso de nuestro planeta: la zona afótica de los océanos. También cabe destacar su importancia biológica en el campo de la *abiogénesis*, que atribuye a este ambiente la creación de las primeras moléculas orgánicas en la Tierra y, por tanto, el origen de la vida (Miller y Bada, 1988; Martin et al., 2008). Esta circunstancia implica que el estudio de estos sistemas trasciende del ámbito terrestre al campo de la *exobiología*, centrado en el estudio de la posible existencia de vida en otros planetas cercanos con atmósferas conocidas, y en sus satélites, como Marte (Varnes et al.,

2003) o Titán, satélite de Saturno (Merinero et al., 2010).

CORRIENTES OCEÁNICAS

Los efectos de los montes submarinos sobre las corrientes marinas son especialmente notables en el periodo en que el mismo está próximo a la superficie del mar, bien durante su ascenso en la etapa de formación, o bien al inicio de su hundimiento por erosión subaérea y subsidencia. Cerca de la superficie, las corrientes suelen ser altamente dinámicas debido a la acción del viento, a la circulación geostrofica, al intercambio de calor atmósfera-océano, y a la absorción de radiación solar, entre otros factores. Por tanto, es en la capa superficial de mezcla donde la interacción entre estas estructuras geológicas y la hidrodinámica marina es más intensa. Sin embargo, aunque a mayor profundidad la velocidad de las corrientes sea menor, la interacción es de gran trascendencia puesto que por debajo de la termoclina, los procesos físicos capaces de romper la estratificación vertical de la columna de agua son escasos. Esta interacción puede provocar que aguas más profundas ricas en nutrientes alcancen la zona fótica, fertilizándola (Chapman y Haidvogel, 1992; Bashmachnikov et al., 2013).

Según la ecuación de continuidad de la mecánica de fluidos, un flujo laminar que encuentra un obstáculo sufre una aceleración en el contorno de ese obstáculo. En el caso de estructuras sumergidas el aumento de la velocidad del flujo favorece la erosión por removilización del sedimento en los flancos de la estructura, el cual se depositará más allá del obstáculo después de que el flujo pierda velocidad. Este pro-

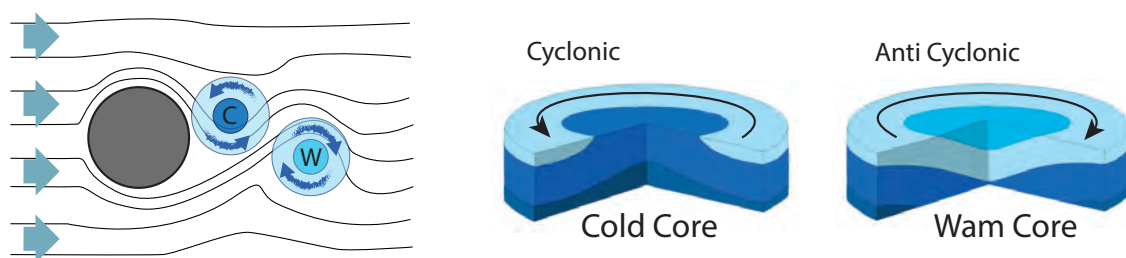


Figura 1.4. Esquema de la estructura interna de un Eddy. El sentido de rotación y la respuesta geostrófica asociada corresponden al hemisferio norte (modificado de Railsback, 2017).

ceso da lugar a los denominados *depósitos contorníticos* en los que pueden darse canales erosivos donde el flujo se acelera, y formas convexas con estratificación subparalela donde el flujo es más lento (Hollister, 1993; Stow et al., 2002; Hernández-Molina et al., 2008).

Desde el punto de vista biológico la aceleración del flujo favorece el establecimiento de organismos filtradores sésiles dado que una mayor velocidad implica el paso de un mayor número de partículas por un mismo punto en un tiempo determinado. Además, tal como se mencionó antes, la resuspensión causada por la intensificación del flujo también puede favorecer a los organismos filtradores sésiles principalmente por dos motivos. En primer lugar, al inhibir la sedimentación evita la colmatación y el enterramiento, tanto de los organismos sésiles como del sustrato duro que requieren para fijarse. En segundo lugar, poniendo a disposición de los filtradores materia orgánica particulada procedente del lecho marino. La resuspensión está sujeta a fluctuaciones en la intensidad y/o la dirección del flujo, las cuales pueden dar lugar a la sucesión de eventos deposicionales y erosivos (Dorschel et al., 2007; Duineveld et al., 2004; Mienis et al., 2009). Estas variaciones temporales del flujo son habituales inclu-

so a escala regional, entre otros motivos, debido a los cambios estacionales y a las corrientes de marea.

Las variaciones espaciales en el campo de velocidades producen vórtices. Dentro de estos giros el balance *geostrófico* cambia, formándose un gradiente de presión *baroclínico* que restablece el equilibrio. Se generan así unas estructuras tridimensionales lenticulares de agua en rotación que son muy frecuentes en el océano. Se les denomina *eddies* y según su sentido de giro, pueden tener un núcleo cálido (sentido de giro anticiclónico en el hemisferio norte) o frío (sentido de giro ciclónico en el hemisferio norte). Estas estructuras se pueden formar a cualquier profundidad, bien a lo largo de un frente en el que entran en contacto dos masas de agua o al rebufo de un obstáculo, como una isla o un monte submarino (Fig. 1.4).

Un caso particular de los *eddies* son los *meddies*. La letra "m" hace referencia al Mar Mediterráneo, ya que el interior del giro contiene agua mediterránea que se adentra en el Océano Atlántico hacia el oeste desde el Estrecho de Gibraltar. Los *meddies* se desplazan a profundidades comprendidas entre 500 y 1.500 m. Se ha calculado que el 90% de los *meddies* chocan contra

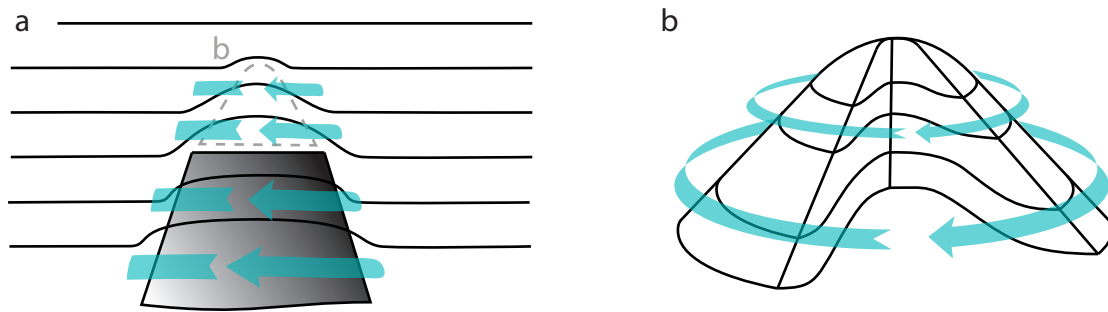


Figura 1.5. Esquema de una Taylor cap sobre un guyot en el hemisferio norte. El giro anticiclónico produce un domo en las isopicnas debido a la estratificación del océano. a) Sección transversal; b) Esquema tridimensional de una Taylor cap o casquete de Taylor. En ambas figuras las líneas negras corresponden a isopicnas, mientras que las flechas azules indican el sentido de rotación del flujo. La línea discontinua en (a) indica la posición de (b).

montes submarinos en el Atlántico Norte (Richardson et al., 2000), pero solo algunas de estas colisiones atrapan o deshacen por completo los *meddies*. La mayoría de las veces, los siguen girando a la deriva con el 60% - 70% de su núcleo intacto (Wang y Dewar, 2003). Se considera que los *meddies* tienen un papel climático significativo (cf. apdo. 1.4.2.).

Otro tipo de estructuras tridimensionales inducidas por corrientes que se pueden dar en el océano son las columnas de Taylor, giros anticiclónicos (en el hemisferio norte) de una parcela de fluido en forma de columna localizada sobre un obstáculo que no llega a emerger. La columna de Taylor se extiende desde la cima del obstáculo hasta la superficie del fluido. Estas columnas solo se pueden desarrollar por completo en fluidos homogéneos en rotación. El gradiente de densidad y la estratificación que existen en el océano impiden que se formen columnas completas hasta la superficie. En su lugar, se produce un abombamiento de las *isopicnas* sobre la cima del obstáculo, por lo que su forma se asemeja más a un cono que a una columna, dándoseles el nombre de casquetes de Taylor, o, en in-

glés, *Taylor caps* (Fig. 1.5). El abombamiento de las isopicnas responde a un ascenso de las capas inferiores y, por tanto, se asemeja a un afloramiento sobre la cima del monte submarino. Si las capas profundas son ricas en nutrientes y el abombamiento es suficiente como para situarlas en la zona fótica, la productividad primaria aumentará localmente sobre la cima.

ONDAS INTERNAS

Además del oleaje generado por el viento, al que ya se ha aludido en relación a su fuerte poder de erosión, existen las llamadas ondas internas. Los mecanismos de estas ondas son complejos y están relacionados principalmente con las oscilaciones de marea, la frecuencia inercial (f) y la frecuencia de flotabilidad (N). Se trata de perturbaciones que producen oscilaciones asociadas a gradientes de densidad que se propagan en la columna de agua, tanto horizontal como verticalmente.

La fuerza perturbadora puede ser diversa, aunque suele estar relacionada con la marea. Así, en situación de bajada de la marea, un *guyot* tendría el efecto de un émbolo empujando la columna de agua hacia la

superficie. Esto originaría una perturbación cuya fuerza restauradora sería la flotabilidad entre las capas de distinta densidad en la columna de agua tratando de volver al equilibrio; tal como sucedería en un estanque tras arrojar una piedra. Esta fuerza restauradora es la frecuencia de flotabilidad o frecuencia de Brunt-Väisälä (N), definida por la fórmula:

$$N = \sqrt{-\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}} \quad [1.1]$$

donde g es la gravedad, ρ la densidad y z la profundidad.

En relación con los montes submarinos, se distinguen dos tipos de ondas internas: *ondas atrapadas por los montes submarinos* y *ondas internas libres*. Las primeras son ondas que giran alrededor del monte, dejando la parte menos profunda (la cima) a su derecha en el hemisferio norte; es decir, su giro es anticiclónico. Las segundas se desprenden de su zona de generación y pueden viajar lejos a través de superficies horizontales asociadas a gradientes de densidad suficientemente intensos (picnoclinas) de manera semejante a como lo hacen las ondas de superficie. Que las ondas se desprendan o no del monte submarino depende de su periodo de oscilación en relación al periodo inercial y , por tanto, de la latitud a que se encuentren. Para latitudes mayores de 75° una onda cuyo periodo de oscilación estuviera próximo a la frecuencia de marea semidiurna (unas 12h 25min) no podría escapar del monte submarino que la ha originado. Si su periodo de oscilación se asemejara al de la componente diurna (24h

50min) tampoco podría escapar del monte generador si este se encontrara entre los paralelos 30° y los polos (Pitcher, 2007). Por tanto, es entre los paralelos 30°N y 30°S donde más libremente se desplazan las ondas internas generadas por la marea.

Las ondas internas libres interaccionan con el fondo de forma análoga a como lo hacen las ondas de superficie al llegar a una playa. El ángulo de incidencia de la onda interna con el fondo lo determinan la pendiente del lecho marino y la dirección de propagación de la onda, y se expresa con la fórmula:

$$\phi = \sqrt{\frac{\sigma^2 - f^2}{N^2 - \sigma^2}} \quad [1.2]$$

donde σ es la frecuencia de oscilación, f el parámetro de Coriolis, que depende de la latitud, y N la frecuencia de Brunt-Väisälä definida anteriormente.

Dependiendo de la relación entre ϕ y la pendiente del fondo la onda interna puede llegar a romper, disipando su energía y produciendo turbulencia. Cuando el valor de la pendiente es aproximadamente el valor de ϕ se considera que la condición es crítica y la onda rompe. Cuando la pendiente sea mucho mayor que ϕ la condición es supercrítica y la onda es reflejada, mientras que si la pendiente es inferior a ese valor la condición es subcrítica y la onda interna puede modificarse pero ni rompe ni es reflejada. Por tanto, la morfología del fondo determina el comportamiento de la onda interna en el momento de la colisión.

1.3. OBJETIVOS

El principio básico que relaciona la geomorfología con los procesos genéticos es el equilibrio entre la energía de los procesos y la forma del terreno. Este principio es el que permite que la geomorfología sea más que una ciencia descriptiva y la convierte en una herramienta de investigación de utilidad en estudios multidisciplinarios. Por su parte, el análisis geomorfométrico aporta la dimensión cuantitativa al estudio de la forma.

Esta tesis propone indagar en los procesos que modelan el lecho marino a través del estudio de la forma con el fin de avanzar en el conocimiento de la Provincia de Montes Submarinos de las Islas Canarias (CISP, de las siglas en inglés de *Canary Islands Seamount Province*). Se pretende que este objetivo concreto sirva, en un marco más amplio, para mejorar la comprensión de la evolución de los montes submarinos oceánicos y su relevancia geo-ecológica.

La geología y la geomorfología son disciplinas muy cercanas. De hecho, cualquier estudio geomorfológico, independientemente de su finalidad, requiere un conocimiento geológico previo. Esto es así porque los procesos geológicos dominan la formación del paisaje y, por tanto, es necesario sustraer los elementos netamente geológicos para poder identificar otras huellas.

El primer objetivo de esta tesis es identificar los elementos geológicos presentes en las zonas de trabajo elegidas para aislarlos de otros elementos morfológicos, y analizarlos en el contexto de su entorno, donde

la geología es particularmente relevante y viva. Los procesos geológicos submarinos muestran, por una parte, morfologías igualmente existentes en el dominio subaéreo, como edificios volcánicos, barrancos, cárcavas y deslizamientos, y, por otra, añaden elementos propios del ambiente submarino, como los depósitos contorníticos y formas asociadas a corrientes turbidíticas.

El siguiente objetivo será identificar a través de la forma y sobre la base del conocimiento previo del medio marino y la geología de Canarias, los procesos físico-químicos y biológicos que tienen representación morfológica y evaluar su relevancia ecológica y su contribución al desarrollo morfológico de la CISP.

La mayor dificultad y el mayor riesgo de un estudio holístico como el presente, es abarcar tantos temas que al final ninguno quede cerrado. Si bien podríamos conformarnos diciendo que en Ciencia la respuesta a una pregunta a menudo abre otras preguntas, también es cierto que en el caso que nos ocupa correr ese riesgo aporta en contrapartida una perspectiva más amplia del objeto de estudio. No obstante, y para minimizar los riesgos de un enfoque demasiado amplio, se han elegido dos únicas zonas de estudio que, aún representando en extensión una pequeña parte de la CISP, cubren los dos extremos de la evolución de los montes submarinos que la forman. La primera zona se sitúa al sur de La Restinga, en la Isla de El Hierro, donde entre 2011 y 2012 se produjo la última erupción conocida en Canarias. , la del volcán llamado

Tagoro. La segunda zona es el gran banco de Concepción, que es, desde el punto de vista geomorfológico, la "isla" más antigua del archipiélago, como lo prueba su forma de *guyot*, evidencia de su emersión en el pasado. En cada una de estas dos localidades se ha estudiado de manera intensiva la morfología del fondo, empleando para ello las técnicas cartográficas más avanzadas. Otro de los objetivos del presente trabajo es discutir el estado del arte de estas técnicas y la metodología de muestreo

empleada que incluye el seguimiento de la formación de un nuevo volcán submarino con una periodicidad nunca antes aplicada. También se han llevado a cabo labores de verificación de campo (en inglés *ground truthing*) mediante muestreos y, sobre todo, observaciones *in situ* mediante vehículos subacuáticos operados remotamente (ROVs, de las siglas en inglés de *Remotely Operated Vehicles*) cuyo rendimiento se pretende evaluar en los distintos escenarios de trabajo.

1.4. ZONA DE ESTUDIO

Las islas Canarias forman parte de la Macaronesia, una extensa región geográfica localizada, entre los paralelos 15°N y 40°N que comprende también los archipiélagos de Azores, Madeira y Cabo Verde, además de los islotes conocidos como Islas Salvajes. Todos estos archipiélagos tienen en común su origen volcánico y un clima similar, influido por el sistema de circulación del giro subtropical nor-atlántico (cf. aptdo. 1.4.2). Estos condicionantes ambientales hacen que compartan también gran parte de su fauna y flora terrestres, entre las que destaca un elevado número de endemismos favorecido por su lejanía relativa de las masas continentales más cercanas (Kunkel, 2012). No obstante, existen también endemismos compartidos con el llamado enclave macaronésico africano, entre el Sahara Occidental y el río Gambia (García-Talavera, 1999).

Sin embargo, la verdadera dimensión de estos relieves volcánicos se descubre bajo la superficie del océano, donde se halla un alto número de montes submarinos que amplían muy notablemente la extensión de la Macaronesia (Fig. 1.6). Desde esta perspectiva, la Macaronesia estaría compuesta no sólo por islas, si no por un gran número de montes submarinos en los alrededores de los distintos archipiélagos. Dichos montes, y los flancos sumergidos de las islas, harían de puente para las poblaciones de organismos marinos, cosa que favorecería la semejanza ecológica entre todos ellos (Brito et al., 2007; Lloris et al., 1991).

La evolución temporal de los edificios submarinos debe ser tenida igualmente en

cuenta, ya que algunos montes submarinos fueron islas en el pasado y, por tanto, también hicieron de puente ecológico para especies y biocenosis terrestres (Fernández-Palacios et al., 2011). Ilustran bien esta situación varios montes submarinos del entorno de Madeira, como Ormonde, Gettisburg, Seine, Unicorn, Josephine y otros cuya cima es plana y cercana a la superficie del océano, lo que denota que han estado expuestos a la erosión subaérea. En el entorno de Canarias, los montes submarinos Dacia, Amanay, y el banco de Concepción, son también *guyots*, como previsiblemente lo será en un futuro geológico no muy lejano la estructura que soporta los islotes de Salvajes.

La composición geoquímica de las rocas muestra, sin embargo, que cada archipiélago pertenece a una provincia volcánica distinta (Schmincke, 1973). Incluso archipiélagos relativamente próximos entre sí, como Madeira y Canarias, están formados por lavas de distinta composición (Geldmacher et al., 2005). Es por ello que los especialistas hablan de *provincias volcánicas* o de *provincias de montes submarinos* (Van den Bogaard, 2013), concediendo a cada archipiélago, incluido Canarias, una entidad geológica propia en el marco de la Macaronesia.

1.4.1. MARCO GEOLÓGICO

La CISP se asienta en un margen continental pasivo, en el sector noroccidental de la placa tectónica africana, en el Atlántico nor-oriental. Los edificios volcánicos que la forman se encuentran distribuidos sobre el glacis continental casi paralelamente a la costa africana.

Las siete islas mayores del archipiélago canario son, de oeste a este, El Hierro, La Palma, La Gomera, Tenerife, Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote (Fig. 3.8). A estas hay que añadirles el islote de Lobos, localizado en la plataforma insular compartida de Lanzarote y Fuerteventura, y el archipiélago Chinijo, al norte de Lanzarote y también sobre la misma plataforma insular. Los islotes de Salvajes localizados al norte de Tenerife, se levantan sobre la llanura abisal, exentas de otras estructuras aunque con sus bases unidas entre sí.

Entre los numerosos edificios sumergidos de la CISP cabe destacar el conjunto localizado en el sector septentrional, compuesto por los montes submarinos Dacia, Rybin, Last Minute, Nico y Essaouira, además del banco de Amanay, muy próximo a Fuerteventura, y El Banquete, adosado a Fuerteventura y en contacto con Amanay. En el extremo meridional de la CISP hay otro conjunto de montes submarinos formado, de norte a sur, por El rift sur de El Hierro, (adosado a esta isla), el monte submarino Henry, Las Hijas (rebautizadas como Bisabuelas; más adelante veremos porqué), y Los Paps, Echo y Tropical. Hay, por último, otras estructuras menores, muchas parciales o completamente enterradas y solo visibles en perfiles sísmicos de reflexión, por lo que resulta difícil hacer un inventario completo de todas ellas aun cuando tuviéramos una batimetría precisa con cobertura total de la región (Uchupi et al., 1976; Dañoibeitia, 1988).

LITOSFERA

La naturaleza oceánica de la corteza sobre la que se asientan los edificios occidentales de la CISP y la profundidad de su lími-

te inferior (12 km) parecen estar fuera de toda duda (Bosshard y Macfarlane, 1970; Uchupi et al., 1976; Banda et al., 1981). En cambio, la naturaleza de la corteza bajo las estructuras volcánicas próximas al continente africano es compleja y ha generado un intenso debate. La discontinuidad de Mohorovicic, o Moho, bajo la plataforma continental está a 20-25 km de profundidad. Eso implica que desde el borde de plataforma hasta la posición de las islas occidentales, el Moho pasa de estar a más de 20 km de profundidad a estar a tan solo 12 km. En ese espacio se sitúa gran parte de las estructuras volcánicas de la CISP incluida la Dorsal Canaria, una estructura subparalela a la costa que alberga el banco de Concepción y las islas de Lanzarote y Fuerteventura (cf. Fig. 3.8). Algunos autores propusieron un origen continental para la Dorsal Canaria, la cual sería una parte del continente separada en la fase inicial de la apertura del océano Atlántico. Esto explicaría el vacío, denominado *Ifni gap*, que se observa al intentar encajar virtualmente los márgenes continentales norteamericano y africano (Dietz y Sproll, 1970). Sin embargo, estudios geofísicos posteriores negaron la naturaleza continental de la corteza bajo la Dorsal Canaria, refutando así la hipótesis anterior (Bosshard y Macfarlane, 1970; Banda et al., 1981). Estos estudios geofísicos señalaron no obstante que la litosfera en la zona de la Dorsal Canaria no es homogénea, y que las propiedades de la corteza en este punto difieren bastante de las de la corteza oceánica típica del extremo oriental de la CISP. Esta discontinuidad litosférica tendría su expresión gravimétrica en la *Zona del Gradiente Lanzarote-Fuerteventura* (LFGZ, de las siglas en inglés de *Lanzarote-Fuerteventura Gradient Zone*)

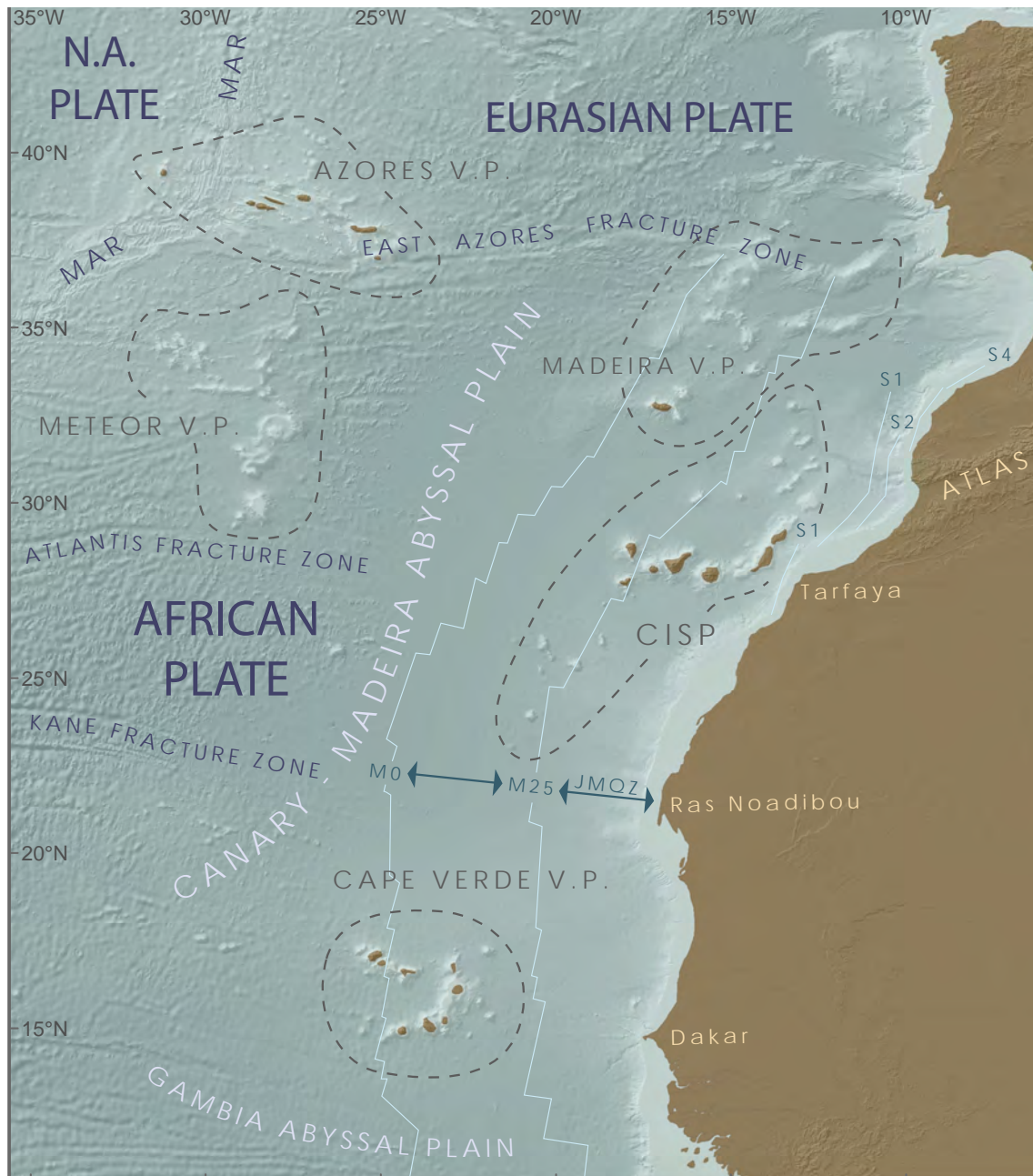


Figura 1.6. Mapa de la Macaronesia. Además de las islas actuales se señala con líneas discontinuas la extensión de las provincias volcánicas (V.P.) teniendo en cuenta las estructuras submarinas. N.A. PLATE: placa norteamericana. MAR: Dorsal Medio Atlántica. CISP: Provincia de los Montes Submarinos de las islas Canarias. S1, S2, S4, M0 y M25 son las anomalías magnéticas más relevantes para la zona de estudio. JMQZ: zona de calma magnética jurásica (Hayes y Rabinowitz, 1975; Roeser et al., 2002; Roest et al., 1992). Los elementos que componen la CISP se muestran con mayor detalle en la Figura 3.8.

(Carbó et al., 2005), que algunos autores atribuyeron a una corteza de transición emplazada entre el continente y la corteza puramente oceánica (Bosshard y Macfarlane, 1970; Uchupi et al., 1976; Weigel et al., 1978, 1982).

La edad de la litosfera se ha podido determinar gracias a la magnetización de la corteza oceánica. Así, se observa que la secuencia de anomalías magnéticas M0 - M25 se sitúa al oeste de la CISP, y que la anomalía M25, a la que corresponde una edad de 154 Ma (Müller et al., 1997), discurre próxima a las islas de La Palma y El Hierro, de donde se deduce que la corteza oceánica que soporta estas islas tiene esa misma edad. Entre la anomalía magnética M25 y las anomalías S1 y S2 localizadas en el talud continental, se extiende la *Zona de Calma Magnética Jurásica* (JMQZ, de las siglas en inglés de *Jurassic Magnetic Quiet Zone*), y es sobre esta corteza oceánica donde se levanta la mayor parte de los edificios volcánicos de la CISP (Hayes y Rabinowitz, 1975; Roeser, 1982). Las anomalías magnéticas S se denominan así por encontrarse en el talud continental (S, del inglés *slope*, talud), y se les supone una edad de 184-187 Ma. Para algunos autores la anomalía magnética S1 es el verdadero límite entre las cortezas oceánica y continental (Steiner et al., 1998).

Los sedimentos que cubren la litosfera disminuyen en espesor hacia el oeste (Uchupi et al., 1976), en parte porque se asientan sobre una corteza progresivamente más moderna en esa dirección (y que por tanto lleva menos tiempo recibiendo aportes sedimentarios) y en parte porque aumenta la distancia a las fuentes de sedimentos

terrágenos procedentes del continente africano. La mayor potencia sedimentaria, con más de 15 km, se halla en el Canal Canario, que es el corredor que se extiende entre el talud africano y la Dorsal Canaria (cf. Fig. 3.6). En el Canal Canario la secuencia estratigráfica se remonta al Triásico y contiene depósitos salinos correspondientes al comienzo del proceso de apertura del Atlántico, hace unos 200 Ma (Hinz et al., 1982). A esta fase le sucedió una rápida subsidencia que favoreció el acomodo de sedimentos jurásicos. Entre el Jurásico medio y final se desarrollaron grandes plataformas carbonatadas en el margen continental en las latitudes de Tarfaya, Essaouira y la llanura de Marzagán, perviviendo algunas de ellas hasta el Terciario inferior. En la primera mitad del Cretácico se iniciaron los movimientos halocinéticos que originaron los diapiros que en la actualidad alcanzan el lecho marino. En el Eoceno y el Oligoceno destacan varios eventos erosivos responsables de las principales disconformidades estratigráficas observadas, sobre todo al norte del archipiélago, en las proximidades del cañón de Agadir. En el Mioceno también se produjo un hiato destacado, conocido como «reflector marrón» (Jansa y Wiedmann, 1982).

LOS EDIFICIOS VOLCÁNICOS DE LA CISP

Fijándonos en las estructuras que sobresalen de la cobertera sedimentaria y no sólo en las que emergen del mar, vemos unas Canarias distintas de las que muestran los mapas geográficos al uso. Se pueden distinguir así tres subconjuntos de estructuras o edificios: (i) grupo septentrional, formado por varios montes submarinos y los islotes de las Salvajes; (ii) grupo central, formado principalmente por el archipiélago canario,

1.3. Objetivos

el banco de Concepción, y los montes submarinos de Amanay y el Banquete; y (iii) un grupo meridional, formado en su totalidad por montes submarinos.

La edad de las estructuras es un elemento clave para desentrañar el origen de las Canarias y de la CISP. El número de dataciones es, no obstante, y por razones obvias,

mucho mayor en las estructuras emergidas que en las sumergidas. Uno de los estudios recientes que más dataciones submarinas recoge es el de van den Bogaard (2013), donde se muestra una horquilla de edades de más de 140 Ma.

La edad media de los edificios varía notablemente para cada uno de los grupos

Edificio volcánico	Edad (Ma)	Sector	Media (Ma)	D. est. (Ma)
<i>Essaouira</i>	68			
<i>Rybin</i>	55	<i>Septentrional</i>	47,52	16,32
<i>Dacia</i>	47			
<i>Selvagen</i>	29			
<i>Concepcion</i>	18			
<i>Lanzarote</i>	15			
<i>Fuerteventura</i>	70			
<i>Amanay</i>	15			
<i>Banquete</i>	18			
<i>Gran Canaria</i>	15	<i>Central</i>	6,31	20,00
<i>El Hijo</i>	0.2			
<i>La Gomera</i>	11			
<i>La Palma</i>	1.7			
<i>Palma Ridge</i>	2			
<i>El Hierro</i>	1.1			
<i>Hierro Ridge</i>	133			
<i>Henry</i>	126			
<i>Bisabuelas</i>	142	<i>Meridional</i>	120,84	19,41
<i>The Paps</i>	91			
<i>Tropical</i>	119			

Tabla 1.1. Edades edificios volcánicos. Tabla que muestra las dataciones más antiguas determinadas en cada edificio. Los edificios están agrupados según edades y proximidad geográfica. La media y desviación típica de cada grupo se incluyen en la tabla. Dataciones tomadas de Ancochea and Huertas, 2005; Geldmacher et al., 2005, 2001; Guillou et al., 1996; Klügel et al., 2011; Van den Bogaard, 2013.

antes mencionados, siendo la mayor, la del grupo meridional (120,84 Ma) y la menor la del grupo central (6,31 Ma). El grupo septentrional presenta una edad media (47,52 Ma) un orden de magnitud menor que la del grupo meridional, y un orden de magnitud mayor que la del grupo central. Mientras que entre grupos la diferencia de edad es grande, entre estructuras del mismo grupo no lo es tanto, como muestra su desviación estándar (Tabla 1.1). Esto podría llevar a pensar que los tres grupos de estructuras son independientes entre sí, pero les unen la proximidad geográfica (especialmente significativa en el caso del rift sur de El Hierro y la propia isla) y ciertas semejanzas desde el punto de vista geoquímico dentro de cierta diversidad (Schmincke, 1982; Geldmacher et al., 2005; Klügel et al., 2011; Van den Bogaard, 2013).

EL ORIGEN DE LA CISP

Las prospecciones geofísicas realizadas desde buques oceanográficos en las décadas de 1960 y 1970 sentaron las bases del conocimiento de la geología estructural de la región macaronésica y del margen continental del noroeste de África, sucintamente expuestas en las secciones previas (Rothe y Schmincke, 1968; Bosshard y Macfarlane, 1970; Hinz et al., 1974; Uchupi et al., 1976; Weigel et al., 1978). También en esa época, dataciones mediante técnicas radiométricas (K/Ar) proporcionaron por primera vez información sobre las edades absolutas de algunas de las rocas ígneas que forman los edificios volcánicos canarios (Abdel-Monem et al., 1971, 1972). Los resultados de ambos conjuntos de técnicas alimentaron el debate sobre el origen de los edificios volcánicos de Canarias y de la CISP, si bien la discusión se polarizó hacia parete

emergida; las islas, de donde procedían las muestras datadas (Anguita y Hernan, 1975; Carracedo, 1994; Guillou et al., 1996). Gracias a los levantamientos batimétricos de detalle que comenzaron a finales del siglo XX y al perfeccionamiento de las técnicas geofísicas y de datación ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), la resolución espacial y temporal alcanzada en el entorno submarino se fue aproximando a la lograda en tierra (Gee et al., 2001; Watts y Masson, 2001; Clift y Acosta, 2003). Todo ello hizo girar el foco de atención hacia estructuras submarinas anteriormente ignoradas debido a sus reducidas dimensiones. Y también hacía estructuras ya conocidas que cuya datación fue motivo de sorpresa. (Geldmacher et al., 2005; Klügel et al., 2011; Van den Bogaard, 2013).

Lo que se acaba de exponer evidencia la influencia que el estado del arte de las técnicas empleadas ha tenido y tiene sobre el estudio del origen y el significado de las Canarias y de la CISP, situándonos además en el contexto en que se han desarrollado las distintas hipótesis y teorías explicativas. En este sentido, Carracedo (2014) identifica dos corrientes principales, a las que denomina "tectonicista" y de "anomalía térmica". La primera se apoya en la existencia de zonas de fractura en la corteza que, de una forma u otra, habrían favorecido la generación de magma cerca de la superficie y su ascenso posterior a través de los planos de falla. La segunda postula que el vulcanismo se debe a una anomalía térmica en el manto que habría debilitado la litosfera, fundiéndola y provocando su ascenso a través de la corteza. Dentro de dichas corrientes, se describen a continuación, de manera sucinta, las teorías más conspicuas.

TEORÍA DE LOS BLOQUES LEVANTADOS

La teoría de los bloques levantados (en inglés *uplifted blocks*) considera que el archipiélago canario se sitúa sobre bloques de la corteza oceánica levantados como consecuencia de esfuerzos compresivos (Fig. 1.7). La compresión sería debida al cambio de dirección y velocidad de la deriva de la placa africana a finales del Paleoceno (~60 Ma). La compresión se habría repetido en diversas ocasiones desde entonces, modulando así las etapas de quiescencia y de volcanismo. Según esta teoría, los bloques corticales se habrían levantado hasta

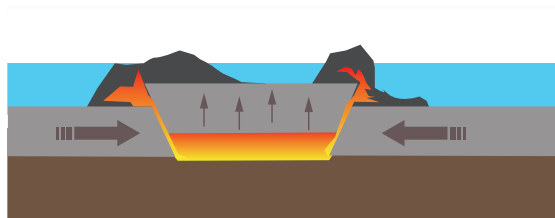


Figura 1.7. Esquema del modelo propuesto por la teoría de los bloques levantados. La descompresión bajo la corteza sería la responsable de la fusión de la litosfera, lo que resultaría en la formación de magma que ascendería por los planos de falla dando lugar a la construcción de los edificios volcánicos.

6 km, hecho que habría resultado en un acortamiento horizontal de 40 km. La descompresión producida bajo los bloques levantados habría provocado la fusión de la litosfera, y el material fundido ascendería por las fracturas en los estadios de relajación entre fases compresivas (Araña y Ortiz, 1991). El mayor inconveniente de esta teoría es que los datos geofísicos no validan el marco estructural que plantea, no habiéndose encontrado evidencias de las fracturas ni de bloques tan prominentes como los postulados.

TEORÍA DEL PUNTO CALIENTE

La teoría del punto caliente (*hot spot*, en inglés) es una adaptación para Canarias de la teoría propuesta por primera vez por Wilson (1963) para explicar la formación de las islas Hawái, que son también islas de intraplaca sobre corteza oceánica, muy alejadas de los continentes. Según Wilson (1963) la formación de las Hawái se debería a una anomalía térmica del manto en forma de penacho que calentaría la litosfera en un punto fijo. Esta situación haría que el magma se abriese paso hasta la superficie atravesando la corteza. Al estar la pluma en

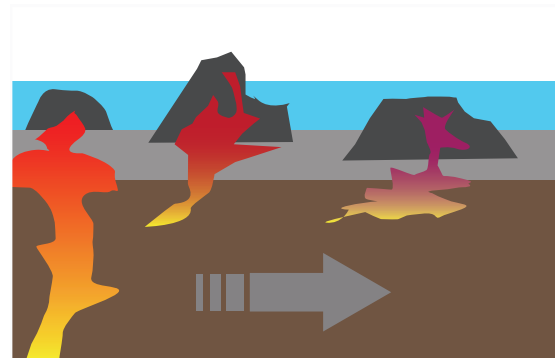


Figura 1.8. Esquema del modelo propuesto por la teoría del punto caliente. Una anomalía térmica del manto en un punto fijo sería la responsable de la inyección de magma. El volcanismo posterior a la formación de los edificios volcánicos se debería a cámaras magmáticas residuales.

una posición que se supone fija, sobre la que deriva la placa Pacífica, cada vez que la actividad de la pluma sea suficientemente intensa, el magma atravesará la litosfera creando un nuevo monte submarino o isla. El nuevo edificio iría creciendo gracias a los aportes magmáticos al tiempo que, instalado sobre la placa, iría derivando y alejándose del punto de formación inicial. A la larga, este comportamiento terminaría por interrumpir el crecimiento del edificio, el cual se hundiría progresivamente

debido al desequilibrio isostático que implica la masa del mismo sobre la delgada corteza oceánica. En las islas Hawái, y en la cadena Hawái-Emperador de montes submarinos asociada, la sucesión de edades, la subsidencia y los datos geofísicos apoyan el mecanismo propuesto (Macdonald et al., 1983). Sin embargo, en las islas Canarias estas relaciones no son del todo evidentes. En Canarias, el vulcanismo mioceno y plio-cuaternario muestra un patrón espacial y temporal poco ajustado a esta teoría. Hasta el vulcanismo histórico presenta igual o mayor actividad, al menos en tierra, en las islas orientales, más antiguas, que en las occidentales, más modernas. Los defensores de esta teoría justifican este hecho por la existencia de posibles cámaras magmáticas residuales y de una corteza más profunda y compleja que la de las islas Hawái (Carracedo et al., 1998) (Fig. 1.8)

TEORÍA DE LA FRACTURA PROPAGANTE

Esta es la teoría principal dentro de la corriente tectonicista, si bien en una segunda versión propone también la intervención de una anomalía del manto (Anguita y

Hernán, 1975, 2000). La teoría de la fractura propagante (en inglés *propagating fracture*) se basa en la hipótesis de la posible continuación de la zona de fractura del Atlas hacia el océano (Bosshard y Macfarlane, 1970) y en que la misma iría cambiando paulatinamente de un régimen compresivo, en el continente, a uno distensivo en su extremo occidental; en el océano Atlántico. El vulcanismo se concentraría en el extremo distensivo, aunque con el tiempo y la deriva de la placa africana, la zona de fractura se transformaría en compresiva, de modo análogo a una cremallera que se fuera cerrando hacia el suroeste. Eso provocaría una reducción en el aporte de material fundido que permitiría explicar la gradación de edades de los escudos volcánicos (Fig. 1.9). Una segunda versión de esta teoría considera que hace 200 Ma existió una pluma mantélica de enormes dimensiones responsable tanto de la *Gran Provincia Ígnea* (LIP, de las siglas en inglés de *Large Igneous Province*) que se extiende a ambos lados del océano Atlántico, como también de la ulterior abertura de este océano. Los restos de esa pluma, controla-

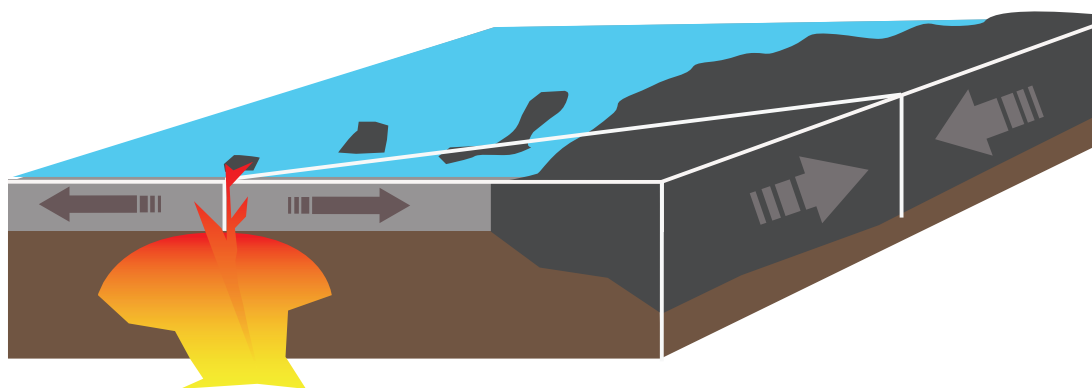


Figura 1.9. Esquema del modelo propuesto por la teoría de la fractura propagante. La zona de fractura del Atlas se continuaría en el archipiélago, aunque con un régimen distensivo. En la segunda versión de la teoría, el magmatismo se explicaría por una anomalía térmica superficial de tipo residual.

dos por la zona de fractura propagante del Atlas, serían los responsables del vulcanismo canario (Anguita y Hernán, 2000).

TEORÍA DE LA CONVECCIÓN IMPULSADA POR EL BORDE

La última propuesta en la línea de la anomalía térmica como origen de Canarias y la CISP se apoya en modelos numéricos del manto que simulan el efecto de los cratones en la litosfera y el manto superior. Se trata de la teoría de la convección impulsada por el borde (en inglés *edge-driven convection*), la cual explicaría no sólo el origen de los edificios volcánicos de la región que nos ocupa, si no también de los de otras provincias volcánicas situadas alrededor de cratones, como la Provincia Volcánica de Cabo Verde (King y Ritsema, 2000).

Un cratón tiene una temperatura menor que otras estructuras litosféricas debido a su naturaleza continental y a su elevada edad. Además, sus profundas raíces extienden su influencia al manto superior afectando hasta 100 km o más desde la superficie. Según este modelo, el gradiente térmico inducido por un cratón tiene el



Figura 1.10. Esquema del modelo propuesto por la teoría de la convección impulsada por el borde. El cratón africano induciría una célula convectiva de pequeña escala responsable de un vulcanismo de patrón aleatorio y recurrente.

efecto de generar en el manto una célula convectiva de pequeña escala adosada al propio cratón. Dicha célula seguiría una trayectoria descendente (*down welling*) en el borde del cratón, donde el material del manto se enfría, y una trayectoria ascendente (*up welling*) paralela a 600 – 1.000 km del mismo (King, 2007) (Fig. 1.10). El modelo también predice que cada cierto tiempo se producirían episodios de mayor intensidad. Para las condiciones iniciales del ejemplo elegido por King y Ritsema (2000), en su artículo, el modelo devuelve un periodo de recurrencia de 100 Ma.

1.4.2. MARCO OCEANOGRÁFICO

Toda la circulación superficial del océano Atlántico en el hemisferio norte está influenciada en mayor o menor medida por el gran *giro subtropical nor-atlántico*. Así, las corrientes ligadas a este giro atraviesan todos los archipiélagos que conforman la Macaronesia. El giro describe una elipse en sentido horario en la que pueden distinguirse cuatro corrientes o segmentos principales: (i) la *Corriente Nor-ecuatorial*, que discurre desde las costas africanas a las americanas y cuyo extremo occidental está directamente relacionado con los huracanes que se desarrollan con frecuencia en el mar Caribe a finales del verano boreal; (ii) la *Corriente del Golfo*, que transporta agua cálida hacia latitudes más altas paralelamente a la costa de Norteamérica, bifurcándose en dos ramas al este de Terranova, una que prosigue hacia el noreste y otra hacia el este; (iii) la *Corriente de las Azores*, que es la vena principal que se dirige hacia el este después de desprenderse de la *Corriente del Golfo*, y que alcanza el margen oriental atlántico en las latitudes de la península ibérica; y (iv) la *Corriente*

de Canarias, que arranca en aguas abiertas al oeste de la península y es impulsada hacia el suroeste a través de Madeira y las Canarias por los vientos alisios (Fig. 1.11). Al contrario de la *Corriente del Golfo*, la *Corriente de Canarias* lleva agua superficial más fría a latitudes más bajas (Siedler et al., 2013; Talley, 2011).

En la región canaria, los vientos alisios que han pasado sobre el continente africano transportan gran cantidad de partículas sedimentarias. La ausencia de recubrimiento vegetal y la extrema escasez de precipitaciones en el desierto del Sahara favorecen la erosión y el transporte eólicos hacia mar abierto. Mediciones satelitales indican que la masa media sustraída anualmente del Sahara por la acción del viento es de 179 Mt, de las cuales 102 Mt van a parar al océano Atlántico (Fig. 1.12). El polvo sahariano es rico en hierro y fósforo, lo que

le confiere una potente capacidad fertilizadora que llega a alcanzar el mar Caribe y la cuenca del río Amazonas, donde se estima que se depositan anualmente 28 Mt (Yu et al., 2015).

Debajo de la capa de agua superficial afectada por la circulación inducida por el viento, se encuentran otras masas de agua que se desplazan a menor velocidad. La dinámica de las mismas se debe fundamentalmente a corrientes geostróficas y a la circulación termohalina. La estructura subsuperficial y profunda de la columna de agua en la región de Canarias es análoga a la del resto del Atlántico central, aunque con alguna peculiaridad, sobre todo en las aguas intermedias, debida a la influencia de la Corriente de Canarias y del *Agua de Salida Mediterránea* (MOW, de las siglas en Inglés de *Mediterranean Outflow Water*) (Figs. 1.13 y 1.14)

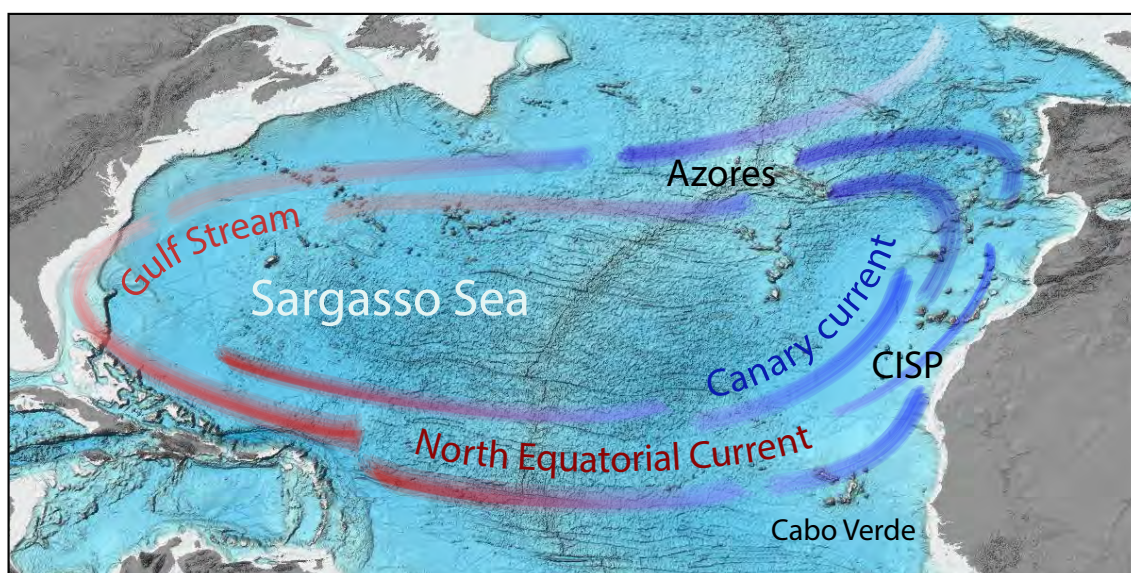


Figura 1.11. Giro subtropical noratlántico. Circulación superficial en el Atlántico Norte. El color azul indica aguas más frías de lo que cabría esperar en esa latitud si no fuera por el efecto del giro. El color rojo simboliza aguas más cálidas.

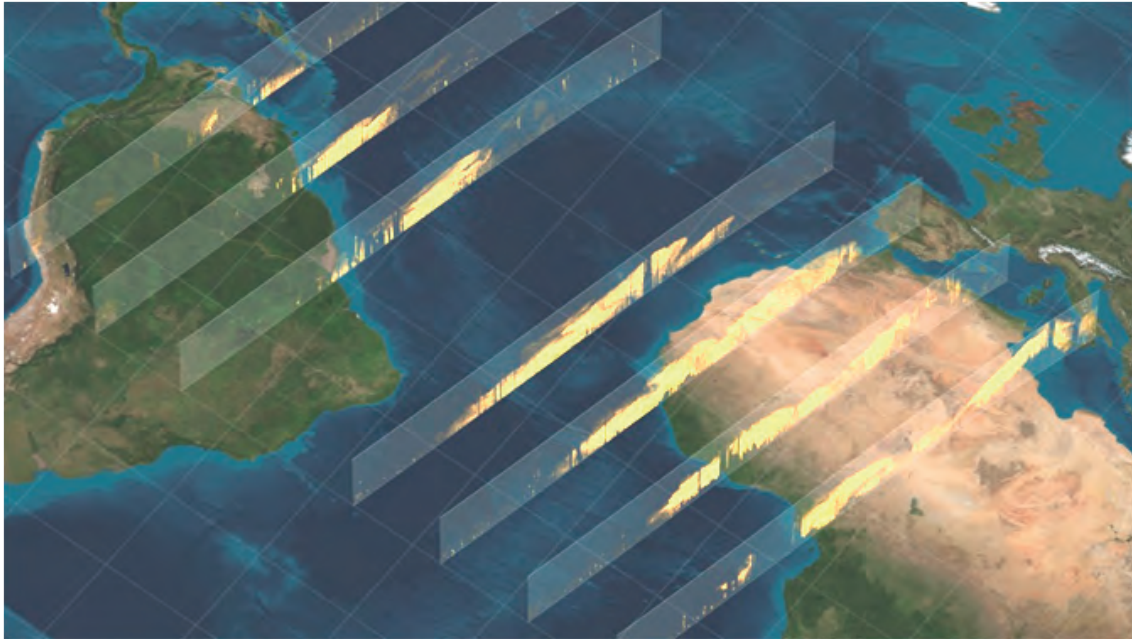


Figura 1.12. Polvo sahariano atmosférico. Mapa en perspectiva que muestra las sucesivas pasadas realizadas por el satélite CALIPSO entre el 16 de marzo de 2010 (extremo oriental) y el 2 de abril de 2010 (extremo occidental). Este satélite dispone de un sensor LIDAR que le permite detectar el polvo en suspensión en la atmósfera gracias a la retrodispersividad de un pulso láser de manera análoga a como una ecosonda de multihaz detecta partículas en suspensión en la columna de agua utilizando un pulso acústico mediante la función 'columna de agua' (cf. Fig. 2.6). (NASA, 2017).

AGUA DE SUPERFICIE

El Agua de Superficie (SW, de las siglas en inglés de *Surface Water*) es un agua muy mezclada debido al intenso hidrodinamismo causado por el viento. De hecho, la SW corresponde a la capa de mezcla, siendo su límite inferior la termoclina estacional, que suele estar situada a unos 150 m de profundidad. Su salinidad media es de 36,5 psu (acrónimo de *unidades prácticas de salinidad*; en inglés *practical salinity units*), mientras que la temperatura oscila varios grados a lo largo del año debido a la fuerte influencia atmosférica a que está sometida esta masa de agua, y en consecuencia, a las variaciones estacionales. En invierno, cuando la Corriente de Canarias es más débil, sobre todo en las islas orientales, la temperatura media estacional en superficie

es de 18,5°C. En primavera y verano, cuando la Corriente de Canarias es más intensa y constante, la temperatura media es de 22,2°C. En otoño, la Corriente de Canarias se intensifica en el extremo occidental del archipiélago, mientras que hacia el este va disminuyendo en intensidad hasta alcanzar la situación invernal antes mencionada (Vélez-Belchí et al., 2004).

A diferencia de las capas profundas, la SW está irradiada por la luz solar, cosa que estimula la fotosíntesis, circunstancia que hace que la concentración de nutrientes sea baja al haber sido éstos utilizados por los organismos fotosintéticos. Sin embargo, gracias a su intensa dinámica oceanográfica, en esta región del Atlántico se producen dos fenómenos que fertilizan localmente

la zona fótica. El más relevante es el *afloramiento sahariano* del margen continental del noroeste de África. El afloramiento se debe al desequilibrio geostrofico producido por la Corriente de Canarias, que fuerza el ascenso de agua más profunda y rica en nutrientes. El otro fenómeno relacionado con el aumento de la producción es la formación de vórtices (cf. apdo. 1.2.2). Estas estructuras mesoescalares se forman con cierta frecuencia al sur de las islas y pueden mantenerse a lo largo de grandes distancias a medida que se desplazan hacia el suroeste, siguiendo el llamado *Corredor Canario de Remolinos* (Sangrà et al., 2005,

2009). Conviene recordar que sólo los remolinos con núcleo frío (i.e. giros ciclónicos) tienen capacidad de producir afloramientos (Fig. 1.4)

AGUA CENTRAL DEL ATLÁNTICO NORTE

El Agua Central del Atlántico Norte (NACW, de las siglas en inglés de *North Atlantic Central Water*) se localiza entre 52°N, donde llega a aflorar en invierno, y el límite meridional del giro subtropical noratlántico, muy bien marcado por un mínimo de oxígeno localizado alrededor de 20°N (Talley, 2011). En profundidad, la NACW se extiende hasta los 600 - 900 m. En el caso

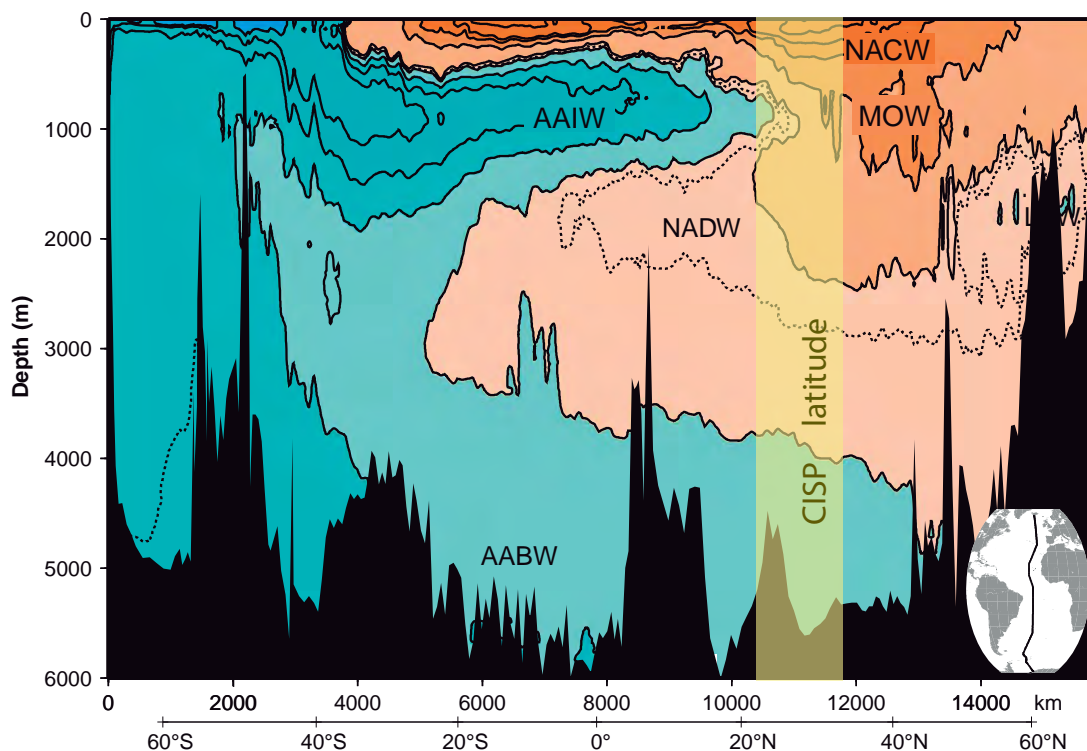


Figura 1.13. Sección hidrográfica del océano Atlántico entre 60°S y 60°N. La situación de la sección se muestra en el globo de la esquina inferior derecha. La banda amarilla corresponde al rango latitudinal de la Provincia de los Montes Submarinos de las Islas Canarias (CISP). El eje de abscisas muestra en una doble escala la latitud y la distancia en kilómetros, mientras que el eje de ordenadas indica la profundidad en metros. NACW (North Atlantic Central Water): Agua Central del Atlántico Norte. MOW (Mediterranean Outflow Water): Agua de Salida Mediterránea. AAIW (Antarctic Intermediate Water): Agua Intermedia Antártica. NADW (North Atlantic Deep Water): Agua Profunda del Atlántico Norte. AABW (Antarctic Bottom Water): Agua de Fondo Antártica. Modificado de Talley, (2011).

concreto de Canarias, su límite inferior se encuentra entre 600 y 700 m, a un valor de densidad neutra de $27,3 \text{ kg m}^{-3}$ (Hernández Guerra et al., 2001; Knoll et al., 2002). Desde este límite hasta la superficie es donde se ha medido un mayor transporte de agua en el sector de las islas orientales. Visto en sección, el perfil de velocidades aumenta en intensidad desde los 600 m de profundidad, donde el flujo es imperceptible, hasta velocidades de más de 20 cm s^{-1} cerca de la superficie, con un transporte neto en dirección sur por la influencia de la Corriente de Canarias (Hernández Guerra et al., 2001).

AGUA INTERMEDIA ANTÁRTICA Y AGUA DE SALIDA MEDITERRÁNEA

Por debajo de la NACW hay una masa de agua compuesta fundamentalmente por Agua Intermedia Antártica (AAIW, de las siglas en inglés de *Antarctic Intermediate Water*) aunque influenciada por la MOW, sobre todo en su mitad superior.

La AAIW es la tercera mayor masa de agua del océano Atlántico en volumen. Se forma entre 50°S y 60°S , y se extiende en una len-

gua hacia el norte entorno a unos 1.000 m de profundidad. Su límite septentrional varía según se considere la mitad oriental o la mitad occidental del océano Atlántico. Por la mitad occidental, siguiendo el continente americano, la AAIW llega hasta Islandia, sobrepasando el paralelo 60°N (Tsuchiya, 1989), mientras que por la mitad oriental, donde se sitúan las Canarias, solo alcanza el paralelo 20°N (Talley, 2011). Sin embargo, ninguno de los dos límites septentrionales es nítido y en el caso del margen oriental cabe destacar que entre las islas Canarias orientales fluye una contracorriente semi-profunda hacia el norte, entre 600 y 1.600 m de profundidad, que correspondería a la AAIW. La velocidad máxima, de esta corriente (hasta 10 cm s^{-1}) ha sido observada entre Gran Canaria y Fuerteventura a unos 1.000 m de profundidad (Hernández Guerra et al., 2001).

El flujo de agua mediterránea que llega al océano Atlántico a través del estrecho de Gibraltar a una profundidad de unos 1,000 m se sitúa, ya en el Atlántico, en torno a los 900 m de profundidad. Ambas masas de agua, la AAIW y la MOW, se encuentran,

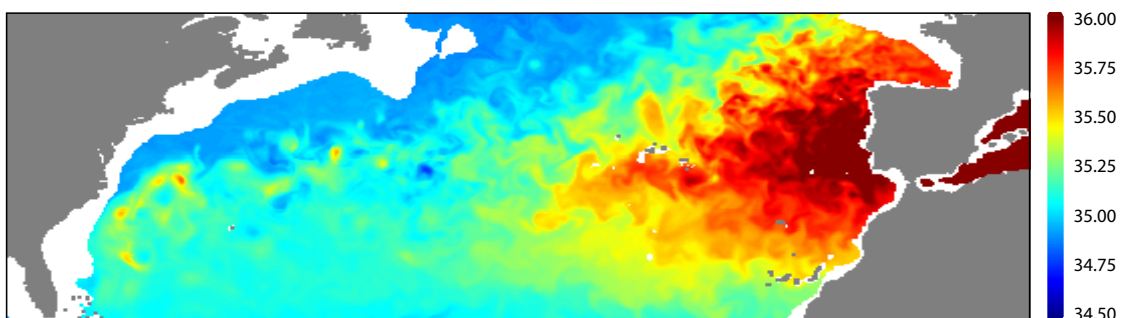


Figura 1.14. Mapa de salinidad del Atlántico norte a 1,000 m de profundidad. Gracias a su movimiento giratorio, los "meddies" pueden conservar las propiedades de la MOW hasta distancias considerables dentro del Atlántico occidental. Nótese la presencia de estas estructuras en el margen norteamericano. La escala de color es en unidades prácticas de salinidad (psu). Extraído de Ocean Forecast (<http://bulletin.mercator-ocean.fr/>).

por tanto, a una profundidad similar en la región canaria, si bien son fácilmente distinguibles por su temperatura y salinidad, que son mayores en el caso de la MOW (i.e. $S > 35,5$ psu para la MOW, y $S < 35,3$ psu para la AAIW) (Hernández Guerra et al., 2001) (Figs. 1.13 y 1.14).

Como ya se apuntó en la Introducción (cf. 1.2.2), una vez inyectada en el océano Atlántico, la MOW forma unos vórtices denominados *meddies*. Las colisiones de los *meddies* contra montes submarinos son relativamente frecuentes. Si bien es cierto que solo algunas de estas colisiones atrapan o deshacen el *meddy* por completo, también lo es que acortan su existencia dramáticamente (Richardson et al., 2000). Se sabe que estas interacciones desempeñan un papel climático significativo debido a su influencia sobre la *Lengua de Sal Mediterránea* (en inglés *Mediterranean Salt Tongue*) que se extiende por el Atlántico nororiental (Fig. 1.14). Las colisiones de los *meddies* contra los montes submarinos representan entre un cuarto y la mitad del flujo salino necesario para mantener la Lengua de Sal Mediterránea (Wang y Dewar, 2003). Recíprocamente, estas colisiones tienen un impacto directo sobre los montes submarinos, ya que implican cambios ambientales relevantes en su ecosistema (e.g. Mendonça et al., 2012).

AGUA PROFUNDA DEL ATLÁNTICO NORTE

El *Agua Profunda del Atlántico Norte* (NADW, de las siglas en inglés de *North Atlantic Deep Water*) se caracteriza por una elevada salinidad, una alta concentración de oxígeno disuelto y un escaso contenido en nutrientes (Talley, 2011). En las latitudes altas del Atlántico norte se extiende por debajo de la base de la AAIW, a 1.600 m, hasta el lecho marino (Fig. 1.13). Su dinámica en la región canaria no está tan estudiada como la de las masas de agua superiores. Sin embargo, se sabe que la NADW se mueve a una velocidad media de 1-2 cm s^{-1} (Dickson et al., 1985), con máximos de 6 cm s^{-1} cerca de la CISP, y que su dirección es muy variable (Müller y Siedler, 1992; Hernández-Guerra et al., 2005).

AGUA DE FONDO ANTÁRTICA

El *Agua de Fondo Antártica* (AABW, de las siglas en inglés de *Antarctic Bottom Water*) es la masa de agua más profunda del océano Atlántico. Se forma por convección invernal alrededor de la Antártida, y su temperatura y salinidad oscilan entre $-0,8$ y 2 °C, y 34,6 y 34,7 psu, respectivamente. Es la masa de agua más densa y más fría del océano global, en cuya circulación juega un papel fundamental (Ohshima et al., 2013). Se sitúa a profundidades de más de 4.000 m, es decir, más allá de la base de los zócalos de las islas orientales del archipiélago canario (Fig. 1.13).

1.5. BIBLIOGRAFÍA

- Abdel-Monem, A., Watkins, N.D., Gast, P.W., 1972. Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands; Tenerife, La Palma and Hierro. *Am. J. Sci.* 272, 805–825. doi:10.2475/ajs.272.9.805.
- Abdel-Monem, A., Watkins, N.D., Gast, P.W., 1971. Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands; Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, and La Gomera. *Am. J. Sci.* 271, 490–521. doi:10.2475/ajs.271.5.490.
- Ancochea, E., Huertas, M.J., 2005. Age and composition of the Amanay Seamount, Canary Islands, in: Clift, P., Acosta, J. (Eds.), *Geophysics of the Canary Islands*. Springer Netherlands, pp. 161–169.
- Anguita, F., Hernán, F., 2000. The Canary Islands origin: a unifying model. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103, 1–26.
- Anguita, F., Hernán, F., 1975. A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary islands. *Earth Planet. Sci. Lett.* 27, 11–19. doi:10.1016/0012-821X(75)90155-7.
- Araña, V., Ortiz, R., 1991. The Canary Islands: Tectonics, magmatism and geodynamic framework, in: Kampunzu, P.D.A.B., Lubala, P.D.R.T. (Eds.), *Magmatism in extensional structural settings*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 209–249.
- Auster, P.J., Moore, J., Heinonen, K.B., Watling, L., 2005. A habitat classification scheme for seamount landscapes: assessing the functional role of deep-water corals as fish habitat, in: Freiwald, P.D.A., Roberts, D.J.M. (Eds.), *Cold-water corals and ecosystems*, Erlangen Earth Conference Series. Springer Berlin Heidelberg, pp. 761–769.
- Banda, E., Dañobeitia, J.J., Suriñach, E., Ansoorge, J., 1981. Features of crustal structure under the Canary Islands. *Earth Planet. Sci. Lett.* 55, 11–24. doi:10.1016/0012-821X(81)90082-0.
- Bashmachnikov, I., Loureiro, C.M., Martins, A., 2013. Topographically induced circulation patterns and mixing over Condor seamount. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 98, 38–51. doi:10.1016/j.dsr2.2013.09.014.
- Bosshard, E., Macfarlane, D.J., 1970. Crustal structure of the western Canary Islands from seismic refraction and gravity data. *J. Geophys. Res.* 75, 4901–4918. doi:10.1029/JB075i026p04901.
- Brito, A., Falcón, J., Herrera, R., 2007. Características zoogeográficas de la ictiofauna litoral de las Islas de Cabo Verde y comparación con los archipiélagos macaronésicos. *Rev Acad Canar Cienc* 18, 93–109.
- Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Batist, M., Hafliadason, H., Imbo, Y., Laberg, J.S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, D.G., Sultan, N., Trincardi, F., Bryn, P., 2004. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. *Mar. Geol., COSTA - Continental Slope Stability* 213, 9–72. doi:10.1016/j.margeo.2004.10.001.
- Carbó, A., Muñoz-Martín, A., Llanes, P., Álvarez, J., 2005. Gravity analysis offshore the Canary Islands from a systematic survey, in: Clift, P., Acosta, J. (Eds.), *Geophysics of the Canary Islands*. Springer Netherlands, pp. 113–127.
- Carracedo, J.C., 2014. *Geología de Canarias I - Origen, evolución, edad y volcanismo*, Edición: 1ª. ed. Editorial Rueda, Alcorcón, Madrid.
- Carracedo, J.C., 1994. The Canary Islands: An example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 60, 225–241. doi:10.1016/0377-0273(94)90053-1.
- Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H., Rodríguez Badiola, E., Canas, J.A., Pérez Torrado, F.J., 1998. Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. *Geol. Mag.* 135, 591–604.
- Chapman, D.C., Haidvogel, D.B., 1992. Formation of Taylor caps over a tall isolated seamount in a stratified ocean. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.* 64, 31–65. doi:10.1080/03091929208228084.
- Clark, M.R., Tittensor, D., Rogers, A.D., Brewin, P., Schlacher, T., Rowden, A., Stocks, K., Consalvey, M., 2006. Seamounts, deep-sea corals and fisheries. *UNEP-WCMC Biodivers. Series*.
- Clift, P., Acosta, J., 2003. *Geophysics of the Canary Islands - Results of Spain's Exclusive Economic Zone Program*. Springer.
- Craig, C.H., Sandwell, D.T., 1988. Global distribution of seamounts from Seasat profiles. *J.*

- Geophys. Res. Solid Earth 93, 10408–10420. doi:10.1029/JB093iB09p10408.
- Dañoibeitia, J.J., 1988. Reconocimiento geofísico de estructuras submarinas situadas al norte y sur del archipiélago Canario. *Rev Soc Geol Esp.* 1, 143–155.
- Dickson, R.R., Gould, W.J., Müller, T.J., Maillard, C., 1985. Estimates of the mean circulation in the deep (>2,000m) layer of the Eastern North Atlantic. *Prog. Oceanogr.* 14, 103–127. doi:10.1016/0079-6611(85)90008-4.
- Dietz, R.S., Sproll, W.P., 1970. East Canary Islands as a microcontinent within the Africa–North America continental drift fit. *Nature* 226, 1043–1045. doi:10.1038/2261043b0.
- Dorschel, B., Hebbeln, D., Foubert, A., White, M., Wheeler, A.J., 2007. Hydrodynamics and cold-water coral facies distribution related to recent sedimentary processes at Galway Mound west of Ireland. *Mar. Geol.* 244, 184–195. doi:10.1016/j.margeo.2007.06.010.
- Duineveld, G.C.A., Lavaleye, M.S.S., Berghuis, E.M., 2004. Particle flux and food supply to a seamount cold-water coral community (Galicia Bank, NW Spain). *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 277, 13–23. doi:10.3354/meps277013.
- Elsworth, D., Voight, B., 1995. Dike intrusion as a trigger for large earthquakes and the failure of volcano flanks. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 100, 6005–6024. doi:10.1029/94JB02884.
- Etnoyer, P., Wood, J., Shirley, T., 2010. How large is the seamount biome? *Oceanography* 23, 206–209. doi:10.5670/oceanog.2010.96.
- Fernández-Palacios, J.M., de Nascimento, L., Otto, R., Delgado, J.D., García-del-Rey, E., Arévalo, J.R., Whittaker, R.J., 2011. A reconstruction of Palaeo-Macaronesia, with particular reference to the long-term biogeography of the Atlantic island laurel forests. *J. Biogeogr.* 38, 226–246. doi:10.1111/j.1365-2699.2010.02427.x.
- Fisher, A.T., 2005. Marine hydrogeology: recent accomplishments and future opportunities. *Hydrogeol. J.* 13, 69–97. doi:10.1007/s10040-004-0400-y.
- Fisher, A.T., Davis, E.E., Hutnak, M., Spiess, V., Zühlsdorff, L., Cherkaoui, A., Christiansen, L., Edwards, K., Macdonald, R., Villinger, H., Mottl, M.J., Wheat, C.G., Becker, K., 2003. Hydrothermal recharge and discharge across 50 km guided by seamounts on a young ridge flank. *Nature* 421, 618–621. doi:10.1038/nature01352.
- García-Talavera, F., 1999. La Macaronesia: consideraciones geológicas, biogeográficas y paleoecológicas, in: *Ecología Y Cultura En Canarias*. Universidad de La Laguna, pp. 39–64.
- Gee, M.J.R., Masson, D.G., Watts, A.B., Mitchell, N.C., 2001. Offshore continuation of volcanic rift zones, El Hierro, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 105, 107–119. doi:10.1016/S0377-0273(00)00241-9.
- Geldmacher, J., Hoernle, K., Van den Bogaard, P., Duggen, S., Werner, R., 2005. New ⁴⁰Ar / ³⁹Ar age and geochemical data from seamounts in the Canary and Madeira volcanic provinces: Support for the mantle plume hypothesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 237, 85–101. doi:10.1016/j.epsl.2005.04.037.
- Geldmacher, J., Hoernle, K., Van den Bogaard, P., Zankl, G., Garbe-Schonberg, D., 2001. Earlier history of the =<70-Ma-old Canary hotspot based on the temporal and geochemical evolution of the Selvagen Archipelago and neighboring seamounts in the eastern North Atlantic. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 111, 55–87. doi:10.1016/S0377-0273(01)00220-7.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Torrado, F.P., Badiola, E.R., 1996. K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 73, 141–155. doi:10.1016/0377-0273(96)00021-2.
- Hayes, D.E., Rabinowitz, P.D., 1975. Mesozoic magnetic lineations and the magnetic quiet zone off northwest Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.* 28, 105–115. doi:10.1016/0012-821X(75)90217-4.
- Hernández-Guerra, A., Fraile-Nuez, E., López-Laatzén, F., Martínez, A., Parrilla, G., Vélez-Belchí, P., 2005. Canary Current and North Equatorial Current from an inverse box model. *J. Geophys. Res. Oceans* 110, C12019. doi:10.1029/2005JC003032.
- Hernández-Guerra, A., López Laatzén, F., Machín, F., Armas, D. de, Pelegrí, J.L., 2001. Water masses, circulation and transport in the eastern boundary current of the North Atlantic subtropical gyre. *Sci. Mar.* 65, 177–186.
- Hernández-Molina, F.J., Maldonado, A., Stow, D.A.V., 2008. Chapter 18 Abyssal plain contourites, in: Camerlenghi, M.R. and A. (Ed.), *Developments in Sedimentology, Contourites*. Elsevier, pp. 345–378.
- Hinz, K., Dostmann, H., Fritsch, J., 1982. The continental margin of Morocco: Seismic

- sequences, structural elements and geological development, in: Rad, D.U. von, Hinz, P.D.K., Sarnthein, P.D.M., Seibold, P.D.E. (Eds.), *Geology of the Northwest African continental margin*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 34–60.
- Hinz, K., Seibold, E., Wissmann, G., 1974. Continental slope anticline and unconformities off West Africa. *Meteor" Forsch Ergebn C* 17, 67–73.
- Hollister, C., 1993. The concept of deep-sea contourites. *Sediment. Geol.* 82, 5–11.
- Howe, J.A., Stoker, M.S., Masson, D.G., Pudsey, C.J., Morris, P., Larter, R.D., Bulat, J., 2006. Seabed morphology and the bottom-current pathways around Rosemary Bank seamount, northern Rockall Trough, North Atlantic. *Mar. Pet. Geol.* 23, 165–181. doi:10.1016/j.marpetgeo.2005.08.003.
- Jansa, L.F., Wiedmann, J., 1982. Mesozoic-Cenozoic development of the Eastern North American and Northwest African continental margins: A comparison, in: Rad, D.U. von, Hinz, P.D.K., Sarnthein, P.D.M., Seibold, P.D.E. (Eds.), *Geology of the Northwest African continental margin*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 215–269.
- Kim, S.-S., Wessel, P., 2011. New global seamount census from altimetry-derived gravity data. *Geophys. J. Int.* 186, 615–631. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05076.x.
- King, S.D., 2007. Hotspots and edge-driven convection. *Geology* 35, 223–226. doi:10.1130/G23291A.1.
- King, S.D., Ritsema, J., 2000. African Hot Spot Volcanism: Small-Scale Convection in the Upper Mantle Beneath Cratons. *Science* 290, 1137–1140. doi:10.1126/science.290.5494.1137.
- Klügel, A., Hansteen, T.H., Van den Bogaard, P., Strauss, H., Hauff, F., 2011. Holocene fluid venting at an extinct Cretaceous seamount, Canary archipelago. *Geology* 39, 855–858. doi:10.1130/G32006.1.
- Knoll, M., Hernández-Guerra, A., Lenz, B., López Laatzén, F., Machi n, F., Müller, T.J., Siedler, G., 2002. The Eastern Boundary Current system between the Canary Islands and the African coast. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 49, 3427–3440. doi:10.1016/S0967-0645(02)00105-4.
- Kunkel, G., 2012. *Biogeography and ecology in the Canary Islands*. Springer Science & Business Media.
- Lloris, D., Rucabado, J., Figueroa, H., 1991. Biogeography of the macaronesian ichthyofauna (the Azores, Madeira, the Canary Islands, Cape Verde and the African Enclave).
- Lough, J.M., Barnes, D.J., 1997. Several centuries of variation in skeletal extension, density and calcification in massive *Porites* colonies from the Great Barrier Reef: A proxy for seawater temperature and a background of variability against which to identify unnatural change. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 211, 29–67. doi:10.1016/S0022-0981(96)02710-4.
- Ludwig, K.R., Szabo, B.J., Moore, J.G., Simmons, K.R., 1991. Crustal subsidence rate off Hawaii determined from ^{234U}/^{238U} ages of drowned coral reefs. *Geology* 19, 171–174. doi:10.1130/0091-7613(1991)019<0171:CSROHD>2.3.CO;2.
- Macdonald, G.A., Abbott, A.T., Peterson, F.L., 1983. *Volcanoes in the sea: The geology of Hawaii*. University of Hawaii Press.
- Martin, W., Baross, J., Kelley, D., Russell, M.J., 2008. Hydrothermal vents and the origin of life. *Nat. Rev. Microbiol.* 6, 805–814. doi:10.1038/nrmicro1991.
- Mendonça, A., Arístegui, J., Vilas, J.C., Montero, M.F., Ojeda, A., Espino, M., Martins, A., 2012. Is there a seamount effect on microbial community structure and biomass? The case study of Seine and Sedlo Seamounts (Northeast Atlantic). *PLOS ONE* 7, e29526. doi:10.1371/journal.pone.0029526.
- Mercator Ocean, 2017. *Ocean Forecasts* [WWW Document]. *Dly. Glob. Phys. Bull.* URL <http://bulletin.mercator-ocean.fr/> (accessed 1.16.17).
- Merinero, R., Lunar, R., Martínez-Frías, J., 2010. Carbonatos metanógenos y pirita framboidal autigénica: Geomarcadores de la actividad de organismos quimiosintéticos en el Golfo de Cádiz. *Macla* 12, 28–37.
- Mienis, F., de Stigter, H.C., de Haas, H., van Weering, T.C.E., 2009. Near-bed particle deposition and resuspension in a cold-water coral mound area at the Southwest Rockall Trough margin, NE Atlantic. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 56, 1026–1038. doi:10.1016/j.dsr.2009.01.006.
- Miller, S.L., Bada, J.L., 1988. Submarine hot springs and the origin of life. *Nature* 334, 609–611. doi:10.1038/334609a0.
- Morato, T., Kvile, K.Ø., Taranto, G.H., Tempera, F., Narayanaswamy, B.E., Hebbeln, D., Menezes, G.M., Wienberg, C., Santos, R.S.,

- Pitcher, T.J., 2013. Seamount physiography and biology in the north-east Atlantic and Mediterranean Sea. *Biogeosciences* 10, 3039–3054. doi:10.5194/bg-10-3039-2013.
- Mottl, M., 2003. Partitioning of energy and mass fluxes between mid-ocean ridge axes and flanks at high and low temperature. *Energy Mass Transf. Mar. Hydrothermal Syst.* 271–286.
- Müller, R.D., Roest, W.R., Royer, J.-Y., Gahagan, L.M., Sclater, J.G., 1997. Digital isochrons of the world's ocean floor. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 102, 3211–3214. doi:10.1029/96JB01781.
- Müller, T.J., Siedler, G., 1992. Multi-year current time series in the eastern North Atlantic Ocean. *J. Mar. Res.* 50, 63–98.
- NASA, 2017. Scientific Visualization Studio [WWW Document]. SVS CALIPSO Obs. Sahar. Dust Crossing Atl. Ocean. URL <https://svs.gsfc.nasa.gov/4273> (accessed 3.18.17).
- Ohshima, K.I., Fukumachi, Y., Williams, G.D., Nihashi, S., Roquet, F., Kitade, Y., Tamura, T., Hirano, D., Herraiz-Borreguero, L., Field, I., Hindell, M., Aoki, S., Wakatsuchi, M., 2013. Antarctic Bottom Water production by intense sea-ice formation in the Cape Darnley polynya. *Nat. Geosci* 6, 235–240. doi:10.1038/ngeo1738.
- Pitcher, T.J. (Ed.), 2007. *Seamounts: ecology, fisheries & conservation*, Fish and aquatic resources series. Blackwell Pub, Oxford ; Ames, Iowa.
- Railsback, B., 2017. Geoscience Resources [WWW Document]. Bruce Railsbacks Geosci. Resour. URL <http://www.gly.uga.edu/railsback/> (accessed 1.12.17).
- Richardson, P.L., Bower, A.S., Zenk, W., 2000. A census of Meddies tracked by floats. *Prog. Oceanogr.* 45, 209–250. doi:10.1016/S0079-6611(99)00053-1.
- Roeser, H.A., 1982. Magnetic Anomalies in the Magnetic Quiet Zone off Morocco, in: Rad, D.U. von, Hinz, P.D.K., Sarnthein, P.D.M., Seibold, P.D.E. (Eds.), *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 61–68.
- Roeser, H.A., Steiner, C., Schreckenberger, B., Block, M., 2002. Structural development of the Jurassic Magnetic Quiet Zone off Morocco and identification of Middle Jurassic magnetic lineations. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 107, 2207. doi:10.1029/2000JB000094.
- Roest, W.R., Dañobeitia, J.J., Verhoef, J., Collette, B.J., 1992. Magnetic anomalies in the canary basin and the Mesozoic evolution of the central North Atlantic. *Mar. Geophys. Res.* 14, 1–24. doi:10.1007/BF01674063.
- Rogers, A.D., 2004. *The biology, ecology and vulnerability of seamount communities*. IUCN.
- Rothe, P., Schmincke, H.-U., 1968. Contrasting origins of the Eastern and Western Islands of the Canary Archipelago. *Nature* 218, 1152–1154. doi:10.1038/2181152b0.
- Sandwell, D.T., Gille, S., Smith, W., 2002. *Bathymetry from space: Oceanography, geophysics, and climate*. Geosci. Prof. Serv. Bethesda MD.
- Sangrà, P., Pascual, A., Rodríguez-Santana, Á., Machín, F., Mason, E., McWilliams, J.C., Pelegrí, J.L., Dong, C., Rubio, A., Arístegui, J., Marrero-Díaz, Á., Hernández-Guerra, A., Martínez-Marrero, A., Auladell, M., 2009. The Canary Eddy Corridor: A major pathway for long-lived eddies in the subtropical North Atlantic. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 56, 2100–2114. doi:10.1016/j.dsr.2009.08.008.
- Sangrà, P., Pelegrí, J.L., Hernández-Guerra, A., Arregui, I., Martín, J.M., Marrero-Díaz, A., Martínez, A., Ratsimandresy, A.W., Rodríguez-Santana, A., 2005. Life history of an anticyclonic eddy. *J. Geophys. Res. Oceans* 110, C03021. doi:10.1029/2004JC002526.
- Schmincke, H.-U., 1982. Volcanic and Chemical Evolution of the Canary Islands, in: Rad, D.U. von, Hinz, P.D.K., Sarnthein, P.D.M., Seibold, P.D.E. (Eds.), *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 273–306.
- Schmincke, H.-U., 1973. Magmatic Evolution and Tectonic Regime in the Canary, Madeira, and Azores Island Groups. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 633–648. doi:10.1130/0016-7606(1973)84<633:MEATRI>2.0.CO;2.
- Siedler, G., Griffies, S.M., Gould, J., Church, J.A., 2013. *Ocean circulation and climate: a 21st century perspective*. Academic Press.
- Smith, W.H.F., Sandwell, D.T., 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science* 277, 1956–1962. doi:10.1126/science.277.5334.1956
- Staudigel, H., Clague, D., 2010. The geological history of deep-sea volcanoes: biosphere, hydrosphere, and lithosphere interactions. *Oceanography* 23, 58–71. doi:10.5670/oceanog.2010.62.
- Steiner, C., Hobson, A., Favre, P., Stampfli, G.M., Hernandez, J., 1998. Mesozoic sequence

- of Fuerteventura (Canary Islands): Witness of Early Jurassic sea-floor spreading in the central Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.* 110, 1304–1317. doi:10.1130/0016-7606(1998)110<1304:MSOFCI>2.3.CO;2
- Stow, D.A.V., Faugères, J.-C., Howe, J.A., Pudsey, C.J., Viana, A.R., 2002. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. *Geol. Soc. Lond. Mem.* 22, 7–20. doi:10.1144/GSL.MEM.2002.022.01.02.
- Talley, L.D., 2011. *Descriptive physical oceanography: an introduction*. Academic press.
- Tsuchiya, M., 1989. Circulation of the Antarctic Intermediate Water in the North Atlantic Ocean. *J. Mar. Res.* 47, 747–755. doi:10.1357/002224089785076136.
- Uchupi, E., Emery, K.O., Bowin, C.O., Phillips, J.D., 1976. Continental margin off western Africa; Senegal to Portugal. *AAPG Bull.* 60, 809–878.
- Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J., Alonso, B., Masson, D., 1997. The most recent megalandslides of the Canary Islands: El Golfo debris avalanche and Canary debris flow, west El Hierro Island. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 1978–2012 102, 20305–20323.
- Urgeles, R., Canals, M., Masson, D.G., 2007. Flank stability and processes off the western Canary Islands: a review from El Hierro and La Palma. *Sci. Mar.* 65. doi:10.3989/scimar.2001.65s121.
- Van den Bogaard, P., 2013. The origin of the Canary Island Seamount Province - New ages of old seamounts. *Sci. Rep.* 3. doi:10.1038/srep02107.
- Varnes, E.S., Jakosky, B.M., McCollom, T.M., 2003. Biological potential of martian hydrothermal systems. *Astrobiology* 3, 407–414. doi:10.1089/153110703769016479.
- Vélez-Belchí, P., López, F., Rodríguez, M.A., 2004. Condiciones oceanográficas en el archipiélago canario. La zona marítima de especial sensibilidad de Canarias, in: *1as Jornadas Técnicas. Interreg IIIB Açores-Madeira-Canarias*. Presented at the PLACON. Plan de Contingencia de Contaminación Marina de la Región Macaronésica.
- Voight, B., 1995. Dike intrusion as a trigger for large earthquakes. *J. Geophys. Res.* 100, 6005–6024.
- Wang, G., Dewar, W.K., 2003. Meddy–Seamount Interactions: Implications for the Mediterranean Salt Tongue. *J. Phys. Oceanogr.* 33, 2446–2461. doi:10.1175/1520-0485(2003)033<2446:MIIFTM>2.0.CO;2.
- Watts, A.B., Sandwell, D.T., Smith, W.H.F., Wessel, P., 2006. Global gravity, bathymetry, and the distribution of submarine volcanism through space and time. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 111, B08408. doi:10.1029/2005JB004083.
- Watts, A., Masson, D., 2001. New sonar evidence for recent catastrophic collapses of the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Bull. Volcanol.* 63, 8–19. doi:10.1007/s004450000119.
- Weigel, W., Goldflam, P., Hinz, K., 1978. The crustal structure of Concepcion Bank. *Mar. Geophys. Res.* 3, 381–392. doi:10.1007/BF00347674.
- Weigel, W., Wissmann, G., Goldflam, P., 1982. Deep seismic structure (Mauritania and central Morocco), in: Rad, D.U. von, Hinz, P.D.K., Sarnthein, P.D.M., Seibold, P.D.E. (Eds.), *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 132–159.
- Wessel, P., 2001. Global distribution of seamounts inferred from gridded Geosat/ERS-1 altimetry. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 106, 19431–19441. doi:10.1029/2000JB000083
- Wessel, P., Sandwell, D., Kim, S.-S., 2010. The global seamount census. *Oceanography* 23, 24–33. doi:10.5670/oceanog.2010.60.
- White, M., Mohn, C., 2004. Seamounts: a review of physical processes and their influence on the seamount ecosystem. *Oasis Rep. Contract*.
- Wilson, J.T., 1963. A possible origin of the Hawaiian Islands. *Can. J. Phys.* 41, 863–870. doi:10.1139/p63-094.
- Yesson, C., Clark, M.R., Taylor, M.L., Rogers, A.D., 2011. The global distribution of seamounts based on 30 arc seconds bathymetry data. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 58, 442–453. doi:10.1016/j.dsr.2011.02.004.
- Yu, H., Chin, M., Yuan, T., Bian, H., Remer, L.A., Prospero, J.M., Omar, A.H., Winker, D.M., Yang, Y., Zhang, Y., Zhang, Z., Zhao, C., 2015. Saharan dust fertilizing atlantic ocean and amazon rainforest via lng-range transport and deposition: A perspective from multiyear satellite measurements. *AGU Fall Meet. Abstr.*

CAPÍTULO 2

MATERIAL Y MÉTODOS



CAPÍTULO 2. MATERIAL Y MÉTODOS

Tanto el diseño de los buques oceanográficos como los métodos de adquisición de datos que se emplean a bordo están en continuo desarrollo, y el campo de los métodos acústicos en particular, es uno de los que ha experimentado mayores avances. Los métodos acústicos modernos empezaron a desarrollarse en el ámbito militar, pasando posteriormente a cubrir un amplio espectro de aplicaciones (Lurton, 2002). La sísmica de reflexión, es muy usada en estudios geológicos de diversa índole, incluida la prospección de hidrocarburos. Las ecosondas han sido favorecidas por la industria pesquera, que ha enfocado su desarrollo en la detección de objetos en la columna de agua y en la caracterización de la naturaleza del fondo. El uso de métodos acústicos propios de la investigación geológica y biológica se combina en la *cartografía de hábitats* (en inglés *habitat mapping*). Esta disciplina tiene en la actualidad una especial relevancia gracias a la voluntad de muchos países y organismos internacionales de inventariar y conocer mejor los recursos marinos para poder adecuar las políticas de gestión y alcanzar así un equilibrio sostenible entre protección y explotación. De hecho, los datos empleados para esta tesis proceden de labores de cartografía y asesoría científica asignadas al IEO (cf. apdo. 2.2.1). También la toma de muestras participa en esa labor cartográfica a efectos de verificación de campo (cf. apdo. 2.1) y aunque los muestreadores me-

cánicos no comportan un desarrollo tecnológico de igual proporción, los vehículos subacuáticos autónomos (en inglés *Autonomous Underwater Vehicles*, AUVs) y por control remoto (en inglés *Remotely Operated Vehicles*, ROVs), sí han experimentado grandes avances, comparables a los de la instrumentación acústica. De hecho, existe una importante sinergia entre ambos campos. Los AUVs y los ROVs se sirven de instrumentos acústicos para el control de la navegación (e.g. posicionamiento acústico y sonar de detección de obstáculos), y a su vez, estos vehículos se usan como plataforma para instrumentos acústicos, como ecosondas multihaz y sonares de barrido lateral (cf. apdo. 2.1.2), entre otros instrumentos.

2.1. MÉTODOS EMPLEADOS

Según el método de obtención, las fuentes de los datos empleados en esta tesis se pueden dividir en dos grupos: (i) métodos acústicos y, (ii) toma de imágenes y muestras físicas. Las primeras proporcionan una *medida indirecta* del parámetro que se quiere cuantificar. El ejemplo más sencillo es el de una ecosonda, que mide el tiempo transcurrido entre la emisión y el retorno de un pulso acústico reflejado en el fondo a partir del cual se calcula la profundidad. Por el contrario, las imágenes (e.g. de vídeo) y los muestreadores (e.g. dragas) proporcionan *medidas directas*, ya que con ellos se observa directamente el objeto de estudio.

Las mayores ventajas de las técnicas acústicas son su continuidad espacial y que permiten cubrir, en poco tiempo, distancias y superficies grandes mediante la adquisición realizada desde el buque en movimiento a velocidades que habitualmente oscilan entre tres y nueve nudos. Su mayor desventaja es que los datos registrados necesitan de una conversión para expresar correctamente la variable medida. En el ejemplo anterior, necesitamos conocer cuál es la velocidad de propagación del sonido en la columna de agua para poder calcular la profundidad a partir del tiempo transcurrido entre la emisión y la recepción del pulso (cf. apdo. 2.1.2).

Por el contrario, las *medidas directas* necesitan un mayor tiempo de dedicación de buque ya que es necesario detener el barco o arrastrar el muestreador a velocidades inferiores a tres nudos. En ambos casos el área de la observación o muestra, o la observación, es despreciable en comparación

con la extensión total del área de estudio, por lo que cada muestra representa una medida puntual, con una representatividad variable. La ventaja es que no requiere ajustar una señal, puesto que la observación o muestreo se hace directamente. Por ello, en el ámbito de la cartografía submarina, a los métodos de esta clase se les considera *verificaciones de campo*.

2.1.1. MUESTREO BENTÓNICO

Los muestreadores usados para esta tesis pueden dividirse en muestreadores mecánicos utilizados para tomar una muestra física, y muestreadores de imagen que se usan para la observación del medio *in situ*. Ambas funciones se complementan en el caso de los manipuladores hidráulicos (i.e. brazos y pinzas) de los que disponen los ROV y sirven como muestreadores mecánicos de precisión en remoto. No obstante, su escasa eficiencia en términos de número de muestras, tiempo de buque y coste asociado, comprometen su uso sistemático.

DRAGA DE ROCA

En origen fue diseñada para la obtención de muestras de roca, pero en la práctica se emplea para tomar muestras del lecho marino, independientemente de la naturaleza del mismo. Recogen tanto sedimentos y rocas como organismos sésiles y existe una amplia gama de diseños de dragas de roca. En las campañas que proporcionaron los datos a esta tesis (cf. apdo. 2.2) se usó un modelo de 500 kg de peso, con una boca de acero de sección rectangular (80 x 30 cm), un tiro de cadena con eslabones de 3 cm de grosor y sendos faldones de cuero en ambas caras (Fig 2.1). Los faldones protegen el saco de red donde se aloja la

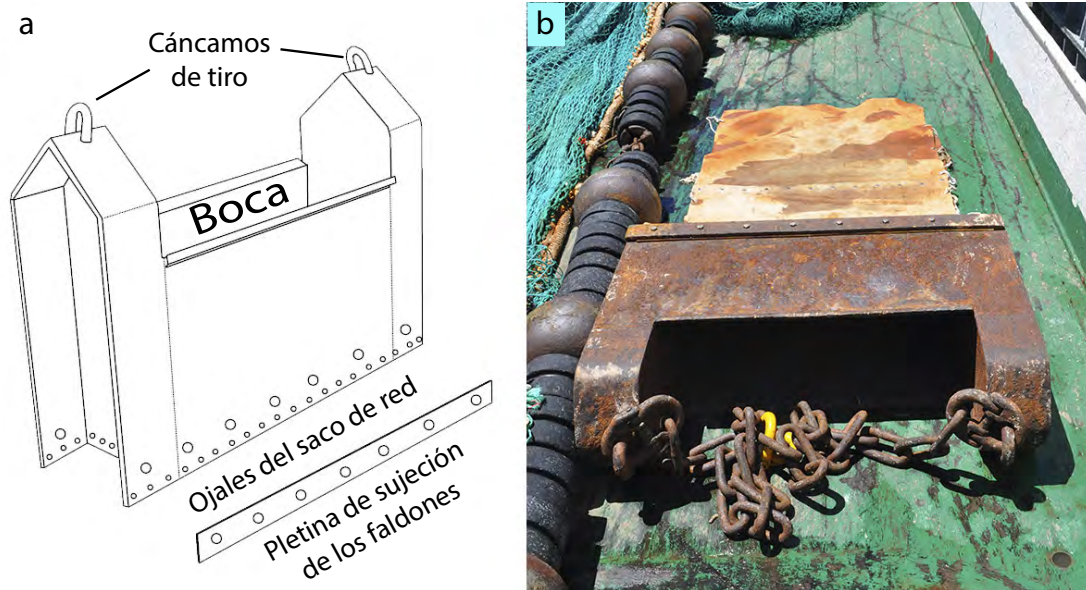


Figura 2.1. Dragas de roca empleada. Se compone de un tiro de cadena, un bastidor de plancha de acero de 15 mm de espesor, un copo de red de algodón para contener la muestra y faldones de cuero para proteger el copo. a: esquema del bastidor de acero. b: fotografía de la draga sobre cubierta, con el tiro de cadena en primer plano y los faldones de cuero al fondo.

muestra evitando que este se enganche en las irregularidades del fondo, La maniobra consiste en largar la draga por la popa y hacer firme el cable de arrastre cuando se estima que se ha alcanzado el fondo. Tras arrastrar la draga sobre el fondo durante un cierto tiempo (generalmente, unos 20 min), ésta se iza de nuevo a bordo, para vaciar en cubierta el saco de red que contiene la muestra. Los componentes de la muestra son objetos de tamaño mayor que la luz de malla del saco de red, y menor que la sección de la boca de la draga.

Las muestras tomadas con dragas de arrastre permiten realizar estudios cualitativos de índole geológica y biológica, principalmente. Aunque no es el instrumento más apropiado, también se puede emplear para el cálculo de densidades de individuos séxiles según la fórmula:

$$D = \frac{n}{0.8 vt} \quad [2.1]$$

donde D es la densidad, n el número de individuos de una especie o grupo determinado, 0,8 es la longitud de la boca en metros, v la velocidad de arrastre en $m \text{ min}^{-1}$ y t el tiempo de arrastre en minutos..

SACATESTIGOS DE CAJA

El sacatestigos de caja (en inglés *box corer*) es un muestreador de sedimento que consiste en una caja de acero inoxidable lastrada y montada en una estructura con un sistema de suspensión cardan que garantiza su verticalidad en el momento de clavarse en el sedimento (Fig. 2.2). Está pensada para muestrear sedimento fino y no consolidado En arenas y otros depósitos de grano grueso su eficacia suele ser escasa o nula. A diferencia de otros muestreadores

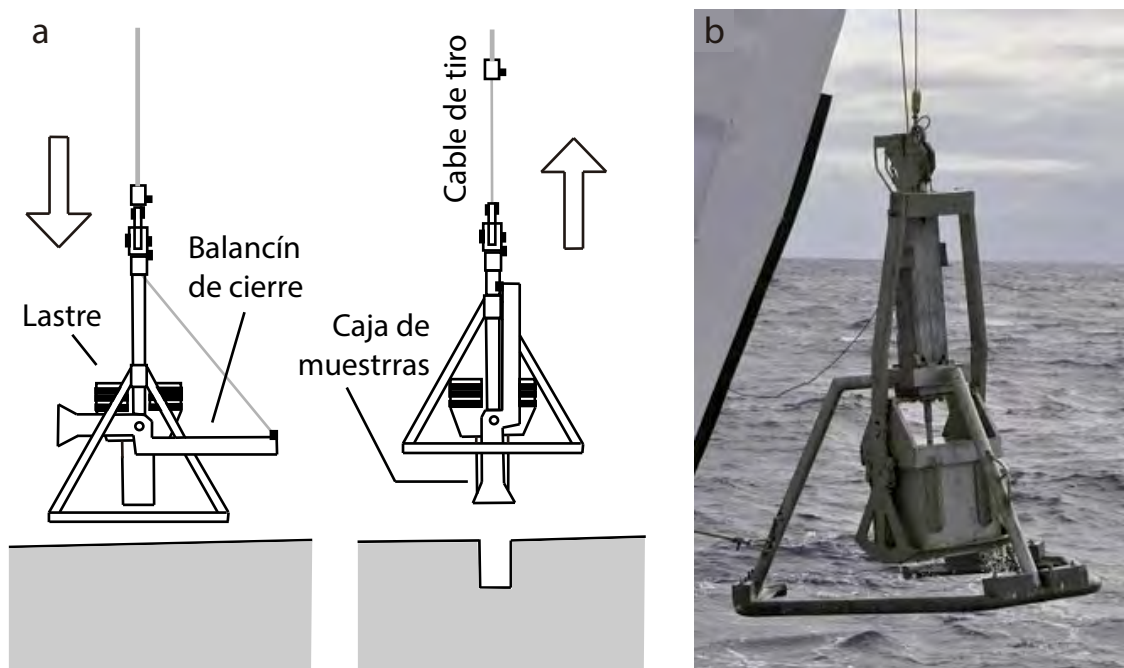


Figura 2.2. Sacatestigos de caja empleado. a: principales componentes y esquema de funcionamiento. b: fotografía de un sacatestigos de caja cerrado durante el izado. La ventaja de este sacatestigos frente a las dragas es que el sedimento recogido conserva su estructura interna.

de sedimento (como las dragas), presenta la ventaja de preservar la estructura de la muestra así como la interfase agua-sedimento. Por tanto, es muy apropiado para estudios de la interfase y de los primeros centímetros del recubrimiento superficial. La maniobra se realiza a buque parado, largando el sacatestigos armado por un costado o por la popa. Al tocar fondo, el peso de la columna a cuya base está fijada la caja hace que esta se clave en el sedimento. Cuando el sacatestigos queda posado en el fondo y el cable sin tensión, se libera un mecanismo de cierre. Al recuperar y tensar de nuevo el cable unido a un extremo del brazo, este rota y la pala situada en el extremo opuesto corta el sedimento y sella la caja por su base, quedando la muestra recogida en su interior. Al levantarse del fondo se sella también la cara superior de la caja aislando por completo

toda la muestra, durante el ascenso hasta la cubierta del buque incluidas las aguas más próximas al fondo. (Fig. 2.2).

Se obtiene así una muestra cúbica de sedimento de volumen variable, en función del tamaño de la caja y la penetración alcanzada. El sedimento conserva su configuración original, cosa que permite observar a la perfección tanto la secuencia estratigráfica como las estructuras de toda índole que pueda contener. Asimismo se preservan durante un tiempo las propiedades fisicoquímicas del sedimento *in situ*, como la temperatura, el O_2 disuelto o el potencial redox, cuyos perfiles verticales pueden medirse directamente en cubierta. Es común practicar submuestras para distintas finalidades mediante tubos, jeringas o espátulas. Según sus características, las submuestras así obtenidas se podrán destinar a distintos análisis de laboratorio,

desde análisis no destructivos realizados directamente de los tubos de submuestreo, sin extraer el sedimento, hasta análisis clásicos, como granulometrías, contenidos de materia orgánica y carbonatos, entre otros.

OBSERVACIÓN IN SITU

Los ROVs, se controlan desde el buque en superficie al que están unidos por un cable umbilical. El empleo de ROVs es muy habitual en la industria *offshore*, especialmente en tendidos de infraestructuras de comunicación y en plataformas petrolíferas. Existen también unidades dedicadas en exclusiva a la investigación oceanográfica (Christ y Sr, 2013). Este es el caso del ROV Liropus 2000, adscrito al IEO, utilizado para obtener el material videográfico empleado en esta tesis. El Liropus 2000 es un Super Mohawk de la empresa Sub-Atlantic, con un alcance máximo de 2,000 m de

profundidad. Se propulsa con seis motores eléctricos y cuenta con dos manipuladores hidráulicos para la recogida de muestras y otras tareas. Su principal función es la filmación y por eso cuenta con una cámara en color de alta definición, una segunda cámara en color, dos minicámaras en blanco y negro y una cámara de baja luminosidad también en blanco y negro. Además, está equipado con un sonar de imagen de 325 a 650 kHz, y dos CTDs. Una baliza acústica MST324 permite conocer la posición del ROV durante las inmersiones y georreferenciar los videos, las muestras recogidas, y los registros del sonar de imagen y del CTD. Los videos permiten observar *in situ* características del lecho marino que no es posible conocer simplemente con la toma de muestras o la adquisición de datos acústicos, como la presencia de *ripples* y su orientación, o la forma, distribución y densidad de organismos sésiles.

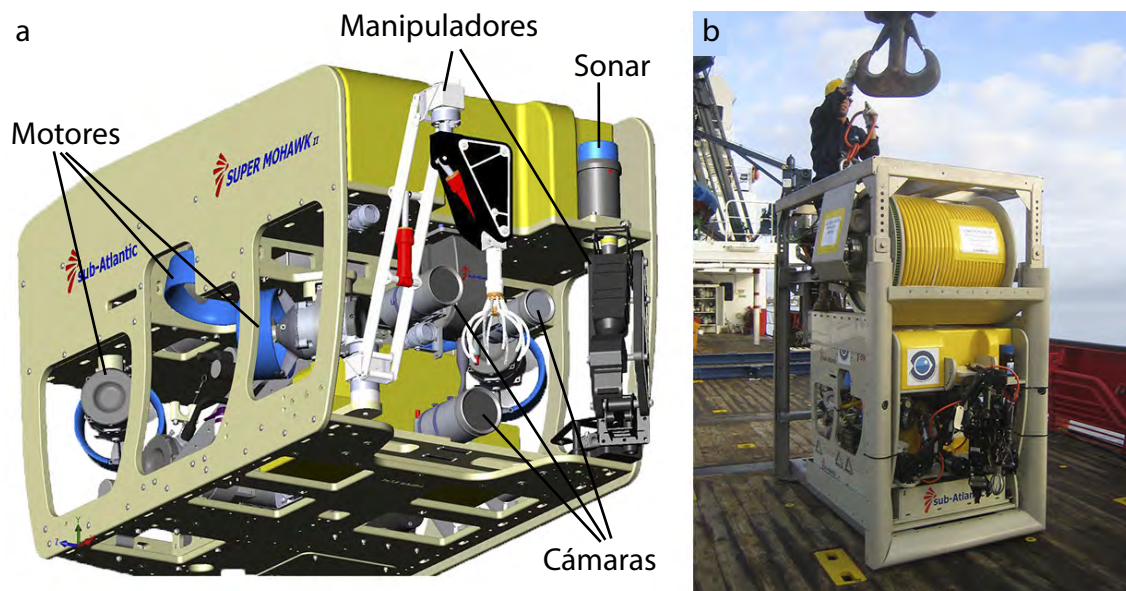


Figura 2.3. ROV Liropus 2000 fabricado por la empresa Sub-Atlantic y adscrito al IEO. a: vista de un costado y la parte frontal del ROV. b: el ROV instalado en la jaula o tether management system (TMS), que también contiene el cable umbilical

En las campañas oceanográficas en que se sustenta esta tesis se efectuaron transectos de video de unos 5 km de longitud a una velocidad media de 0,5 nudos de velocidad sobre el fondo. Esto supone unas seis horas de inmersión por transecto, ya que los protocolos de seguridad y el tiempo empleado en el ascenso y el descenso se suman al tiempo efectivo del ROV sobre el fondo. Los transectos se diseñaron en función de las necesidades de una clasificación supervisada del fondo buscando asignar cada facies o firma acústica a un tipo de fondo observado mediante imagen (Fig. 2.3).

2.1.2. MÉTODOS ACÚSTICOS PARA LA CARTOGRAFÍA DEL LECHO MARINO

Los primeros instrumentos de la acústica moderna fueron los sistemas de sonar que tuvieron sus inicios a principios del siglo XX (Urlick, 1967). SONAR es en realidad el acrónimo de *SOund NAvigation and Ranging*, o "Navegación y Localización por Sonido". La RAE (2001) lo define como: "Aparato que detecta la presencia y situación de objetos sumergidos mediante ondas acústicas, producidas por el propio objeto o por la reflexión de las emitidas por el aparato". Esta definición asume la existencia de dos tipos de sonares: pasivos, que reciben el sonido emitido por el objeto a detectar, y activos, que emiten la señal acústica que luego se refleja en el objeto a detectar. De este segundo tipo de sonar derivan las sondas batimétricas y otros instrumentos acústicos empleados en la adquisición de buena parte de los datos que se presentan en esta tesis, con los que comparten conceptos y fundamentos acústicos.

En las ecosondas batimétricas y en los sistemas de sísmica de reflexión de alta y

muy alta resolución, como los usados, la emisión y recepción del sonido se produce gracias a un elemento cerámico denominado *transductor*. El efecto *piezoeléctrico*, o simplemente *piezoelectricidad*, es la propiedad que tiene el elemento cerámico para convertir un pulso eléctrico en una onda de presión y viceversa. En los instrumentos acústicos modernos, el *software* que los gestiona modula un pulso eléctrico que se genera en la *unidad transceptora*. El transductor convierte el pulso eléctrico en un pulso o señal acústica que se transmite a través de la columna de agua. Cuando dicha señal acústica encuentra un objeto en su camino, parte de la energía emitida es reflejada en la misma dirección de emisión pero en sentido contrario, de modo que parte de la energía emitida vuelve al transductor donde el diferencial de presión acústica se transforma de nuevo en un pulso eléctrico, que queda registrado. Dos parámetros del eco recibido son especialmente importantes:

i) El lapso de tiempo transcurrido entre la emisión y la recepción (t), que sirve para determinar la distancia al objeto (d) mediante la fórmula:

$$d=1/2 ct \quad [2.2]$$

donde c es la velocidad de propagación del sonido en la columna de agua, aproximadamente 1500 m s^{-1} .

ii) La amplitud de la señal, que es función de la energía reflejada por el objeto. Si pensamos en el pulso acústico como en una pelota de tenis rebotando contra el objeto, la fuerza con la que rebota la pelota equivaldría a la amplitud de la señal.

La energía que emite un sonar activo se expresa en términos de flujo de potencia por unidad de superficie ($W m^{-2}$), y se denomina *intensidad de sonido* (Kinsler et al., 1999). La intensidad de sonido a una distancia r se define por la fórmula:

$$I(r) = P^2(r) / \rho c \quad [2.3]$$

donde ρ es la densidad del medio de propagación y c la velocidad de propagación del sonido en ese medio. P es la presión sonora, definida en su forma más simple por la solución para una dimensión de la ecuación de la *onda acústica*:

$$P(r) = P_0 \sin(\omega t \mp kr) \quad [2.4]$$

donde ω es la frecuencia angular y k el número de onda.

Debido a que la onda de presión se propaga en círculos máximos, la misma cantidad de energía se reparte en una superficie que se va haciendo mucho mayor a medida que la señal se aleja de la fuente. Teniendo en cuenta que la intensidad de sonido es el flujo de energía por unidad de superficie se entiende que su valor disminuya rápidamente con la distancia, por lo que para su medición, se emplea una escala logarítmica cuyas unidades se denominan decibelios (dB).

La *ecuación de los sonares activos* describe cuál es la intensidad de sonido en cada momento del proceso de detección:

$$EL=SL-2TL+TS \quad [2.5]$$

SL (del inglés *Source Level*) es la intensidad de emisión, TL (del inglés *Transmission Loss*) es la pérdida de señal durante su transmisión por la columna de agua, TS (del inglés *Target Strength*) es la fuerza con la que el objeto devuelve la señal, y EL (del inglés *Echo Level*) es el nivel del eco recibido. Todos los términos de la ecuación se suelen expresar en dB.

El término TL de la ecuación anterior representa la pérdida de energía de la señal por dispersión y absorción en la columna de agua, entre su emisión y su recepción. La absorción de energía se debe en parte a su transformación en calor, y en parte a reacciones químicas de algunas sales disueltas en el agua de mar al paso de la onda de presión. La absorción es mayor cuanto mayor es la frecuencia de la señal y, por lo tanto, el alcance será menor. Por otro lado, la resolución de un sonar es mayor cuanto mayor es la frecuencia, por lo que resolución y alcance dependen de la frecuencia de operación del sonar y son inversamente proporcionales entre sí (Tabla 2.1).

Volviendo al ejemplo de la pelota de tenis, TS es la fuerza con la que rebota la pelota y el término de la ecuación más relevante desde el punto de vista de aplicación de la técnica, ya que su valor es función de la naturaleza del objeto que golpea.

Cuando el pulso generado por el sonar llega a una discontinuidad, como el fondo del mar, parte de la energía se refleja y parte es absorbida por el medio alcanzado. La cantidad de energía reflejada depende de la impedancia acústica entre los dos medios separados por la discontinuidad, en nuestro caso el fondo marino; es decir, la impe-

Alcance en el mar (km)	1,000	100	10	1	0.1
Frecuencia (kHz)	0.1	1	10	100	1,000
Ecosondas multihaz					
Sonares de barrido lateral					
Transmisión y posicionamiento					
Sonares activos uso militar					
Sonares pasivos uso militar					
Ecosondas y sonares de pesca					
Perfiladores de sedimento					
Perfilador paramétrico					
Sísmica de alta penetración					

Tabla 2.1. Alcance y frecuencia de distintas familias de instrumentación acústica de uso común. El sombreado gris indica el espectro audible para el ser humano (modificado de Urick, 1967).

dancias del agua (z_1) y del material que forma el lecho marino (z_2), según la fórmula:

$$R = \frac{z_2 - z_1}{z_2 + z_1} \quad [2.6]$$

Siendo la impedancia acústica el producto de la densidad, ρ , por la velocidad de propagación en el medio, c (Jones, 1999):

$$z_1 = \rho_1 c_1 \quad [2.7]$$

$$z_2 = \rho_2 c_2 \quad [2.8]$$

SÍSMICA DE REFLEXIÓN PARAMÉTRICA

La sísmica de reflexión paramétrica o, simplemente, sísmica paramétrica, pertenece al amplio grupo de técnicas geofísicas de sísmica de reflexión, profusamente empleadas en el estudio del subsuelo marino. El registro y visualización de la señal reflejada permite, de acuerdo con lo expuesto anteriormente, conocer la disposición y la estructura interna de los materiales atravesados. En un registro sísmico típico, se observa una serie de reflectores correspondientes a las superficies de discontinuidad presentes en los materiales del subsuelo marino. En estas discontinuidades, las distancias que las separan y la firma o signa-

tura de las reflexiones se explican por las características acústicas de los materiales en respuesta a una señal concreta, y no necesariamente por sus características geológicas. Por ese motivo se habla de facies acústicas y no de facies sedimentarias. La forma más directa de obtener una correspondencia adecuada entre un registro sísmico y la realidad geológica y estratigráfica pasa por la obtención de testigos mediante perforación o, para los niveles más superficiales, sacatestigos. En todo caso, los perfiles sísmicos aportan información valiosa sobre los procesos deposicionales y tectónicos que han dado lugar a una unidad o formación geológica determinada, incluso si no se dispone de evidencias directas de las facies sedimentarias, como sucede en el presente trabajo.

Dentro de la sísmica de reflexión existe una gran variedad de instrumentos cuyo diseño se desarrolla alrededor de dos parámetros: la resolución y la penetración. Cuanto mayor sea la resolución más fácil será discriminar entre reflectores próximos (pues estos aparecerán más nítidamente en el registro) y cuanto mayor sea la penetración mayor profundidad de sedimento podrá

ser alcanzada por la señal, y por lo tanto, representada en el registro, ya que resolución y penetración son inversamente proporcionales y dependen de la frecuencia y de la amplitud de la señal sísmica. Frecuencias altas darán una buena resolución pero alcanzarán una escasa penetración y al revés. Por eso los instrumentos de sísmica de reflexión que buscan una alta penetración no emplean transductores cerámicos para emitir la señal si no otras fuentes más potentes como cañones de aire que proporcionan señales de frecuencias muy bajas y de gran intensidad (Jones, 1999).

El sistema sísmico empleado en esta tesis fue un perfilador paramétrico TOPAS PS18 de Kongsberg en el que prima la resolución en detrimento de la penetración (Tabla 2.1). Como todos los perfiladores paramétricos emplea un emisor piezoeléctrico y es considerado un penetrador de subfondo de muy alta resolución con una mejor ratio resolución / penetración que los perfiladores de subfondo más clásicos, que emiten frecuencias en torno a 3,5 kHz mediante membranas y electroimanes. El perfilador paramétrico TOPAS PS18 genera dos señales acústicas en torno a 18kHz que interactúan entre sí en las proximidades del transductor de forma no lineal resultan dos señales: una de frecuencia mayor que las frecuencias generadoras, que es inútil, y otra de frecuencia menor (0.5 - 6 kHz) que es la que el sistema utiliza. Además, el operador puede modular el pulso emitido, eligiendo uno de los siguientes modos de emisión: Chirp, para conseguir una mayor penetración; Ricker, para obtener una resolución máxima; CW para emitir señales de banda estrecha.

ECOSONDA DE MULTIHAZ

La ecosonda batimétrica de multihaz (MBES, de las siglas en inglés de *Multi-Beam Echo-Sounder*) es la mejor herramienta disponible para la cartografía de detalle del lecho marino. El precursor de este tipo de ecosondas fue desarrollado por la marina de los Estados Unidos en la década de los años sesenta del pasado siglo, y se denominó *Sonar Array Sounding System* (Sistema de sondado de sonares en hilera) (Jones, 1999). De manera semejante a las MBES actuales el sistema consistía en una serie de sonares dispuestos de tal forma que cada disparo o ping consistía en la emisión simultánea de una señal por cada elemento de la matriz de sonares (Jones, 1999). El término ping deriva del sonido que producían los primeros sonares activos al disparar. En el SASS y en las MBES actuales, los sonares activos están dispuestos de manera que cada uno de ellos se orienta en un ángulo distinto formando un abanico perpendicular a la dirección de navegación. El elemento central se encarga de determinar la profundidad en la vertical del barco y los elementos situados a los lados recogen las profundidades a babor y estribor (Fig. 2.4).

La profundidad (z) recogida por el haz central es igual a la distancia de ida y vuelta recorrida por la señal y se calcula según la fórmula [2.2]. Los haces laterales sin embargo no se desplazan en la vertical si no que recorren hasta el fondo una distancia (d) que depende del ángulo del sector que cubren (α). Por lo tanto el cálculo de la profundidad responde a la relación matemática:

$$z = d \cos \alpha \quad [2.9]$$

$$z = \frac{ct}{2} \cos \alpha \quad [2.10]$$

Este cálculo requiere conocer el ángulo de cada sensor respecto a la vertical (α), y el tiempo transcurrido entre el momento de la emisión y el de la recepción. Lo expuesto no deja de ser una simplificación de la realidad, ya que el cálculo es mucho más complejo debido a las condiciones reales de operación. Hemos de recordar que las mediciones se efectúan desde una plataforma móvil; el buque, situado en la superficie de un medio de características fi-

sicoquímicas cambiantes; el medio marino. Esta situación obliga a tener en cuenta un elevado número de variables adicionales.

Las fuentes de error más importantes en la medición de la profundidad por ecoson- dación se pueden agrupar en dos categorías:

- *Errores debidos a las características del medio marino.* En esta categoría destacan la distorsión que sufre la señal al desplazarse por un medio no homogéneo y la variación de la referencia vertical debida a la oscilación de marea. Para minimizar la primera fuente de errores es necesario realizar frecuentemente perfiles de la velocidad de propagación del sonido en la columna de agua. Se obtiene así la velocidad de propagación del sonido en cada profundidad, información que es utilizada por el software de adquisición para corregir la relación tiempo/distancia y la refracción de los haces laterales conforme a la ley de Snell (Fig. 2.4). Además, un sensor de sonido generalmente instalado en el casco del buque proporciona información en continuo y en tiempo real sobre la capa superficial, donde la velocidad de propagación del sonido sufre las mayores variaciones y los efectos de la refracción son críticos.

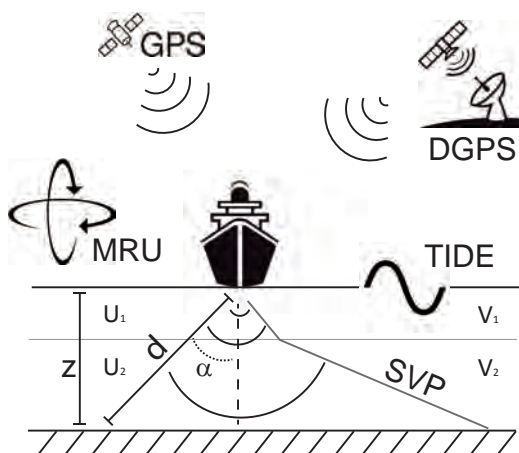


Figura 2.4. Esquema de operación de una ecosonda de multihaz. GPS: sistema de posicionamiento global (de las siglas en inglés de Global Positioning System). DGPS: sistema de posicionamiento global con corrección diferencial (de las siglas en inglés de Differential GPS). MRU: sensores de movimiento inercial (de las siglas en inglés de Motion Reference Unit). TIDE: serie temporal de marea (del inglés tide, marea). SVP; velocidad de propagación del sonido en la columna de agua (de las siglas en inglés de Sound Velocity Profile). La parte izquierda y derecha de la figura muestran dos situaciones posibles: U_1 y V_1 : velocidad del sonido en la capa 1. U_2 y V_2 : velocidad del sonido en la capa 2. z : profundidad. d : distancia recorrida por la señal sin refracción. En la parte izquierda de la figura $U_1 = U_2$. En la parte derecha $V_1 < V_2$.

En los levantamientos batimétricos realizados en aguas profundas a menudo se ha considerado despreciable el error en la medida de la profundidad resultante de la variación del nivel del mar por el efecto de la marea. Eso ha sido así, en parte porque representa un porcentaje muy pequeño de la profundidad, y en parte porque lejos de costa la amplitud de marea suele ser menor dada la mayor proximidad a un punto anfídromico. En los trabajos desarrollados en

la isla de El Hierro sí se tuvieron en cuenta las correcciones de marea, aplicando durante el procesado de los datos el registro de marea observada del mareógrafo del puerto de La Estaca referido al Nivel medio del mar en El Hierro (NMMH). Se prefirió la referencia del NMMH en lugar del cero hidrográfico o del cero REDMAR por ser una referencia directamente relacionada con los procesos naturales que afectan a la isla. Los ceros hidrográfico y REDMAR son los empleados en levantamientos hidrográficos militares y de obra civil y son las referencias para la seguridad de la navegación y las obras de dragado.

- *Errores debidos a la geometría de los sensores.* Una ecosonda de multihaz asigna valores de profundidad (z) a un conjunto de puntos de coordenadas absolutas (x, y), localizados en el lecho marino. Cada punto de sonda queda definido, por tanto, por unos valores x , y , z . Para obtener datos de profundidad georreferenciados el sistema batimétrico debe disponer, además de unos transductores, de sensores adicionales. Entre estos, los más importantes son: (i) las antenas de posicionamiento diferencial (DGPS), que proporcionan una referencia espacial absoluta, y (ii) la unidad de referencia del movimiento (MRU, de las siglas en inglés de *Motion Reference Unit*). La MRU mide la posición relativa de los sensores en el espacio corrigiendo los movimientos de rotación del buque en sus tres ejes (cabeceo, balance y guiñada), además del desplazamiento vertical debido al oleaje. Cada sensor tiene un error instrumental asociado que se propaga en el sistema en función de los ángulos y las distancias entre sensores. El error que afecta a cada dato de profundidad se traduce en un va-

lor de incertidumbre denominado *incertidumbre total propagada* (TPU, de las siglas en inglés de *Total Propagated Uncertainty*). Para minimizar la TPU se requiere una buena calibración individual de los sensores y una topografía precisa de todo el sistema una vez instalado en la embarcación. Este levantamiento topográfico consiste en la medición de alta precisión de la posición relativa de los sensores instalados en la embarcación mediante una estación total, estando el barco en seco. Además, es necesario realizar periódicamente una calibración por ajuste de observaciones sobre datos obtenidos, siguiendo unos protocolos de calibración específicos para tal fin.

Simplificando, la calidad de los sensores y de las señales determina la precisión de las mediciones de profundidad efectuadas, mientras que las calibraciones de los sensores, la topografía del sistema y las correcciones de la velocidad de propagación del sonido y de la marea determinan su exactitud (Fig. 2.5).

Además de la batimetría, expresada como una nube de puntos en la que cada punto corresponde a un valor de profundidad, la ecosonda de multihaz aporta información sobre la naturaleza del fondo a través de la retrodispersividad (en inglés *backscatter*), entendida como el nivel de eco (EL , de las siglas en inglés de *Echo Level*) de la ecuación [2.5] de los sonares activos.

En los últimos años las técnicas de procesado y análisis de la retrodispersividad se han beneficiado de un importante esfuerzo en desarrollo (Brown y Blondel, 2009; Lurton y Lamarche, 2015). Si bien tanto la ecosonda de multihaz como el sonar de barrido lateral proporcionan la retrodispersividad

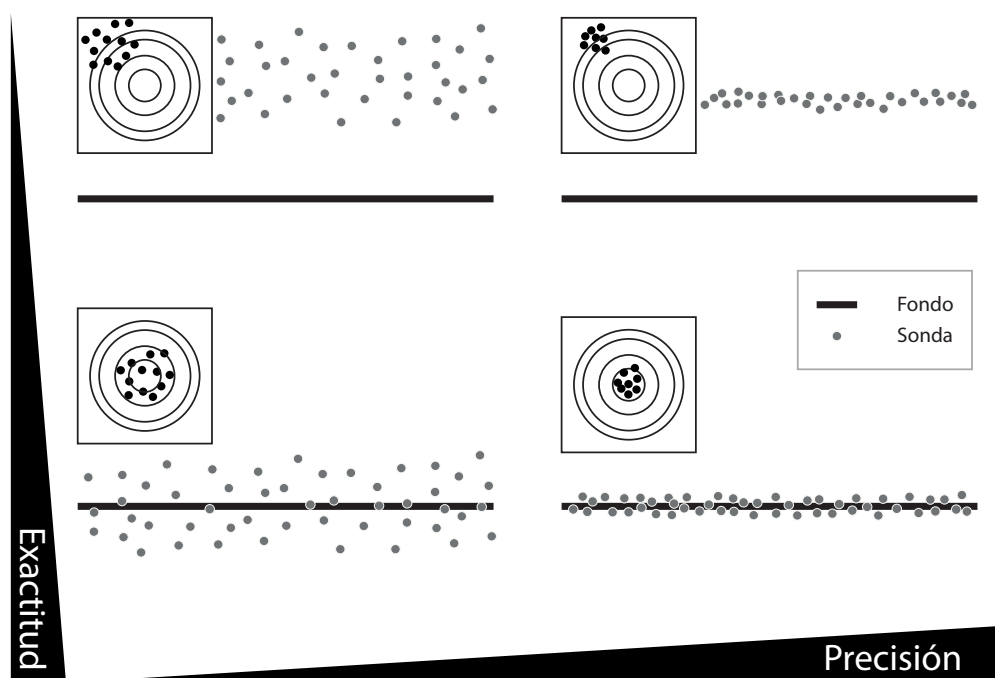


Figura 2.5. Conceptos de precisión y exactitud en mediciones de profundidad efectuadas con ecosonda. Una señal sin ruido emitida mediante sensores con buena resolución permitiría mediciones como las que se muestran a la derecha. Una buena calibración y la oportuna corrección de velocidad de propagación del sonido y de marea permitirían un ajuste de las mediciones como el mostrado en la parte inferior.

del fondo, la ecosonda de multihaz presenta una ventaja muy significativa, puesto que al aportar información precisa sobre el relieve del fondo permite calcular qué parte del *EL* es debida al ángulo de incidencia y qué parte al *TS* (cf. ecuación [2.5]). Se denomina *respuesta angular* (en inglés *angular response*) al efecto que produce el ángulo de incidencia. Este efecto puede restarse del *EL* empleando algoritmos de procesamiento como los de SonarScope (Augustin y Lurton, 2005), Geocoder (Fonseca y Calder, 2005), MB-Process (Parnum y Gavrilov, 2011), SwathEd (Hughes-Clarke, 2012) o MB-System (Caress y Chayes, 2015). El Geocoder ha sido implementado en diversos programas de procesamiento, incluidos CARIS Hips & Ships (Masry, 2010) y Fledermaus (QPS, 2012), que han sido los

empleados en el procesamiento de los datos de multihaz de esta tesis.

Algunas ecosondas multihaz permiten visualizar y registrar la retrodispersividad de la columna de agua, funcionalidad que se conoce como *columna de agua* (en inglés *water column*). Gracias a la misma se pueden obtener secciones transversales de la columna de agua. Cada disparo insonifica la masa de agua perpendicularmente al rumbo del buque, en forma de abanico debido a la geometría de los haces. La representación gráfica de disparos consecutivos de un mismo haz permite obtener, a su vez, cortes longitudinales, en la dirección del avance del buque (Fig. 2.6). Las aplicaciones de la función *columna de agua* son diversas: ayuda a la interpretación en le-

vantamientos hidrográficos (Clarke, 2006), detección y estudio del comportamiento de cardúmenes de peces (Gerlotto et al., 1999), o detección de burbujas procedentes de escapes de fluidos (Schneider von Deimling y Papenberg, 2012). En el marco de esta tesis, esta funcionalidad de las ecosondas multihaz se empleó por primera vez en el levantamiento batimétrico y en el seguimiento de la actividad de un volcán submarino en erupción, demostrando su extraordinaria utilidad también en este campo (cf. apdo. 3.2).

SONAR DE BARRIDO LATERAL

El sonar de barrido lateral (SSS, de las siglas en inglés de side scan sonar) es un instrumento acústico de invención anterior a la ecosonda de multihaz que opera de manera similar. La principal diferencia entre ambos instrumentos es que el SSS solamente

proporciona la retrodispersividad del fondo. Está formado por dos bloques independientes de transductores, orientados uno a babor y otro a estribor, con los que insonifica el fondo y registra los ecos a uno y otro lado. El registro recibe el nombre de *sonograma* y representa (generalmente en escala de grises) la intensidad de la señal recibida (*EL*) a ambos lados de la derrota del buque. El sonograma tiene la apariencia de un modelo del fondo del mar iluminado desde la posición de los transductores, por lo que los relieves positivos dejan en el mismo una sombra que es función de su altura y del ángulo de insonificación. Los sistemas de SSS no registran valores de profundidad, y tampoco montan MRUs ni antenas de GPS solidarias a los transductores, por lo que la precisión en la posición y en la referencia espacial es sensiblemente inferior a las ecosondas multihaz. El diseño

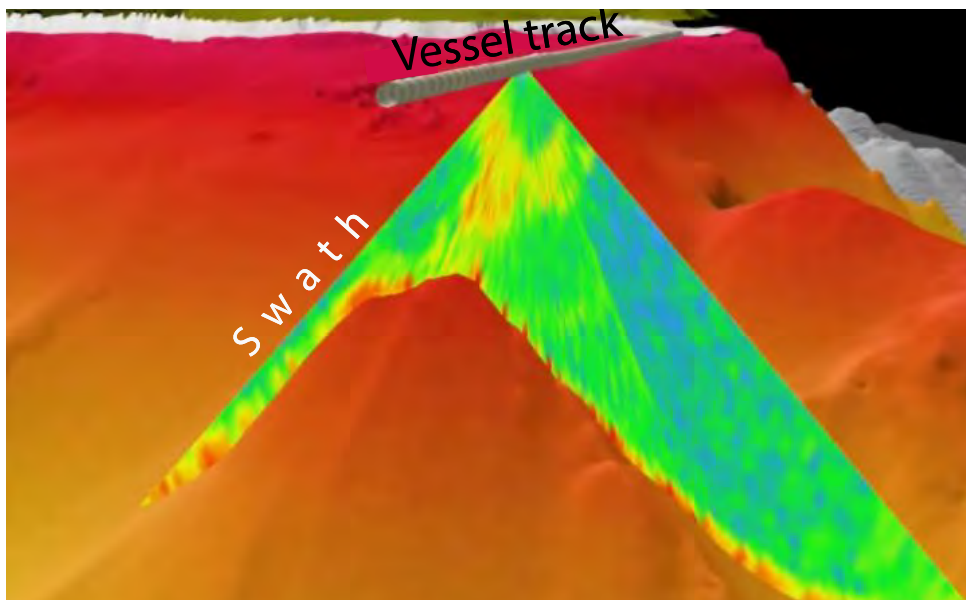


Figura 2.6. Ecograma de la columna de agua. La funcionalidad columna de agua, que muestra la amplitud de la señal en su trayecto a través de la masa de agua, ha sido implementada recientemente en ecosondas multihaz comerciales. La imagen muestra un volcán submarino en erupción (cf. apdo. 3.2). En el ecograma se distinguen piroclastos y gases en el agua.

de los SSS, en cambio, permite sumergir los transductores acercándolos al fondo, pudiendo operar a frecuencias muy altas que proporcionan resoluciones también muy altas (Tabla 2.1). Los transductores van montados en un bastidor o pez con forma hidrodinámica que es arrastrado a media agua desde la popa del buque mediante un cable de remolque que alimenta y comunica eléctricamente el pez con el puesto de control a bordo del buque, y que manda en tiempo real la señal acústica para su registro.

En esta tesis, el SSS se ha usado para obtener sonogramas de zonas concretas, con una resolución espacial mejor de 1 m. En términos de cartografía, esta resolución se sitúa entre la menor resolución que se consigue con la ecosonda de multihaz montada en el casco de un buque de superficie y la mayor resolución de las imágenes de video.

Cabe mencionar que es relativamente común que las flotas modernas de vehículos subacuáticos, tripulados o no, autónomos o con cable umbilical, incorporen tanto sistemas de batimetría de multihaz como de SSS. Dado que estos vehículos se pueden aproximar muchísimo al fondo, las resoluciones obtenidas son también muy elevadas, aunque en detrimento del rendimiento (área recubierta por unidad de tiempo). En este sentido, los buques de superficie proporcionan un rendimiento mucho mayor, tanto por desplazarse a velocidades generalmente más elevadas que los vehículos subacuáticos, como por la mayor anchura del sector insonificado en cada disparo. No obstante, ello va en detrimento de una mayor resolución. Si bien en esta tesis se ha utilizado un ROV, el mismo no disponía de SSS ni de ecosonda de multihaz aunque sí de un sonar de navegación que proporciona un sonograma similar a un SSS.

2.2. DATOS

2.2.1. ORIGEN Y NATURALEZA DE LOS DATOS

Los datos empleados en este trabajo fueron adquiridos en el transcurso de una serie de campañas oceanográficas realizadas por el Instituto Español de Oceanografía (IEO) entre los años 1998 y 2013 (Tabla 3.1). Dichas campañas se realizaron en el marco de tres proyectos de investigación distintos cuyos objetivos originales y contexto se describen a continuación:

- Programa "Estudio Hidrográfico y Oceanográfico de la Zona Económica Exclusiva Española" (ZEEE). El modelo digital de elevaciones (DEM, de las siglas en inglés de *Digital Elevation Model*) de los fondos marinos de la isla de El Hierro obtenido en el marco de ese proyecto sirvió como superficie de referencia en el estudio morfológico de la erupción submarina en la isla de El Hierro (cf. apdo. 3.1 y Tabla 3.1). La financiación del programa de la ZEEE corrió a cargo del Gobierno de España y fue encomendado al Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM) y al IEO.
- Asesoría en materia oceanográfica al Comité Científico de Seguimiento y Evaluación de Fenómenos Volcánicos, perteneciente al Plan de Emergencia por Riesgo Volcánico en Canarias (PEVOLCA). Se trata de una encomienda de gestión ordenada al IEO con motivo de la emergencia volcánica declarada en isla de El Hierro en Octubre de 2011. El IEO realizó varios levantamientos batimétricos a bordo de los *B/O Ramón Margalef* y *B/O Ángeles Alvariño* durante los años 2011 y 2012 (Tabla 3.1). Los DEMs obtenidos se emplearon en

el seguimiento de la evolución morfológica del nuevo volcán submarino formado al sur de El Hierro (cf. apdo. 3.1), recientemente bautizado como volcán Tagoro por el Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM). Además, los datos acústicos de la columna de agua permitieron monitorizar la inyección de materiales volcánicos en el océano. También se obtuvieron muestras físicas con draga de roca, que permitieron llevar a cabo labores de verificación. Estas campañas sirvieron por tanto, para describir con un detalle sin precedentes el proceso eruptivo más reciente hasta la fecha en el archipiélago canario (cf. apdo. 3.2) La financiación de las campañas corrió a cargo del Ministerio de Economía y Competitividad y del IEO.

- Proyecto LIFE+ "Inventario y Designación de la Red Natura 2000 en Áreas Marinas del Estado Español" (INDEMARES), centrado en la identificación de espacios marinos valiosos en el campo de la conservación. Los datos de dicho proyecto empleados para esta tesis fueron obtenidos por el IEO en el banco de Concepción en el transcurso de tres campañas oceanográficas efectuadas en los años 2010 a 2012 a bordo de los *B/O Vizconde de Eza*, *B/O Miguel Oliver* y *B/O Ángeles Alvariño* (Tabla 3.3). En dichas campañas se utilizaron métodos geofísicos (MBES, SSS, sísmica de reflexión), de observación directa mediante ROV y video remolcado, y muestreadores de sedimento y roca. Las MBES empleadas fueron la EM302, y la EM710 (cf. apdo. 3.3). La información recogida permitió efectuar una descripción morfológica precisa del banco de Concepción, así como la carac-

terización del lecho marino y de los materiales y estructuras que lo forman (cf. apdo. 3.3). La financiación de este proyecto corrió a cargo del Programa Life+ de la Comisión Europea y del IEO.

2.2.2. TIPO DE DATOS

Dada la importancia de la componente geográfica en esta tesis doctoral, para la gestión de los datos se han elegido los modelos de datos típicos de los *Sistemas de Información Geográfica* (GIS del acrónimo en inglés *Geographic information System*). La primera clasificación de los datos en los GIS distingue entre dos modelos de datos: *vectorial* y *ráster*.

MODELO VECTORIAL

Los datos se representan en el espacio geográfico mediante puntos y líneas adimensionales que forman entidades puntuales, lineales, y poligonales de distinta complejidad topológica. Las muestras tomadas con sacatestigos de caja y los perfiles de velocidad de sonido son ejemplos de entidades puntuales, mientras que los muestreos con draga de roca y las líneas de sísmica son ejemplos de entidades lineales. Las entidades poligonales se han empleado, por ejemplo, para representar el área cubierta por un levantamiento determinado.

En el modelo vectorial las entidades se ordenan en capas georreferenciadas, es decir que tienen asignada a su geometría una referencia geográfica que permite representarlas en un mapa mediante una proyección cartográfica. En el modelo vectorial la topología define las relaciones espaciales entre entidades de una misma capa y entre entidades de capas distintas. Estas relaciones son del tipo 'contenido en', 'tangente

a', 'intersecta con', y similares.

Además de la componente espacial, el modelo vectorial tiene una componente temática que guarda una serie de atributos asociados a las entidades, como el número de estación, la fecha y hora o la descripción de la muestra.

MODELO RÁSTER

Mediante este modelo una variable continua se representa mediante una matriz de elementos discretos o celdas. Cada celda constituye una superficie en que la variable presenta un único valor. La geometría de la celda es cuadrada o rectangular y su área depende de la resolución y de la proyección geográfica del modelo. La topología en el modelo ráster está definida de forma implícita, pues cada celda de la matriz queda referenciada por la posición que ocupa dentro de la propia matriz. Esta circunstancia hace que el álgebra de mapas tenga mayor capacidad operando con este modelo (Olaya, 2012).

Los *Modelos Digitales del Terreno* (DTM, de las siglas en inglés de *Digital Terrain Model*) pertenecen al modelo *ráster*. Según la definición de Miller y Laflamme (1958), «*Los DTM son representaciones estadísticas de la superficie continua del terreno mediante un gran número de puntos de coordenadas conocidas, seleccionados sobre un espacio de coordenadas arbitrario*». Un caso particular dentro de los DTM son los ya mencionados DEM, que representan la altura en cada coordenada geográfica. En nuestro caso, los DEM indican la profundidad en cada punto y de ellos derivan, gracias al álgebra de mapas, otros DTM como los modelos de pendientes, de orientaciones o de iluminación. Estos DTM son la base de

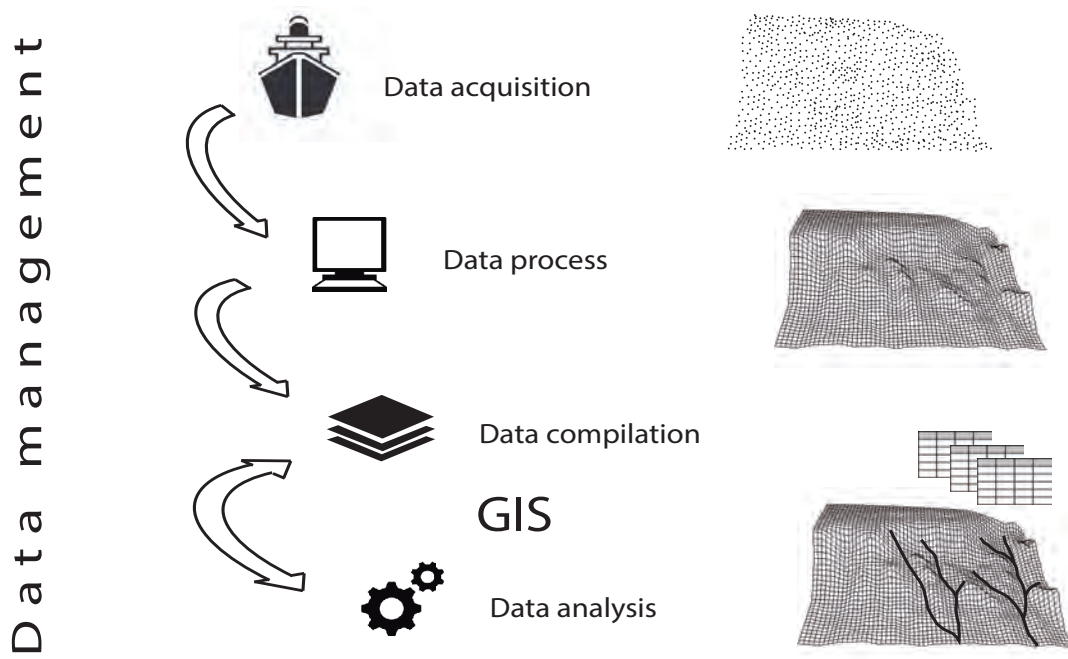


Figura 2.7. Gestión de datos. Esquema con los principales pasos del flujo de trabajo, desde la adquisición de los datos hasta un subproceso iterativo en que los datos son analizados y los resultados obtenidos compilados hasta alcanzar el objetivo pretendido.

los análisis morfométricos aplicados al estudio del terreno, y se complementan con otro DTM proporcionado por la ecosonda de multihaz: el modelo digital de retrodispersividad. Los sonogramas obtenidos con el SSS, que también expresan retrodispersividad, se incorporan a la interpretación de los datos con el mismo formato.

2.2.3. GESTIÓN DE DATOS

La gestión de los datos en el marco de esta tesis ha pasado por cuatro fases principales: adquisición, procesado, compilación y análisis (Fig. 2.7).

La adquisición se desarrolló a bordo de buques oceanográficos empleando las técnicas descritas en los apartados anteriores de este mismo capítulo.

PROCESADO

El procesado se refiere a los métodos empleados para corregir errores de adquisición y convertir los datos geofísicos a los formatos óptimos para el análisis. Los datos de batimetría, retrodispersividad y de la columna de agua adquiridos con ecosonda de multihaz se procesaron con los programas Hips & Ships v.8 de CARIS y Fledermaus v.7 de QPS. Los datos de SSS se procesaron con SonarWiz v5 de Chesapeake Technology, mientras que los de sísmica paramétrica fueron procesados con el mismo programa que se emplea para la adquisición de los datos de TOPAS.

Las muestras obtenidas mediante sacatestigos y dragas, y con el ROV, siguieron las rutinas de laboratorio habituales. En el caso de las muestras biológicas, la clasificación taxonómica y el análisis faunístico.

En el caso de los sedimentos y rocas, el análisis granulométrico o textural, y la determinación de la composición mineralógica. Los resultados de estos análisis fueron utilizados para apoyar las interpretaciones derivadas del análisis geomorfológico, sin entrar en detalles de otra índole.

COMPILACIÓN

Los datos procesados se compilaron en un SIG (ArcGIS v.9 de Esri), para su posterior análisis e interpretación. Del procesado de los datos batimétricos se obtuvo un DEM para cada levantamiento realizado. Del procesado de la retrodispersividad, tanto de la obtenida mediante ecosonda de multihaz como con SSS, se construyeron los DTMs correspondientes. La información en formato ráster se ordenó en carpetas y se le asignó una nomenclatura a cada archivo según su origen y su resolución (Tabla 3.1).

Las muestras utilizadas con fines de verificación se incluyeron en el GIS como entidades puntuales o lineales, según su naturaleza. La información obtenida a partir de esas muestras se resumió en las tablas de atributos que componen la parte temática del modelo vectorial. El formato elegido para este tipo de información fue el de *geodatabase de ficheros*, que se basa en un modelo vectorial topológico y, por lo tanto, permite el uso de herramientas de edición y análisis que implementan la topología de las entidades de la geodatabase.

Los perfiles sísmicos procesados se almacenaron como imagen y se asociaron a sus respectivas posiciones representadas por líneas. Mediante un hipervínculo almacenado en su tabla de atributos los perfiles sísmicos pueden ser invocados facilitando

así la fase de interpretación.

En el proceso de compilación y en el análisis se utilizaron diversas referencias espaciales, aprovechando que tanto ArcGIS como la versión de Fledermaus empleada permiten usar capas con distintas proyecciones en un mismo espacio de trabajo. El elipsoide utilizado en todas las proyecciones fue el WGS84 (*World Geodetic System*, establecido en 1984) por ser el que normalmente se emplea para configurar los receptores de GPS en el momento de la adquisición. Las capas vectoriales se almacenaron con sus coordenadas geográficas aplicando la proyección usada en cada momento, mientras que las capas ráster se gestionaron con la proyección Universal Transversa de Mercator (UTM), huso 28 Norte, para mantener una proporción regular en las dimensiones de las celdas de los DTM georreferenciados. Sin embargo, la proyección UTM tiene el límite del huso, donde las distorsiones son mayores, en el meridiano 18°W, que cruza el área de estudio en El Hierro. Por esta razón se prefirió emplear la proyección Mercator con paralelo automecoico 27° 36' N, que resulta en una distorsión mínima en los DTMs de esa zona.

ANÁLISIS

En la fase de análisis se aplican los métodos necesarios para la mejor interpretación de los datos desde el punto de vista del tema de estudio. Para este propósito los GIS cuentan con herramientas potentes de análisis, tanto desde el punto de vista de la componente espacial de los datos como de la componente temática.

Dado que el objetivo de esta tesis es el estudio de la evolución geomorfológica de

estructuras sumergidas, el análisis morfométrico ha jugado un papel fundamental.

La geomorfometría es la ciencia dedicada al análisis cuantitativo de la superficie del terreno (Pike et al., 2009). Integra las geociencias y las matemáticas, junto con la ciencia computacional (Fig. 2.8), permitiendo aplicar algoritmos de cálculo complejos a volúmenes grandes de datos, como los DTMs de alta resolución obtenidos con ecosonda de multihaz y SSS. La aplicación de estas técnicas de análisis propias del álgebra de mapas permite obtener resultados numéricos en forma de nuevos DTMs y, por lo tanto, se pueden encadenar operaciones para obtener nuevos resultados a partir de unos mismos datos de partida.

Esta sucesión de análisis tiene por objeto facilitar la interpretación de los datos aportando un valor cuantitativo útil para proporcionar respuestas objetivas.

El álgebra de mapas contempla, según Tomlin (1990), cuatro tipos de funciones:

- **Funciones locales.** En el DTM resultante el valor de cada celda depende únicamente del valor en ese mismo espacio geográfico de el/los DTMs de partida. Las funciones locales se puede definir con *operadores aritméticos* (suma, resta, multiplicación y otros, entre varios DTMs), *lógicos* (el valor de cada celda del DTM resultante determina si el valor de la/las celdas de partida es mayor que, menor que, pertenece a, u otras opciones), o *estadísticos* (el valor de

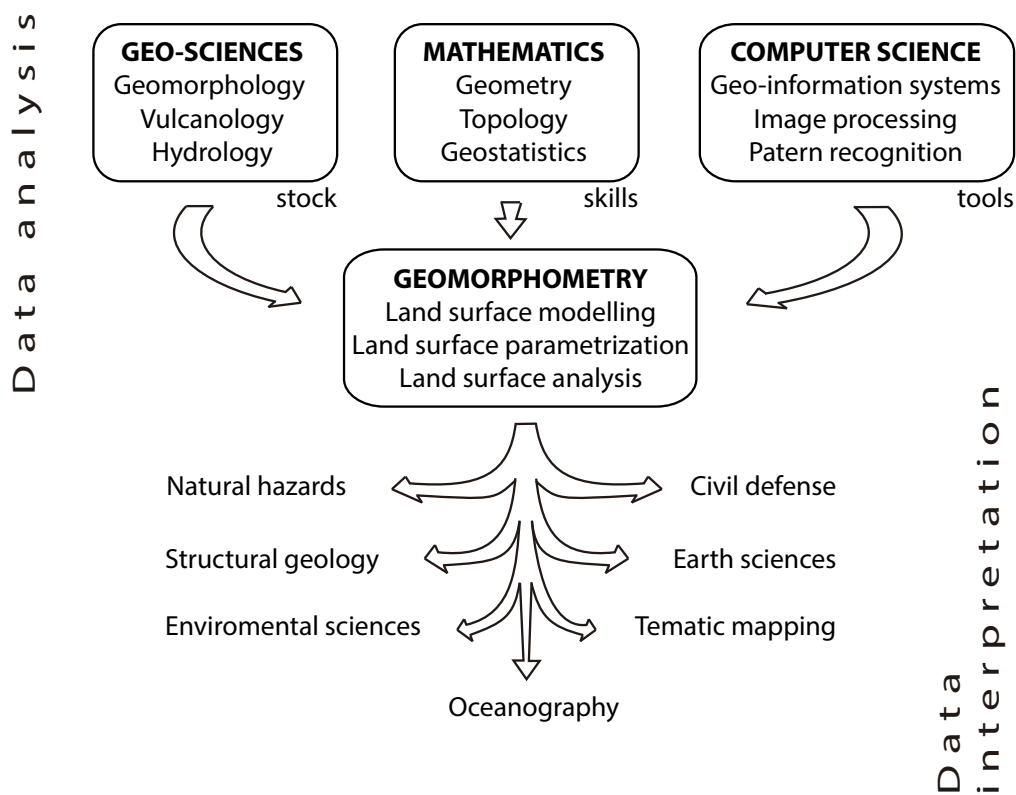


Figura 2.8. Geomorfometría. Materiales, habilidades y herramientas de que se sirve la geomorfometría para proporcionar resultados interpretables en distintas disciplinas modificado de Pike et al., (2009).

cada celda del DTM resultante es el valor más frecuente de esa celda en todos los DTM de partida, la media del valor de esa celda teniendo en cuenta todos los DTM de partida, u otras opciones).

- Funciones focales. Cada celda del DTM resultante es función de los valores de celdas contiguas en un espacio fijo o ventana en el DTM de partida. El cálculo de la pendiente es un buen ejemplo.

- Funciones zonales. Cada celda del DTM resultante presenta un valor función de una región espacial dentro del DTM de partida. Se asemeja al caso anterior, si bien la extensión de la zona considerada no es fija y la contigüidad depende de una variable.

- Funciones globales. El valor resultante es función de toda el área definida por el DTM. En este caso, el resultado no tiene porque ser un DTM. Puede ser una tabla, el valor máximo de la variable representada o una sucesión de valores de la variable a lo largo de una ruta (e.g. un perfil batimétrico o topográfico).

Por su parte, Olaya (2016) ha desarrollado otra clasificación para el álgebra de mapas aplicada al análisis morfométrico, referida a operaciones realizadas a partir de un DEM con el fin de caracterizar el relieve a partir de parámetros derivados como la pendiente, la rugosidad y otros. Esta clasificación distingue entre:

- Medidas geométricas: operaciones que consisten en aplicar cálculos de geometría diferencial sobre un conjunto de celdas contiguas contenidas en una ventana para asignar un valor a la celda calculada.

- Medidas estadísticas: operaciones que consisten en calcular parámetros estadísticos básicos en un conjunto de celdas contiguas contenidas en una ventana para asignar un valor a la celda calculada.

Por su propia descripción, se infiere que ambas clases implican el empleo de funciones focales.

Se presenta a continuación una descripción de las operaciones más relevantes que se han realizado a lo largo del proceso de análisis, considerando las dos clasificaciones citadas. Cada descripción comienza con el nombre del producto obtenido seguido del objetivo de su ejecución y del marco conceptual del cálculo.

- Superficie de tendencia. Es una extensión tridimensional que se define por una función matemática simple y que explica parte del relieve representado por un DEM. Por ejemplo, en el caso de las ondas de sedimentación y los montículos (en inglés *mounds*) del sector suroeste del banco de Concepción (cf. apdo. 3.3.4) se calculó el plano inclinado que se ajusta al techo del banco en esa zona. Este plano inclinado con orientación suroeste representa una superficie de tendencia relacionada con el basculamiento que sufre la plataforma de abrasión del citado banco. La diferencia entre el DEM y la superficie de tendencia calculada da como resultado el relieve de las formas que localmente se observan sobre una superficie horizontal en ese sector.

- DEM suavizado. Generado para mejorar la velocidad de cálculo y también para resaltar *superficies de tendencia* tales como el basculamiento de la plataforma de la cima

del banco de Concepción (cf. apdo. 3.3.4), o la forma cónica del volcán Tagoro en El Hierro (cf. apdo. 3.2), que de otra manera podrían haber quedado enmascaradas por las irregularidades menores del terreno. Esta operación asigna a la celda de cálculo el valor medio de profundidad de las celdas colindantes, por lo que se trata de una función focal y de una medida estadística.

- Modelo digital de pendientes. Es un modelo de análisis morfométrico básico que consiste en el cálculo del módulo de la primera derivada del DEM, por lo que es una función focal y una medida geométrica.

- Modelo digital de orientaciones. Generado para determinar la dirección de exposición del lecho marino. Este modelo muestra la orientación de la celda analizada en función de la componente horizontal de la dirección del vector de la primera derivada del DEM. Es una función focal y una medida geométrica. Como el modelo se representa con un rango de valores discretizado (N, NE, E, SE,...), es necesario aplicar una función local para su reclasificación.

- Modelo digital de sombreado. Se emplea para facilitar la interpretación del relieve. Es un caso particular del modelo digital de orientaciones en el que cambia la función local de reclasificación.

- Modelo digital de curvatura en la dirección del gradiente. Indica en qué zonas la superficie es cóncava y en qué zonas es convexa siguiendo la dirección de la pendiente, y asigna un valor a cada celda en función del radio de curvatura. Se ha empleado para determinar con exactitud la rotura de pendiente y el pie de talud del banco de Con-

cepción, así como el borde las terrazas que presenta (Fig 3.13). Se obtiene como resultado del cálculo de la segunda derivada del DEM en la dirección del máximo gradiente, por lo que es una función focal y una medida geométrica.

- Modelo digital de curvatura en la perpendicular del gradiente. Indica las zonas en las que la superficie es cóncava o convexa en dirección perpendicular a la pendiente y le asigna un valor a cada celda que es función del radio de curvatura. Se ha empleado para determinar con exactitud los ejes de los cañones y cárcavas del banco de Concepción (cf. Figura 3.21). Se calcula por medio de la segunda derivada del DEM en la dirección perpendicular al máximo gradiente, por lo que es una función focal y una medida geométrica.

- Modelo digital de rugosidad. Se ha empleado para acotar la extensión de los montículos del banco de Concepción (cf. Figura 3.17). Indica la rugosidad del DEM según el método de cálculo propuesto por Hobson (1972). Cada celda presenta el valor calculado del índice denominado: *medida del vector de rugosidad* (VRM, de las siglas en inglés de *Vector Ruggedness Measure*), que es función de la varianza de la dirección del vector ortogonal de las celdas adyacentes. Se trata, por tanto, de una función focal y una medida estadística. También se ha aplicado una función local para reclasificar las celdas con valores por encima de cierto valor umbral, delimitando así su extensión. Se ha aplicado una función zonal y una medida estadística para determinar el valor medio del VRM en cada montículo y se ha añadido como atributo de la capa de polígonos digitalizada a partir de la reclasificación.

- Resta de superficies. Este cálculo ha sido fundamental para determinar el volumen de material emitido por el volcán Tagoro en El Hierro (cf. apdo. 3.1.2). Conceptualmente, el cálculo es sencillo, pero en la práctica implica cierta complejidad, en parte debido a que siendo muy alta la precisión en ambos levantamientos, la exactitud varía (Fig. 2.5). Primero fue necesario determinar la diferencia entre los DEMs anterior y posterior a la erupción en el área no afectada (función zonal), obteniéndose una diferencia para cada celda (función local). A continuación se calculó el valor medio de las diferencias obtenidas (función global, medida estadística) y se sumó ese valor con signo contrario a todo el DEM anterior a la erupción (función local). Una vez compensado el *offset* o desplazamiento entre superficies se determinó la diferencia (función local) de cada celda en el área afectada (función zonal) para así determinar finalmente el volumen total (función global).

En el caso del cálculo de volumen del banco de Concepción se recortó el DEM según el polígono definido por el pie de talud (cf. modelo digital de curvatura en la dirección del gradiente; Figura. 3.13), y en el espacio resultante se generó una nueva superficie, mediante métodos de interpolación (*Kriging* con anisotropía) a partir de una nube de puntos aleatoria con valores acordes a la *superficie de tendencia* de la zona abisal. Se obtuvo así una superficie no horizontal que fue restada a la superficie real del DEM (función local) en la zona delimitada por el pie de talud (función zonal), obteniendo finalmente el volumen total del banco de Concepción (función global) (cf. apdo. 3.3.4).

- Extracción de valores de un DTM. A partir de una serie de localizaciones definidas por una entidad vectorial puntual se extrae el valor que presenta un DTM en cada una de esas localizaciones. El resultado es una tabla donde se ordenan en dos columnas las coordenadas de los puntos y en una tercera el valor del DTM en cada punto. A partir de estas tablas se pueden realizar análisis estadísticos y representaciones gráficas de los valores extraídos. La extracción de los valores de los DTM es una función global (cf. Figuras 3.15 y 3.17).

- Perfiles batimétricos. Son la representación gráfica bidimensional de la profundidad frente a la distancia a lo largo de una línea colocada sobre el DEM. Se trata de un caso particular de extracción de valores de un DTM cuando el modelo empleado es un DEM y la serie de puntos está ordenada a lo largo de una línea generalmente recta. Otros casos particulares de este tipo de función global son las isóbatas y los polígonos que delimitan un área en función del valor local de un DTM (cf. Figuras 3.11, 3.12 y 3.20).

- Elevación frente a pendiente. Es la representación de ambos valores en una gráfica de dispersión. Una línea resalta los valores medios para facilitar la lectura. Para su realización se extrajeron los valores de elevación y pendiente a partir de una serie de puntos dispuestos en una malla regular. El resultado de esta función global es una tabla de cuatro columnas en la que las dos primeras corresponden a las coordenadas de los puntos y las dos últimas a los valores de profundidad y pendiente en cada punto (Fig 3.10).

2. 3. BIBLIOGRAFÍA

- Augustin, J.-M., Lurton, X., 2005. Image amplitude calibration and processing for seafloor mapping sonars, in: *Oceans 2005-Europe*. IEEE, pp. 698–701.
- Brown, C.J., Blondel, P., 2009. Developments in the application of multibeam sonar backscatter for seafloor habitat mapping. *Appl. Acoust.* 70, 1242–1247. doi:10.1016/j.apacoust.2008.08.004
- Caress, D.W., Chayes, D.N., 2015. *Seafloor Mapping Software: Processing and Display of Swath Sonar Data*. Monterey Bay Aquarium Research Institute, CA.
- Christ, R.D., Sr, R.L.W., 2013. *The ROV Manual: A User Guide for Remotely Operated Vehicles*. Butterworth-Heinemann.
- Clarke, J.H., 2006. Applications of multibeam water column imaging for hydrographic survey. *Hydrogr. J.* 120, 3.
- Fonseca, L., Calder, B., 2005. Geocoder: an efficient backscatter map constructor, in: *Proceedings of the US Hydrographic Conference*. pp. 29–31.
- Gerlotto, F., Soria, M., Fréon, P., 1999. From two dimensions to three: the use of multibeam sonar for a new approach in fisheries acoustics. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 56, 6–12.
- Hobson, RD, 1972. Surface roughness in topography: quantitative approach. *Spat. Anal. Geomorphol.* 221–245.
- Hughes-Clarke, J.E., 2012. *SwathEd*. Ocean Mapping Group. University of New Brunswick., Fredericton, Canada.
- Jones, E.J.W., 1999. *Marine Geophysics*. Wiley.
- Kinsler, L.E., Frey, A.R., Coppens, A.B., Sanders, J.V., 1999. *Fundamentals of acoustics*. Lurton, X., 2002. *An introduction to underwater acoustics: principles and applications*. Springer Science & Business Media.
- Lurton, X., Lamarche, G., 2015. *Backscatter measurements by seafloor-mapping sonars*. Masry, S., 2010. *CARIS Hips&Ships*. CARIS, Fredericton, New Brunswick.
- Miller, C.L., Laflamme, R.A., 1958. *The Digital Terrain Model: Theory & Application*. MIT Photogrammetry Laboratory.
- Olaya, V., 2016. *Sistemas de Información Geográfica*. CreateSpace Independent Publishing Platform.
- Olaya, V., 2012. *Sistemas de información geográfica*. Tomos II Dispon. Libre Formato Pdf En.
- Parnum, I.M., Gavrilov, A.N., 2011. High-frequency multibeam echo-sounder measurements of seafloor backscatter in shallow water: Part 1 – Data acquisition and processing. *Underw. Technol.* 30, 3–12. doi:10.3723/ut.30.003
- Pike, R., Evans, I., Hengl, T., 2009. *Geomorphometry: a brief guide*. *Geomorphometry Concepts Softw. Appl.* 33, 3–30.
- QPS, 2012. *Fledermaus*. QPS, Canada.
- Schneider von Deimling, J., Papenberg, C., 2012. Detection of gas bubble leakage via correlation of water column multibeam images. *Ocean Sci.* 8, 175–181.
- Tomlin, C.D., 1990. *Geographic information systems and cartographic modeling*. Prentice Hall.
- Urick, R.J., 1967. *Principles of underwater sound for engineers*. Tata McGraw-Hill Education.

CAPÍTULO 3

RESULTADOS



3.1. CONSTRUCTION OF AN OCEANIC ISLAND: INSIGHTS FROM THE EL HIERRO (CANARY ISLANDS) 2011–2012 SUBMARINE VOLCANIC ERUPTION

J. Rivera, G. Lastras, M. Canals, J. Acosta, B. Arrese, N. Hermida, A. Micallef, O. Tello, and D. Amblàs.

Geology, 41 (3), 355-358. (2013).

ABSTRACT

Eight consecutive swath bathymetry data sets were obtained to monitor the submarine eruption that occurred from 10 October 2011 to 5 March 2012 south of El Hierro Island in the Canary Islands. An increase in seismic activity since July 2011 preceded the onset of the eruption, which was marked by seismic tremor and stained waters. The first bathymetry, 15 d after the eruption started, depicts a cone topping at 205 m depth, growing on a preexisting valley. Recurrent mapping shows changes in the morphology and depth of the cone, allowing us to identify collapses and calculate eruptive volumes and rates, which peaked at $12.7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$ of non-dense rock equivalent (NDRE) on 29–30 October. The final cone consists of at least four vents along a north-northwest–south-southeast lineation, with the shallowest summit at 89 m depth. The total accumulated volume was $329 \times 10^6 \text{ NDRE m}^3$, of which one-third formed the cone. Similar cones have been identified on the submerged flanks of the island, with volumes ranging from $<50 \times 10^6$ to $>1,000 \times 10^6 \text{ NDRE m}^3$. As in many other volcanic islands, large-scale landslides play an important role in the evolution of El Hierro. A giant flank landslide (El Golfo, 13–134 ka, 150–180 km²) mobilized, in a single event, a volume equivalent to 450–550 eruptions of the size of the reported one, showing striking differences in the construction and destruction rates of the island. This study is relevant for future monitoring programs and geohazard assessment of new submarine eruptions.

3.1.1. INTRODUCTION.

Most of Earth's volcanic activity occurs beneath the sea, at water depths exceeding 1000 m (Carey and Sigurdsson, 2007). Water depth is one of the main controls of submarine eruptions, together with magma supply and its composition and volatile content (McBirney, 1963; Head and Wilson, 2003). Volcanic activity in shallow water may result in explosive eruptions (Kokelaar and Durant, 1983) and tsunami generation

(Latter, 1981). Tracking the depth of an eruption and how it evolves is essential for risk analysis. The recent eruption south of El Hierro Island, Canary Islands, from 10 October 2011 to 5 March 2012, resulted in a remarkable opportunity to monitor the growth of a new submarine volcano. In this paper, we present eight swath bathymetry data sets obtained along this eruption and discuss its role in the evolution of the

entire volcanic edifice. Surveys of an active submarine eruption have previously been conducted on Monowai cone, Kermadec Islands, with a frequency of 6 yr to 14 d (Wright et al., 2008; Watts et al., 2012). High-frequency, repetitive multibeam monitoring of a single eruptive episode was unprecedented before the El Hierro 2011–2012 eruption.

The Canary Islands, off northwest Africa, originated in the Early Miocene as the African plate moved over a mantle hotspot (Carracedo et al., 1998; Schmincke and Sumita, 2010). The islands show a general age progression from the eastern islands (>20 Ma) toward La Palma and El Hierro (<2 Ma) (Carracedo et al., 2002) (Fig. 3.1A). The oldest subaerial rocks in El Hierro have been dated at 1.12 ± 0.02 Ma, and the only two known subaerial prehistoric eruptions (Tanganasoga and Montaña Chamuscada) have been dated at ca. 4000 and 2500 yr ago (Guillou et al., 1996).

El Hierro Island covers 273 km² and peaks at 1500 m above sea level. The whole volcanic edifice is 5500 km³ and rises from 4000 m water depth (Schmincke and Sumita, 2010) (Fig. 3.1B). The island displays three large embayments (El Golfo, Las Playas, and El Julan; Fig. 3.1B) resulting from large flank collapses during the past 200 k.y. that involved ~10% of its total volume (Gee et al., 2001). These embayments are separated by three topographically elevated volcanic rift zones (Carracedo, 1994) defined by fissuring, faulting, and aligned eruptive centers, which continue offshore. The submarine extension of the southern ridge (Fig. 3.1B) consists of narrow volcanic lobes trending northeast to southwest that

extend to a depth of 2500 m (Acosta et al., 2003), with many non-eroded cones at the top.

THE EL HIERRO 2011–2012 ERUPTION

A sudden increase of seismic activity began in July 2011 (IGN, 2012), which obliged the authorities to issue a first alert. The seismic crisis peaked on 21 August (454 events), but magnitudes continued to increase and a yellow alert was declared on 23 September 2011. The number of earthquakes exceeded 12,500 for the whole event (Fig. 3.1C). Very shallow earthquakes on 9 October, a seismic tremor, and the presence of dead fish and a staining of the water south of La Restinga on 10 October indicated the onset of a submarine eruption in the southern ridge of El Hierro (Figs. 3.1B and 3.1C) (Carracedo et al., 2012). A red alert was declared on 11 October 2011. The eruption, of basaltic character (Carracedo et al., 2012), continued, as indicated by seismic tremors and stained water, and decreased gradually until 6 March 2012, when the alert was removed.

3.1.2. METHODS

From 22 October 2011 to 24 February 2012, six surveys onboard the *R/V Ramón Margalef* focused on changes in seabed elevation and the water column using acoustic techniques. Bathymetry data were acquired with an EM710 echo sounder. Real-time surface sound-velocity corrections were conducted using a Micro SV probe, whereas water-column corrections were based on SVPlus V2 sound-velocity profiles obtained on a subdaily basis. Processed bathymetric grid cell size was 10 m. The first survey mapped the new volcanic edifice and its surroundings on 25 October (Fig. 3.2A;

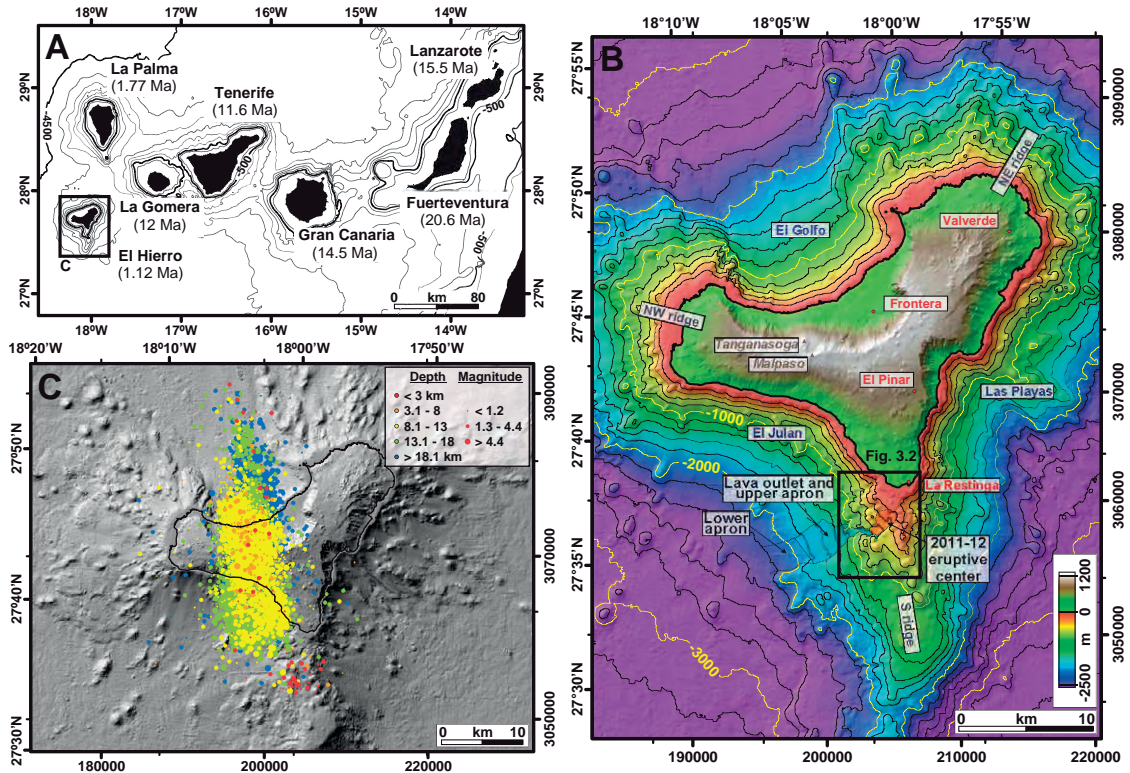


Figure 3.1. A: Age of the Canary Islands (Carracedo et al., 2002). **B: Topobathymetric map of El Hierro Island.** Locations of main geographical features and of Figure 3.2 are shown. Main components of the 2011–2012 eruption and resulting deposits are depicted. Pre-eruption bathymetry is from Spanish Navy Hydrographic Institute (IHM). **C: Location of earthquakes from 19 July 2011 to 6 March 2012** (IGN, 2012).

Fig. DR1C in the GSA Data Repository¹), 29 October (Fig. DR1D), and 31 October 2011 (Fig. DR1E); successive surveys were conducted on 13 November 2011 (Fig. 3.2B; Fig. DR1F), 2 December 2011 (Fig. 3.2C; Fig. DR1G), 11 January 2012 (Fig. DR1H), 8 February 2012 (Fig. DR1I) and 24 February 2012 (Fig. 3.2D; Fig. DR1J; cf. Anexos III. Artículo 1)

The Spanish Navy Hydrographic Institute (IHM) made available pre-eruption, multibeam derived bathymetry for the flanks of El Hierro (Fig. 3.1B; Fig. DR1B; cf. Anexos III. Artículo 1). Outside of the eruption area, all data sets are coincident, except this IHM bathymetry, which displays a mean depth diminution of 26.4 m (standard deviation is 15.8 m) with respect

to the other data sets. Such differences have been treated as a static error in volumetric calculations and corrected for accordingly.

The water column was acoustically surveyed using an EK60 echo sounder, which operates at six different frequencies, yielding a volume backscattering coefficient in decibels (or reflectivity) and imaging emission spots and plumes (Fig. DR2; cf.

¹GSA Data Repository item 2013094, Figure DR1 (three-dimensional views of the eight bathymetries), Figure DR2 (EK60 echograms displaying backscatter in the water column), and Figure DR3 (location and volumes of other cones identified in El Hierro edifice), is available online at www.geosociety.org/pubs/ft2013.htm, or on request from editing@geosociety.org or Documents Secretary, GSA, P.O. Box 9140, Boulder, CO 80301, USA.

Anexo III, Artículo 1). Vessel positioning was ensured by a differential GPS system with EUSAT differential correction by OmniSTAR, yielding a horizontal accuracy within 15 cm.

Non-dense rock equivalent (NDRE) volumes (i.e., the volumes of volcanic material accumulated without porosity corrections needed to calculate the volume of erupted magma) and rates during the eruption were calculated by computing depth changes for each 10×10 m cell between two consecutive data sets. If a cell was not surveyed during a given survey, depth change was calculated with respect to the temporally closest data set and proportionally distributed, taking into account the lapsed time between the two data sets used. Extreme values in depth changes caused by acquisition artifacts were corrected. Volumes of 221 older submarine volcanic cones were calculated by simplifying each edifice to an ideal cone with a basal area equal to the area occupied by the cone and a height equal to the difference between the summit depth and the mean depth of the area perimeter.

3.1.3. THE SEAFLOOR EXPRESSION

The first bathymetric survey (Fig. 3.2A), 15 d after the eruption started, depicts a volcanic cone located at $27^{\circ}37.12'N$ and $17^{\circ}59.48'W$, with a summit masked by an eruptive plume (Figs. DR1 and DR2; cf. Anexos III. Artículo 1). The shallowest surveyed point on the cone was at 205 m water depth; the same point was at 363 m (corrected) depth before the eruption. In this first survey, the cone, 33×10^6 NDRE m^3 in volume, was developing within a pre-existing valley (Figs. 3.1B and 3.3A) in the western flank of the southern ridge of

El Hierro. The valley directed the lava flow toward an apron at depths exceeding 1000 m, which by then had accumulated 57×10^6 NDRE m^3 of lava (Figs. 3.1B and 3.3B). The eruptive plume in the water column was advected southwestward following the dominant path of the Canary Current.

The cone growth in a sloping area contributed to instability. Cone deconstruction occurred between 25 and 29 October (Fig. 3.3; Fig. DR1; cf. Anexos III. Artículo 1) and again between 31 October and 13 November (Figs. 3.2B and 3.3). During both episodes, the cone's height and volume decreased while the apron accumulated new material. Contrastingly, during the first episode, cone height decreased uniformly, probably indicating deflation or collapse of a shallow magmatic chamber; during the second, height decreased only for the southwestern flank, suggesting cone instability and sliding of a large block (Figs. 3.2B and 3.3A). Eruption rates peaked after the first collapse, with a value of 12.7×10^6 NDRE $m^3 d^{-1}$ during 29 and 30 October.

The 13 November bathymetry (Fig. 3.2B) revealed that the eruption, which continued generating a plume in the water column (Fig. DR2; cf. Anexos III. Artículo 1), was occurring through two vents, the second growing to the northwest. Fifty-three (53) d after the start of the eruption (2 December) (Fig. 3.2C), the two vents developed into a double cone, almost infilling the upper part of the valley. Between 13 November and 2 December, failure at the lower part of the valley took place, with valley walls affected by small-scale landsliding (Figs. 3.2B and 3.2C).

3.1. Construction of an oceanic island: Insights from the El Hierro

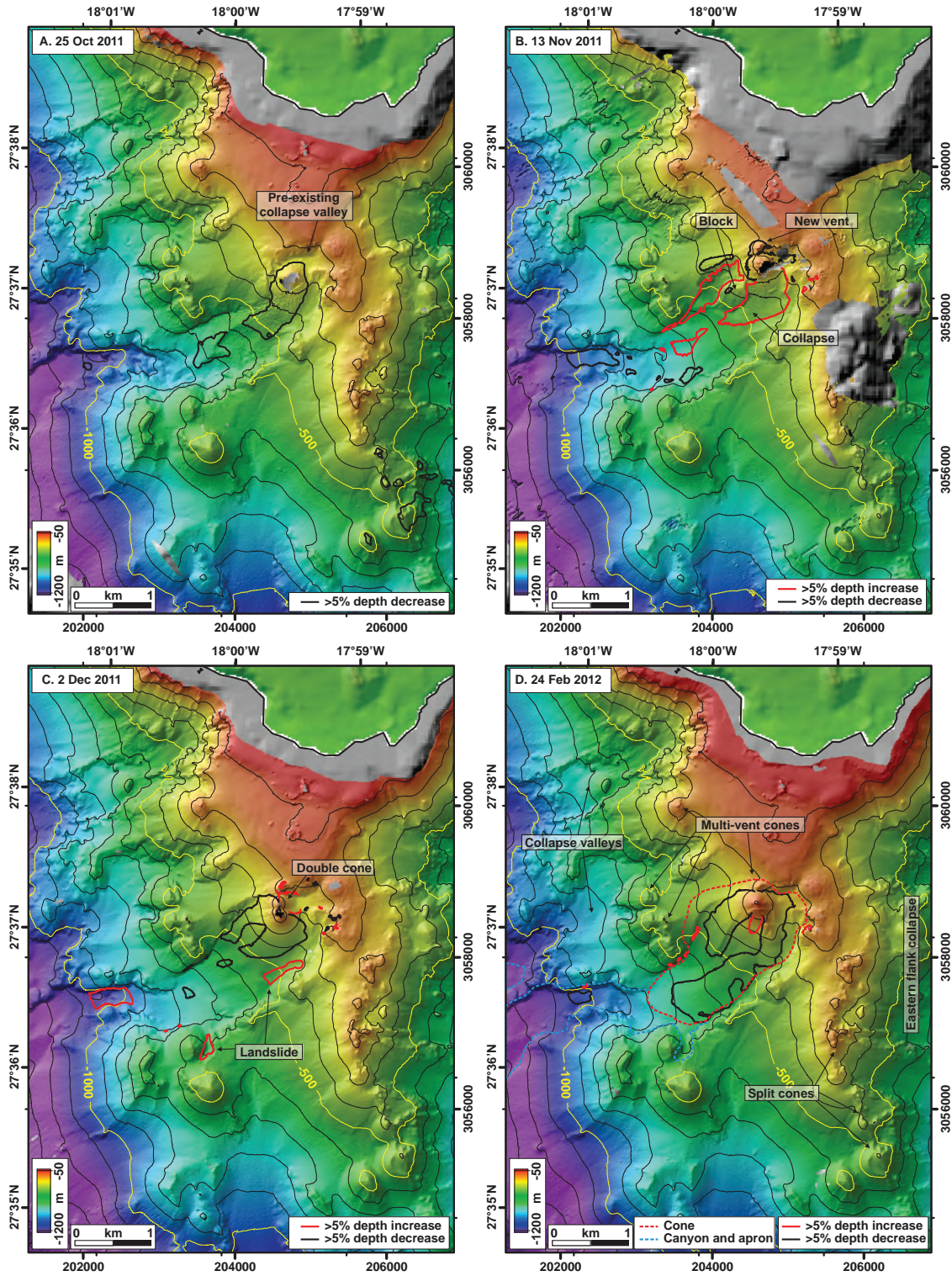


Figure 3.2. Four of the eight successive multibeam bathymetries obtained during the El Hierro eruption. A: 25 October 2011. B: 13 November 2011. C: 2 December 2011. D: 24 February 2012. Unsurveyed areas are shown in gray. Changes in depth values of >5% with respect to previous survey are outlined in B, C, and D in black (depth decrease: inflation or deposition) and red (depth increase: deflation or erosion). In A, depth change is with respect to Spanish Navy Hydrographic Institute (IHM) bathymetry (Fig. 3.1C) after correcting static error. In D, the volcanic cone and the canyon and apron areas used in volumetric calculations (Fig. 3.3B) are depicted.

Subsequent bathymetries indicate that the cone continued growing and that its summit moved gradually to the northwest (Fig. DR1; cf. Anexos III. Artículo 1).

The 24 February 2012 bathymetry, 137 d after the eruption's onset, shows that the double cone, which was eroded by small landslides (Fig. 3.2D), developed into a fissure eruption with at least four attached vents following a north-northwest–south-southeast lineation (Fig. 3.3A); the shallowest summit was at 89 m water depth. Eruption rates had decreased since January (Fig. 3.3B), as also shown by the fainter plume (Fig. DR2; cf. Anexos III. Artículo 1), probably indicating that only degassing was occurring at that time. The accumulated volume throughout the

eruption was 329×10^6 NDRE m^3 , one-third of which represents the cone buildup and valley infill (Fig. 3.3B). No data are available to account for volumes accumulated in the lower apron or for material transported away within the water column.

3.1.4. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

In addition to the new cone, several other cones, both larger and smaller in volume, can be identified in the southern ridge (Fig. 3.2D; Fig. DR3; cf. Anexos III. Artículo 1). Some are also multi-vent, probably fissure fed, aligned along a north-northwest–south-southeast direction; i.e., following the structural trend of the ridge and of the 2011–2012 event seismicity (Fig. 3.1). some cones are located at valley headwalls

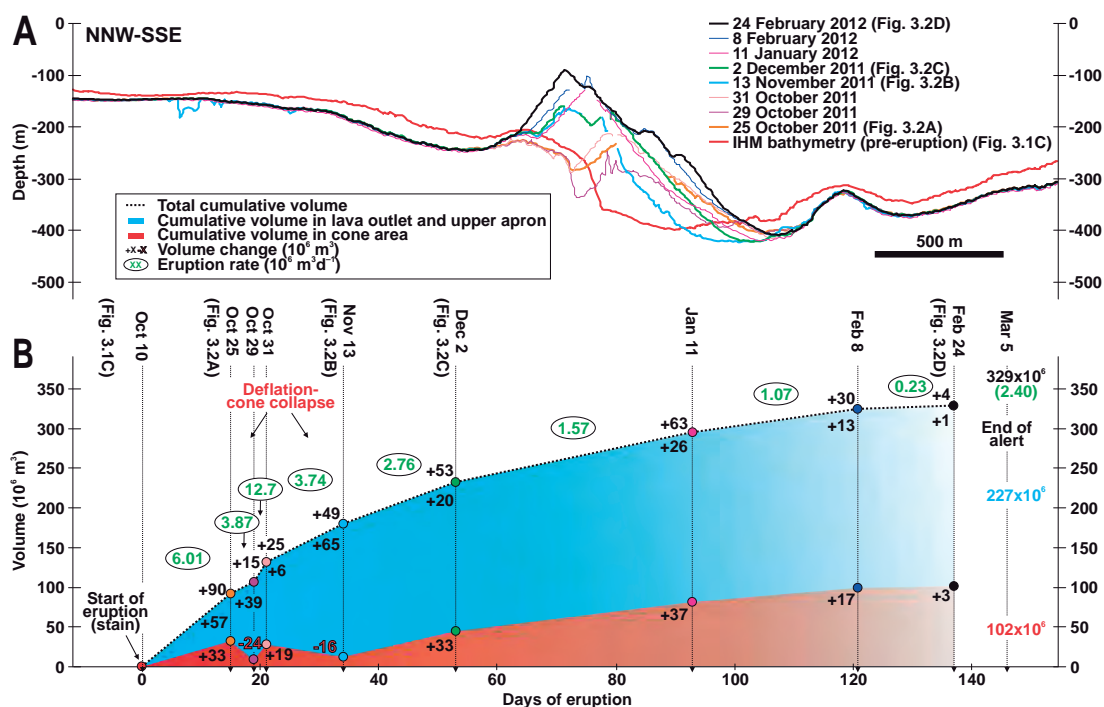


Figure 3.3. A: Bathymetric cross sections of El Hierro 2011–2012 cone during the eruption. The last bathymetry (24 February 2012) displays four successive vents in a north-northwest–south-southeast direction. Note the difference between the Spanish Navy Hydrographic Institute (IHM) data and the other data sets outside the new cone, which has been corrected for the volumetric calculations. **B: Non-dense rock equivalent (NDRE) accumulated volumes and rates** during the eruptive episode within the cone and the upper apron areas. Total values for each area (red and blue), as well as the mean eruption rate since the eruption's onset (green), are indicated below Mar 5. The total accumulated volume was 329×10^6 NDRE m^3 .

similarly to the 2011–2012 eruption (Figs. 3.2A and 3.2D).

Similar valleys, described as downslope facing horseshoe-shaped scarps, have been attributed to small-scale flank collapses in active volcanoes, such as Kick'em Jenny volcano, Grenada (Lindsay et al., 2005), and Monowai cone, Kermadec Islands, where repeated surveys have evidenced the growth of a cone within a scarp (Wright et al., 2008).

The new cone adds to a large number of similar structures both on land and offshore in the flanks of El Hierro. A total of 221 submarine cones have been identified over an area of 6100 km², with volumes ranging from $<50 \times 10^6$ to $>1000 \times 10^6$ NDRE m³ (Fig. DR3; cf. Anexos III. Artículo 1). In rough numbers, the 2011–2012 eruption is an addition of 0.006% to the volume of the edifice (5500 km³) (Schmincke and Sumita, 2010). Assuming that half of the 1.12 Ma edifice is formed by extrusive rocks, and that 450 km³ of rock has been removed by flank collapse in the past, some 9000 similar past eruptions, with a recurrence interval of 125 yr, are needed to build it up to its present size.

The El Hierro 2011–2012 eruption lasted 138 d, most likely representing a typical growth episode of the island. Volcanic islands undergo periods of destruction through large-scale flank collapses, such as those represented by El Golfo, El Julan, and Las Playas; medium-scale collapses of ridge flanks, such as the eastern flank of the southern ridge, as evidenced by split cones in the new bathymetry (Fig. 3.2D; Fig. DR3; cf. Anexos III. Artículo 1);

and small-scale collapses, such as the partial collapse of the new cone during the eruption or, likely, the valley in which it formed. Large-scale collapses mobilized ~450 km³ of El Hierro during the past 200–300 ka, with each landslide involving ~3% of the edifice volume (Gee et al., 2001). A giant flank landslide such as the El Golfo debris avalanche (150–180 km³, 13–134 ka) (Masson, 1996) mobilized in a single event a volume equivalent to 450–550 eruptions similar in size to the recent one.

The above data suggest that while volcanic growth in El Hierro, and likely in other volcanic islands in equivalent geological settings worldwide, proceeds in terms of eruptive episodes producing modest volumes of rock spaced by at least a century, its destruction occurs, to a large extent, as a consequence of massive flank collapses. While evidence of massive debris-avalanche deposits has been found in a number of locations, the El Hierro 2011–2012 submarine eruption represents a rare occasion to observe how these islands are built. The morphological and volumetric evolution of the El Hierro submarine volcano reported here could be useful for guiding future monitoring programs and geohazard assessment. At the moment of writing (late June 2012), seismic activity and ground deformation had reactivated.

3.1.5. ACKNOWLEDGMENTS

The Spanish Institute of Oceanography (IEO) provided financial and ship-time support (Bimbache project). Generalitat de Catalunya is acknowledged (2009-SGR-1305). Micallef is a Marie Curie researcher (grant PIEF-GA-2009-252702). We thank the crew of the *R/V Ramón Margalef* for their courage in collecting the data. Two anonymous reviewers and J. Carracedo helped to improve the manuscript.

3.1.6. References cited

- Acosta, J., Uchupi, E., Smith, D., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Llanes, P., Ballesteros, M., and ZEE Working Group, 2003, Comparison of volcanic rifts on La Palma and El Hierro, Canary Islands and the Island of Hawaii: *Marine Geophysical Researches*, v. 24, p. 59–90, doi:10.1007/s11001-004-1162-6.
- Carey, S., and Sigurdsson, H., 2007, Exploring submarine arc volcanoes: *Oceanography*, v. 20, no. 4, p. 80–89, doi:10.5670/oceanog.2007.08.
- Carracedo, J.C., 1994, The Canary Islands: An example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 60, p. 225–241, doi:10.1016/0377-0273(94)90053-1.
- Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H., Rodríguez Badiola, E., Cañas, J.A., and Pérez-Torrado, F.J., 1998, Hotspot volcanism close to a passive continental margin: The Canary Islands: *Geological Magazine*, v. 135, p. 591–604, doi:10.1017/S0016756898001447.
- Carracedo, J.C., Pérez, F.J., Ancochea, E., Meco, J., Hernán, F., Cubas, C.R., Casillas, R., Rodríguez, E., and Ahijado, A., 2002, Cenozoic volcanism II: The Canary Islands, in Gibbons, W., and Moreno, T., eds., *The Geology of Spain*: London, Geological Society of London, p. 439–472.
- Carracedo, J.C., Pérez-Torrado, F.J., Rodríguez-González, A., Fernández-Turiel, J.L., Klügel, A., Troll, V.R., and Wiesmaier, S., 2012, The ongoing volcanic eruption of El Hierro, Canary Islands: *Eos [Transactions, American Geophysical Union]*, v. 93, p. 89–90, doi:10.1029/2012EO090002.
- Gee, M.J.R., Watts, A.B., Masson, D.G., and Mitchell, N.C., 2001, Landslides and the evolution of El Hierro in the Canary Islands: *Marine Geology*, v. 177, p. 271–293, doi:10.1016/S0025-3227(01)00153-0.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Pérez-Torrado, F., and Rodríguez Badiola, E., 1996, K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast-grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 73, p. 141–155, doi:10.1016/0377-0273(96)00021-2.
- Head, J.W.I., and Wilson, L., 2003, Deep submarine pyroclastic eruptions: Theory and predicted landforms and deposits: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 121, p. 155–193, doi:10.1016/S0377-0273(02)00425-0.
- IGN (Instituto Geográfico Nacional), 2012, Boletín de El Hierro: http://www.ign.es/ign/resources/volcanologia/txt/boletin_HIERRO.txt (March 2012).
- Kokelaar, B.P., and Durant, G.P., 1983, The submarine eruption and erosion of Surtla (Surtsey), Iceland: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 19, p. 239–246, doi:10.1016/0377-0273(83)90112-9.
- Latter, J.H., 1981, Tsunamis of volcanic origin: *Bulletin of Volcanology*, v. 44, p. 467–490, doi:10.1007/BF02600578.
- Lindsay, J.M., Shepherd, J.B., and Wilson, D., 2005, Volcanic and scientific activity at Kick'em Jenny submarine volcano 2001–2002: Implications for volcanic hazard in the Southern Grenadines, Lesser Antilles: *Natural Hazards*, v. 34, p. 1–24, doi:10.1007/s11069-004-1566-2.
- Masson, D.G., 1996, Catastrophic collapse of the flank of El Hierro about 15,000 years ago, and the history of large flank collapses in the Canary Islands: *Geology*, v. 24, p. 231–234, doi:10.1130/0091-7613(1996)024<0231:CCOTVI>2.3.CO;2.
- McBirney, A.R., 1963, Factors governing the nature of submarine volcanism: *Bulletin of Volcanology*, v. 26, p. 455–469, doi:10.1007/BF02597304.
- Schmincke, H.U., and Sumita, M., 2010, *Geological Evolution of the Canary Islands*: Koblenz, Germany, Görres-Verlag, 200 p.
- Watts, A.B., Peirce, C., Grevemeyer, I., Paulatto, M., Stratford, W., Bassett, D., Hunter, J.A., Kalnins, L.M., and de Ronde, C.E.J., 2012, Rapid rates of growth and collapse of Monowai submarine volcano in the Kermadec Arc: *Nature Geoscience*, v. 5, p. 510–515, doi:10.1038/ngeo1473.
- Wright, I.C., Chadwick, W.W., Jr., de Ronde, C.E.J., Reymond, D., Hyvernaud, O., Gennerich, H.H., Stoffers, P., Mackay, K., Dunkin, M.A., and Bannister, S.C., 2008, Collapse and reconstruction of Monowai submarine volcano, Kermadec arc, 1998–2004: *Journal of Geophysical Research*, v. 113, B08S03, doi:10.1029/2007JB005138.

3.2. BATHYMETRY OF A NEW-BORN SUBMARINE VOLCANO: EL HIERRO. CANARY ISLANDS

J. Rivera, N. Hermida, B. Arrese, D. González-Aller, J. L. Sánchez de Lamadrid, D. Gutiérrez de la Flor, J. Acosta.
Journal of Maps, 10 (1), 82-89 (2014)

ABSTRACT

We present here a bathymetric map of a new underwater volcano which began its growth on 10 October 2011 to the south of El Hierro Island (Canary Is., Spain). The map scale is 1:25,000 and the map covers 210.9 sq. km. In July 2011, the seismic monitoring network of Spanish National Geographic Institute (IGN), began to detect an increase in low-intensity earthquakes around El Hierro Island along with ground deformation. This seismic crisis culminated on 10th October with a submarine eruption 2 km south of the small port of La Restinga, and lasted until March 2012 when IGN determined the end of the eruption process. After eight surveys monitoring the morphological and bathymetric evolution during the eruptive phase that ended in March 2012, Spanish Oceanographic Institute and the Hydrographic Institute of the Navy, carried out a survey from the 6th to the 8th of December 2012 to map the bathymetric and morphologic situation after the 2011–2012 eruptive period. The map presented here is based on full seafloor coverage by multibeam swath data echosounder carried out when the submarine volcano was in a quiet phase, using a grid mesh size of 12×12 meters.

Keywords: *submarine volcano; multibeam bathymetry; Canary Islands; oceanography; volcanic hazards; acoustic techniques; seabed mapping; civil defense.*

3.2.1. INTRODUCTION

El Hierro is the youngest and smallest island of the Canary archipelago (Guillou, Carracedo, Torrado, & Badiola, 1996; van den Bogaard, 2013). It has a surface area of 273 km², lies up to 1500 m above sea level and is located at the westernmost point of the Canary archipelago (Fig. 3.4). Geologically, it is still in a “juvenile stage” of shield growth, and is probably located over the present position of the Canary Hotspot that generated the islands (Holik, Rabinowitz, & Austin, 1991).

In plan view the island has three lobes whose intersections form a central tableland on which are superimposed

numerous extinct cinder cones. The submarine geomorphology presents a three submarine rifts: Northeast, Northwest and South. The ridge-like submarine South Rift, also known as the Southern Ridge, curves southwestward from its mid-section outwards and is asymmetrical in cross-section, with its steeper side facing southeast. The width of the rift ranges from 3 km on its proximal end to 18 km at its distal end (Acosta et al., 2005).

In the middle of July 2011, the Spanish National Geographic Institute (IGN) seismic network detected an increase in seismicity with hypocenters migrating from the

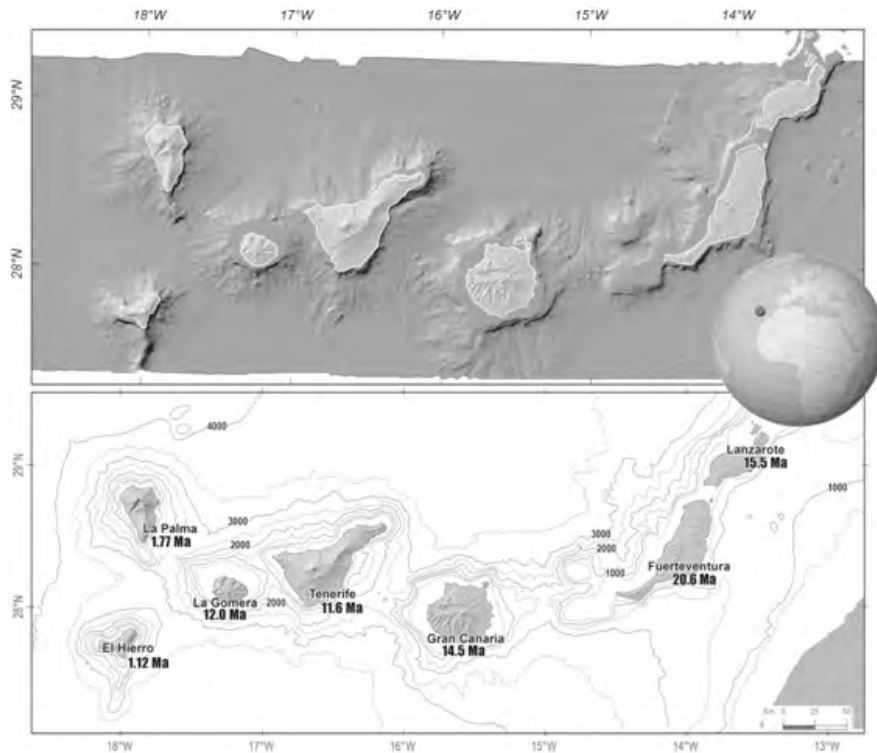


Figure 3.4. Location of the Canary Archipelago (Globe). (a) Shaded bathymetry from IEO-IHM, EEZ program. (b) Age of Canary Islands according to van den Bogaard, 2013.

North of the Island to the South. On 10th October, after the occurrence of more than 10,000 seismic events (López et al., 2012) IGN recorded a volcanic tremor (indicative of the onset of a submarine eruption), off the coast of the village of La Restinga and approximately 1.8 km southwestwards. In the following days dead fish appeared in the vicinity of the eruption area as well as a huge stain in the sea water caused by the presence of pyroclasts, gases and other products of the submarine eruption. This stain varied in shape and size due to interaction with the ocean currents throughout the eruptive process and was visible from NASA's satellites (Fig. 3.5a), (Allen & Simmon, 2012).

The Civil Defense and Emergency Attendance for Volcanic Risk Special Plan

in The Canary Islands PEVOLCA (for its acronym in Spanish), asked for the advice and scientific collaboration of the Spanish Oceanographic Institute (IEO), because of the potential eruption hazard may evolve into a Surtseyan eruption (Vaughan & Webley, 2010).

The IEO commissioned their brand-new ship Research Vessel (R/V) *Ramón Margalef*, which at the time was conducting sea trials in Vigo (NW Spain). The vessel navigated to the eruption area and provided real-time information needed by PEVOLCA scientific committee to advise and manage the possible risks arising from the submarine eruption. The *R/V Ramón Margalef* arrived at El Hierro on 23rd October, 13 days after the eruption began. On 24th October, the multibeam record located the new

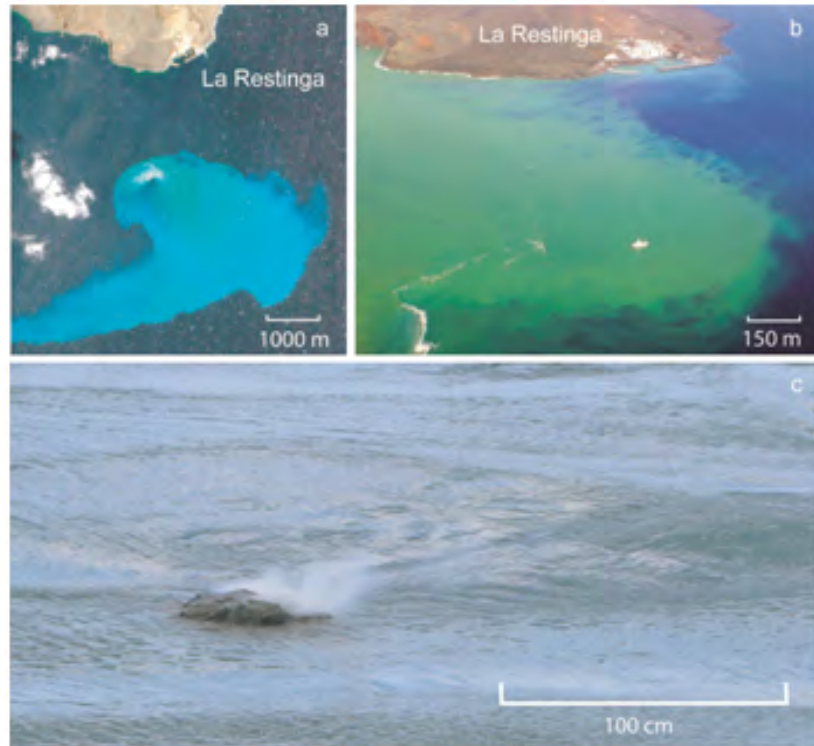


Figure 3.5. Surface pictures (a) NASA Earth Observatory images by Jesse Allen and Robert Simmon, using EO-1 ALI data. Image collected on 10 February 2012 (Allen & Simmon, 2012). Note the stain due the high concentration of volcanic materials. (b) Aerial picture from Guardia Civil helicopter (Involcan 2012). Scale bar is referred to R/V Ramón Margalef position (46.7 m length). (c) Picture showing a pyroclast degassing on surface. Scale bar referred to the center of the image.

volcanic edifice on the southwest flank of the South Rift in a submarine canyon at a depth of about 300 m.

The research vessel then started a series of oceanographic cruises alternating between geophysical and physicochemical surveys. The first cruise focused on mapping and geology, and the second on the study of water column conditions in the eruption area. A total of 12 legs were conducted, six of them focused on geophysical tasks and six on physicochemical (Table 3.1). The IEO team completed its scientific advisory mission in the eruption area in March 2012, when IGN officially declared the eruptive process over.

Because of the unusual physicochemical conditions of the water column (Fraile-Nuez et al., 2012), as well as the high content of suspended material during Bimbache cruises (Fig. 3.6), acquisition and processing of bathymetric data was slow and laborious. After the return to a period of calm in the eruptive process, and in order to establish the exact bathymetry and morphology of the new volcano, a new geological/hydrographic cruise was carried out in December 2012 aboard R/V Angeles Alvariño, sister ship of R/V Ramón Margalef, incorporating in the scientific staff a team of hydrographers from IHM.

3.2.2. METHODS

Various ships and different methods have been used to collect bathymetric

DATE	VESSEL	PROJECT/LEG	AREA (Ha)	Km	DEM
1998-2000	BIO Hesperides	ZEE	-----	-----	IHM98
-----	BH Malaespina	N. Charts	-----	-----	IHM98
23, 24, 25/10/2011	R\V R. Margalef	BM-Leg01	12,816	352.10	S1025
25, 26, 27/10/2011	R\V R. Margalef	BM-Leg02	14,104	186.34	N1027
27, 28/10/2011	R\V R. Margalef	BM-Leg02	4,262	41.22	E1028
28, 29/10/2011	R\V R. Margalef	BM-Leg02	2,838	50.14	S1029
30, 31/10/2011	R\V R. Margalef	BM-Leg02	982	18.89	S1031
12/11/2011	R\V R. Margalef	BM-Leg04	10,465	127.97	N1112
12, 13/11/2011	R\V R. Margalef	BM-Leg04	16,547	270.44	S1113
1,2/12/2011	R\V R. Margalef	BM-Leg06	23,169	320.64	S1202
6-8/12/2012	R\V A. Alvariño	HIERRO12	20,398	991.15	S1212H

Table 3.1. Summary of campaigns and datasets used in this work. Area and km refer to the surface prospected and the km traveled in each project or leg.

data depending on the stage of research in which the studies were conducted. Research vessels used were; *R/V Hespérides* and *Malaspina* (pre-eruptive), *R/V Ramón Margalef* (eruptive phase) and *R/V Ángeles Alvariño* (quiescence period); these two last research vessels are twins. The following section describes the technical characteristics of the equipment used and the procedures of data acquisition and processing.

PRE-ERUPTIVE STAGE SURVEYS

Bathymetric information available prior to the 2011–2012 eruption were gathered under the Spanish Exclusive Economic Zone (EEZ) program, using *R/V Hespérides*, and the periodic updating of the Spanish cartographic plan, using *R/V Malaspina*.

The EEZ program was initiated in 1995 by the IHM-IEO to systematically map and

study the Spanish EEZ. From 1997 to 2001 the EEZ program moved to the Canaries from the Iberian Peninsula, surveying much of the Canary Islands' EEZ (Fig. 3.4).

R/V Hespérides, equipped with Simrad multibeam echosounders EM1000 and EM12, covered 100% of the seabed with a 30% overlap between lines. The EM-12 echosounder operates at a frequency of 13 kHz and provides sweeps up to 3.5 times the water depth. Its accuracy is about 0.25% of the water depth. The EM1000 echosounder operates at a frequency of 95 kHz and was used for depths shallower than 200 m. The raw data from both echosounders and the navigation telegram were stored on a Sun workstation using Merlin software. Further processing and post processing was made using Neptune, Cflor and IberGIS among other software. Processed data were

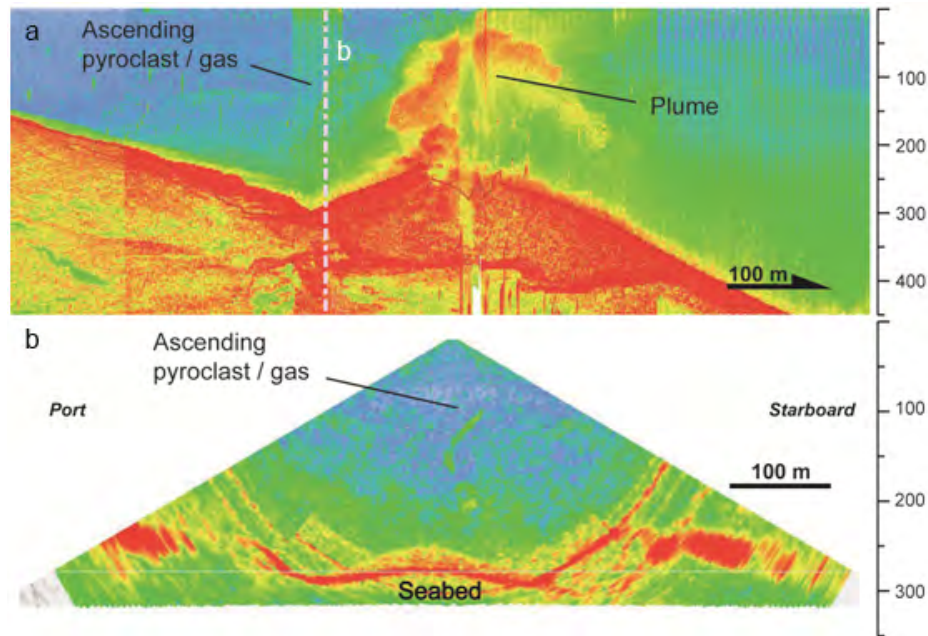


Figure 3.6: Water column from multibeam echo sounder record. Color scale means signal amplitude in dB from blue (less reflective) to red (more reflective). On top, panel a, shows a profile along track. The arrow indicates vessel direction (Heading SSW) and scale. The white dotted line marks a 'cross_track slice' showed in the bottom; panel b, these fans represent all the beams pinged in this particular swath. In both sections there are vertical trails, probably due to degassing pyroclasts ascending to surface. Depth scales in meters is shown at the right side of the figures.

gridded to a 30 m bin size in order to create a Digital Elevation Model (DEM) (Fig. 3.4).

The positioning and navigation system used was based on two navigators GPS Trimble 4000DL differential GPS with continuous differential corrections provided by the Omnistar and Skyfix systems.

The surveys to update the cartography of the area took place in 2010 with the hydrographic vessel *Malaspina*, equipped with a multibeam system Kongsberg EM302. The overlap between lines was again 30%. EM302 operates at a nominal frequency of 30 kHz, covering approximately four times the water depth, and was used for depths between 80 and 200 meters to overlap with the *Hespérides* survey. The processing

was performed using HIPS from CARIS, with a bin size of 1 meter. The attitude and navigation system used was Seapath 200, and the differential corrections (RTCM) were received from the Omnistar system through a Trimble AgGPS 132.

ERUPTIVE PHASE SURVEYS

After 13 days of the underwater eruption, the *R/V Ramón Margalef* began a series of oceanographic cruises called BIMBACHE1011 (Table 3.1) six of which were planned to achieve bathymetric and geomorphologic objectives (IEO Survey team et al., 2011). BIMBACHE1011-Leg01 was the first acoustic survey cruise carried out on the submarine volcano.

The brand-new *R/V Ramón Margalef* has a multibeam echo sounder Kongsberg EM-710 ($0.5^\circ \times 1^\circ$) and a scientific multifrequency echo sounder EK60 (18, 38, 70, 120, 200 and 333 kHz) that were used in the geophysical cruises.

The EM 710 operates at sonar frequencies in the 70–100 kHz range. The transmit fan is divided into three sectors to maximize range capability, but also to suppress interference from multiples of strong bottom echoes. A high-density beam operating mode provides up to 400 soundings per ping; 200 beams to starboard and 200 to the port side (Kongsberg, 2011).

Other auxiliary equipment included: an attitude and position signal integration system SEAPATH 200, a Motion Reference Unit, a sound velocity gauge for measuring sound speed at the transducer depth in real time while surveying, and a sound velocity profiler SV-Plus (Applied Microsystems), used to measure the full water column and correct refraction of sound when needed.

Because of the poor condition of the water column due to the volcanic activity, the survey procedure had to be modified in order to achieve maps with the resolution and data quality needed to identify hazards and assess the risks.

Temperature, pH, dissolved ions and other physico-chemical parameters influence the way sound travels across the water column and these were very different from ordinary values (Fig. 3.6). Anomalies in the sound velocity profile produce ray bending in the acoustic signal beams due to refraction. These artifacts in bathymetry data hinder

correct interpretation of geomorphology and undergoing geologic processes. To minimize this kind of artifact it was required to analyze the sound velocity profiles more often than usual in order to counteract the strong gradients aggravated by the quick changes due to turbulence.

Another major problem was the presence of gas bubbles and suspended solids (pyroclasts and cinder) that blocked the signal on its way through the water column. Density differences between sea water and gas, and sea water and rock, drastically alters the acoustic impedance, which has the effect of increasing signal reflectance significantly impairing the performance of the echo sounder and even masking wide seabed areas. Although gas bubbles and large pyroclasts had the most unfavorable influence, that influence was locally restricted to the emission spots because its ascent was vertical or sub vertical; straight up to ocean surface. Furthermore rock fragments sunk straight to the bottom as soon as they cooled and degassing in about one minute (Fig. 3.6).

Ash and minor grain size pyroclasts also reflect and absorb acoustic energy but hopefully not as much as required to completely mask the seabed. Nevertheless, those particles were arranged in layers at certain depths covering wide areas where echo sounder coverage and range were reduced. Through the use of the EK60 and EM710 Water Column module it was possible to detect these layers in the echogram at certain frequencies (Fig. 3.7). We can then infer that the volcano reach, in terms of volume increase, should extend farther than the area plotted on the present

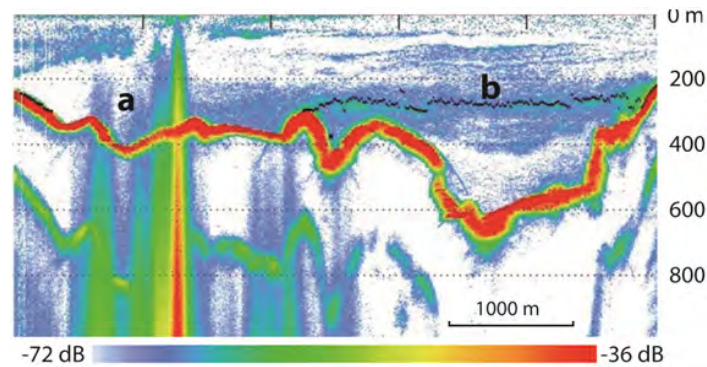


Figure 3.7: Echogram from EK60 18 kHz transducer. Signal amplitude from blue to red according to the scale bar. The black line indicates the sea-bottom detection according to the echo sounder algorithms. Notice that in zone (b) sea floor detection is mistaken, pointing to an important turbidity layer, instead of the seabed (red thick line). In zone (a) a black line is absent due to the noise appreciable in the echogram by a 'flame like' artifact.

map although this impact due to sediment deposition is not detectable using acoustic techniques. Only video imagery and sediment sampling could detect such low sedimentation rates.

In order to alleviate the important problem of water column conditions, the number of planned survey lines was increased by more than two times the standard density in an ordinary survey. So in good weather and the proper conditions the overlap between lines is about 30% (15% per side) while during the eruption monitoring the overlap between passes was 60%. Even with such density, emission spots remained uncovered because of the presence of gas, large rocks of variable-buoyancy and suspended sediment masking the seabed (Fig. 3.7). To prevent this masking effect, emission spots were insonified by the outside beams of the swath avoiding the vertical ascension of gas, sediment and blocks (Fig. 3.6), and in addition passes were spaced out in time. As the eruptive pattern fluctuated between high and low activity over time, this procedure decreased

the probability of coincidence between a lava pulse emission and a survey pass. Depending on the intensity of volcanic activity at each survey, overlap between lines was adjusted in those specific areas. Up to 300% overlap was needed in some surveys. The last survey conducted in BIMBACHE1011-Leg12 (February 2012) showed the morphology of the new volcano consisting of a conic edifice of more than 200 m height. Because the type of eruption was a fissural one, the summit presents a longitudinal axis crest oriented 336° instead of a single crater. Repeated BIMBACHE1011 cruises have allowed, by comparison successive surveys, calculating the average volume and the partial and total rate of material emitted (Rivera et al., 2013).

QUIESCENT PERIOD SURVEYS

On 5 March 2012 IGN officially declared the end of the eruptive phase of the underwater volcano of El Hierro, with earthquakes decreasing in number and intensity.

From 6 to 8 December 2012, *R/V Ángeles Alvariño*, the sister ship of *R/V Ramón Margalef*, undertook a new oceanographic survey of the new submarine volcano area.

The cruise, named HIERRO-AA-1212, counted among its scientific team hydrographers from the IHM in order to establish the current bathymetric status of the new volcano without the noise and physico-chemical problems found in surveys conducted in the eruptive phase. As eruptive processes had finished (degassing was significantly present during the February cruise) the survey tasks were much easier. Vessel speed was increased up to 7 kn instead of 4-6 kn sailed in the eruptive phase, thanks to better conditions. However, line overlapping remained as high as 100% in the survey area in order to keep a high sounding density that allowed us to obtain a better final surface despite increased processing time. Thanks to this redundancy in data gathering, it was possible to achieve an average sounding density of 62.51 soundings inside a 12 × 12 m tile, with a sounding density standard deviation (STD) of 49.51. Such a high STD is due to the depth range of the surveyed area (from 13.9-2002 m), which implies a very high sounding density in shallow water but as low as just a few soundings per 12 × 12 m tile in the deep zone. To avoid interpolation in deep areas when creating the DEM, a 12 by 12 m cell size was chosen. This gives a DEM resolution suitable for use with a 1:25,000 scale map.

3.2.3. CONCLUSIONS

In this paper, we present the final bathymetric state of the new submarine volcano located south of El Hierro Island

(Canary archipelago) as a result of the 2011–2012 submarine eruption¹. In addition, we provide a detailed description of the procedures conducted in order to reduce the problems of surveying an area affected by a submarine volcanic eruption through the use of multibeam echo sounders, which is uncommon but essential in case a civil emergency like this occurs.

Repeated follow-up cruises for monitoring the morphological evolution of the new volcano in its eruptive phase has allowed us to understand, in real time, the mechanism and processes that occur in shallow submarine eruptions, as well as to provide civil protection authorities a useful tool for the mitigation of geological hazards and management of a volcano crisis. It is worth noting the importance that cartography had in this particular case, as the DEM presented in this map had been the only way to infer the reach of a risk hidden by the ocean.

3.2.4. SOFTWARE

The multibeam bathymetric data for our study area was acquired from SIS-Sea-floor Information System (Kongsberg Maritime) and processed and gridded using the hydrographic software Hips & Ships v7.2.1 (CARIS). ASCII grids were rendered in Fledermaus v7.0 (QPS) for interpretation and virtual fly through movie creation. ArcGIS v10.0 (Esri) has been used for analysis and map editing.

3.2.5. ACKNOWLEDGEMENTS

We appreciate the cooperation and assistance of the captain and crew of the *R/V Ángeles Alvariño* also very special thanks must be given to the captain and crew of the *R/V Ramón Margalef*; their professionalism and courage during the first

Bimbache campaigns allowed us to obtain the necessary data with months spent working above an area of active shallow-deep submarine volcanism. We appreciate the participation on some of the cruises of our colleagues Olvido Tello and J.L Vargas from IEO, and Cristina Almisas, Manuela Bravo and Lucia Quiro's from GRC Geociències Marines, Universitat de Barcelona.

diagrams. The map included in this article is *Bathymetry of a new submarine volcano (2011-2012). El Hierro - The Canary Islands. 1:25.000. (cf. Anexos III and the map attached to the flap at the end of this volume). This map and Video DR4 is also included as supplementary information in the CD.*

¹The *Journal of Maps* is a peer-reviewed, interdisciplinary, online journal that aims to provide a forum for researchers to publish maps and spatial

3.2.6. References

- Acosta, J., Uchupi, E., Smith, D., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., . . . ZEE Working Group. (2005). Comparison of volcanic rifts on La Palma and El Hierro, Canary Islands and the Island of Hawaii. In P. Clift, & Juan Acosta (Eds.), *Geophysics of the Canary Islands* (pp. 59–90). Dordrecht: Springer Netherlands.
- Allen, J., & Simmon, R. (2012). NASA. El Hierro Submarine Volcano Eruption?: Image of the Day [WWW Document]. Retrieved May 9, 2013, from <http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=77171>
- Fraile-Nuez, E., González-Dávila, M., Santana-Casiano, J. M., Arístegui, J., Alonso-González, I. J., Hernández-León, S., Benítez-Barrios, V. M. (2012). The submarine volcano eruption at the island of El Hierro: physical-chemical perturbation and biological response. *Sci. Reports* 2.
- Guillou, H., Carracedo, J. C., Torrado, F. P., & Badiola, E. R. (1996). K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73, 141–155.
- Holik, J. S., Rabinowitz, P. D., & Austin, J. A. (1991). Effects of Canary hotspot volcanism on structure of oceanic crust off Morocco. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96, 12039–12067.
- IEO Survey team, Rivera, J., Hermida, N., Arrese, B., Tello, O., & Acosta, J. (2011). IEO - Bimbache Report Cruises [WWW Document]. Retrieved May 9, 2013, from <http://www.ieo.es/hierro.htm>
- Kongsberg. (2011). EM 710 Multibeam echosounder data sheet - Kongsberg Maritime [WWW Document]. Retrieved May 9, 2013, from [http://www.km.kongsberg.com/ks/web/nokbg0397.nsf/AllWeb/C47C1256FD30040DA3E/\\$file/164939ae_em710_product_specification.pdf?OpenElement](http://www.km.kongsberg.com/ks/web/nokbg0397.nsf/AllWeb/C47C1256FD30040DA3E/$file/164939ae_em710_product_specification.pdf?OpenElement)
- López, C., Blanco, M. J., Abella, R., Brenes, B., Cabrera Rodríguez, V. M., Casas, B., ... Villasante-Marcos, V. (2012). Monitoring the volcanic unrest of El Hierro (Canary Islands) before the onset of the 2011–2012 submarine eruption. *Geophysical Research Letters*, 39, L13303.
- Rivera, J., Lastras, G., Canals, M., Acosta, J., Arrese, B., Hermida, N., . . . Amblas, D. (2013). Construction of an oceanic island: Insights from the El Hierro (Canary Islands) 2011–2012 submarine volcanic eruption. *Geology*, 41, 355–358.
- van den Bogaard, P. (2013). The origin of the Canary Island Seamount Province – New ages of old seamounts. *Sci. Reports* 3.
- Vaughan, R. G., & Webley, P. W. (2010). Satellite observations of a surtseyan eruption: Hunga Ha'apai, Tonga. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198, 177–186.

3.3. MORPHOMETRY OF CONCEPCION BANK: EVIDENCE OF GEOLOGICAL AND BIOLOGICAL PROCESSES ON A LARGE VOLCANIC SEAMOUNT OF THE CANARY ISLANDS SEAMOUNT PROVINCE

J. Rivera, M. Canals, G. Lastras, N. Hermida, D. Amblas, B. Arrese, P. Martín-Sosa, J. Acosta

PLoS one, 11(5), e0156337. (2016)

ABSTRACT

Concepcion Bank is the largest seamount in the Canary Islands Seamount Province (CISP) an oceanic area off NW Africa including 16 main seamounts, the Canaries archipelago and the Selvagens subarchipelago. The Bank is located 90 km northeast of Lanzarote Island and has been identified as a candidate Marine Protected Area (MPA) to be included in the Natura 2000 network. A compilation of complementary datasets consisting of multibeam bathymetry, TOPAS seismic reflection profiles, side scan sonar sonographs, Remotely Operated Vehicle video records and seafloor samples allowed describing in detail and groundtruthing the submarine landforms and bioconstructions exhibited by the bank. The Concepcion Bank presently rises up to 2,433 m above the adjacent seafloor and exhibits two main domains: an extensive summit plateau and steep flanks. The sub-round summit plateau is 50 km by 45 km and ranges from 158 to 1,485 m depth. The steep flanks that bound it descend to depths ranging between 1,700 and 2,500 m and define a seamount base that is 66 km by 53 km. This morphology is the result of constructive and erosive processes involving different time scales, volumes of material and rates of change. The volcanic emplacement phase probably lasted 25-30 million years and was likely responsible for most of the 2,730 km³ of material that presently form the seamount. Subsequently, marine abrasion and, possibly, subaerial erosion modulated by global sea level oscillations, levelled the formerly emerging seamount summit plateau, in particular its shallower (<400 m), flatter (<0.5°) eastern half. Subsidence associated to the crustal cooling that followed the emplacement phase further contributed to the current depth range of the seamount. The deeper and steeper (2.3°) western half of Concepcion Bank may result from tectonic tilting normal to a NNE-SSW fracture line. This fracture may still be expressed on the seafloor surface at some scarps detected on the seamount's summit. Sediment waves and cold-water coral (CWC) mounds on the bank summit plateau are the youngest features contributing to its final shaping, and may be indicative of internal wave effects. Numerous submarine canyons generally less than 10 km in length are incised on the bank's flanks. The most developed, hierarchized canyon system runs southwest of the bank, where it merges with other canyons coming from the southern bulges attached to some sections of the seamount flanks. These bulges are postulated as having an intrusive origin, as no major headwall landslide scars have been detected and their role as deposition areas for the submarine canyons seems to be minor. The results presented document how geological processes in the past and recent to subrecent oceanographic conditions and associated active processes determined the current physiography, morphology and sedimentary patterns of Concepcion Bank, including the development and decline of CWC mounds. The setting of the seamount in the regional crustal structure is also discussed.

3.3.1. INTRODUCTION

Seamounts are classically viewed as “isolated seafloor features”, whose ecological and geological relevance is nowadays widely recognised (e.g. Clark et al., 2006; Pitcher et al., 2008; UNEP, 2006). Seamounts often represent a sort of “island” or “seafloor nunataks” bringing heterogeneity to vast, uniform ocean expanses. As such they have been shown to have an effect on biodiversity, including living resources, and ocean circulation (White and Mohn, 2004; Rowden et al., 2005; Harris et al., 2004; Roden, 1987). From a geological perspective, their distribution and lithology also help to explain the evolution of ocean basins and the continental margins bounding them.

Several attempts have been made to define, classify and identify the numerous seamounts in the world's oceans (e.g. (Rowden et al., 2005; Clark et al., 2011)), most of which revolve around three main concepts: size, shape and isolation. Amongst other seafloor isolated positive relieves, which are more subdued or lower in height such as hills or knolls, strictly speaking a seamount is “an elevation of the seafloor, 1,000 m or higher, either flat-topped (called a guyot or table mount) or peaked (called a seapeak)” (Jackson et al., 2005). Seamounts may be either discrete, arranged in a linear or random grouping, or connected at their bases and aligned along a ridge or rise (IHO, 2008).

The term “bank” that is applied to Concepcion Bank is defined by the International Hydrographic Office (IHO) as “an isolated (or group of) elevation(s) of the sea floor, over which the depth of water

is relatively shallow, but sufficient for safe surface navigation” (IHO, 2008). Above all, this term is a navigation concept that does not refer to a minimum elevation (e.g. 1,000 m) with respect to the surrounding seafloor. Consequently, only some “banks” are also “seamounts” but most seamounts cannot either be considered “banks” as their summit is too deep. Our target feature falls under both designations, as it respects both the geomorphological and hydrographical criteria.

Seamounts are closely related to oceanic islands as they undergo several similar stages of development from their origin on the abyssal plain to, in many cases, their submergence due to isostasy. This is why oceanic islands and seamounts often occur in association. An oceanic island can be viewed as a tall seamount in its middle age, and a guyot like an old seamount that underwent truncation by surf erosion. A knoll with a few hundred meters high can represent a young growing seamount or a partially buried old one (Staudigel and Clague, 2010). These considerations moved some authors to propose a less restrictive height of 100 m for seamounts allowing including young and old seamounts (Schmidt and Schmincke, 2000; Smith and Cann, 1992; Staudigel et al., 2010). The concept of isolation is included in the previous definitions and criteria, but very often seamounts are also referred to as sets of entities using terms like group, seamount chain, ridge or province (IHO, 2008) to express the fact that seamounts tend to concentrate in specific settings. Seamounts are more frequent on oceanic crust but appear also on transitional crust.

It is relatively common that seamounts form alignments or clusters by themselves, in particular nearby spreading mid-ocean ridges, over upwelling mantle plumes or in island-arc convergence zones, thus illustrating their close genetic relation with deep geological structures and processes (Clouard and Bonneville, 2001; King and Ritsema, 2000; Wessel et al., 2010; Yesson et al., 2011).

Satellite altimetry has given us the ability to identify large seamounts (namely those higher than 1,000 m) on a global scale, including those located in the most remote oceanic regions. The world seamount population is currently estimated at 171,864 seamounts (Yesson et al., 2011; Craig and Sandwell, 1988). While substantial progress on the knowledge of seamounts has been made in recent years (Clouard and Bonneville, 2001), highlighting the complex geological, physical, chemical and biological processes in which they are involved, seamounts still are considered “the least explored major morphological features on Earth” (Staudigel and Clague, 2010). This is mainly due to their large number as well as their often remote oceanic locations. Therefore, detailed studies of seamounts using modern exploration, observation and sampling technologies in particular are needed in order to deepen the understanding of the processes shaping these seafloor features (Morato et al., 2010; Vogt and Smoot, 1984; Clague et al., 2011; Favalli et al., 2005; Grosse et al., 2012). The present paper aims to contribute to this goal by focusing on a large seamount for which a detailed morphometric analysis is performed and the driving processes are interpreted.

3.3.2. STUDY AREA

GEOLOGICAL SETTING

Of the total population of seamounts taller than 1,000 m, 23,754 occur in the Atlantic Ocean, with the highest density of these features located between parallels 40°N and 55°N in the NE Atlantic (Yesson et al., 2011; Epp and Smoot, 1989). The Canary Islands Seamount Province (CISP) is located south of this latitudinal range, in between 23°N and 33°N. It is comprised of the Canary Archipelago with 7 major islands, the two Selvagens Islands and 16 main seamounts distributed throughout an area of about 540,000 km² roughly parallel to the continental margin off NW Africa (Fig. 3.8). In addition to their geographical distribution, all these entities share clear geochemical similarities as pointed out by Geldmacher et al. (Geldmacher et al., 2001; Geldmacher et al., 2005). Three main segments or alignments can be recognised along the CISP: (i) a 450 km long southern SW-NE oriented segment extending from the Tropic Seamount to the westernmost point of the Canary Islands; (ii) a 400 km long central segment roughly oriented WNW-ESE from La Palma and El Hierro islands to Fuerteventura Island; and (iii) a 500 km long northern segment, also known as the Canary Ridge, with a SW-NE oriented southern half from Fuerteventura Islands to Concepcion Bank and a S-N oriented northern part from nearby Concepcion Bank to Essaouira Seamount (Fig. 3.8). The Selvagens Islands and the Last Minute Seamount are separated from the three main alignments and occupy a central position west of the broad crescent-shaped alignment defined by the Canary Islands and the Canary Ridge (Fig. 3.8). The total cumulative length of the seamount

and oceanic islands segments forming the CISP is therefore 1,350 km.

The features forming the CISP built up on three different crustal domains across the continental rise of NW Africa: (i) continental, (ii) transitional and (iii) oceanic crust, from east to west (van den Bogaard,

2013; Bosshard and Macfarlane 1970; Hinz et al., 1982; Uchupi et al., 1976). Crustal thickness decreases westwards from the continental shelf to the Canary Basin, whereas sedimentary thickness increases eastwards (Bosshard and Macfarlane 1970; Hinz et al., 1982). Such a gradient and the resultant isostatic balance, makes the

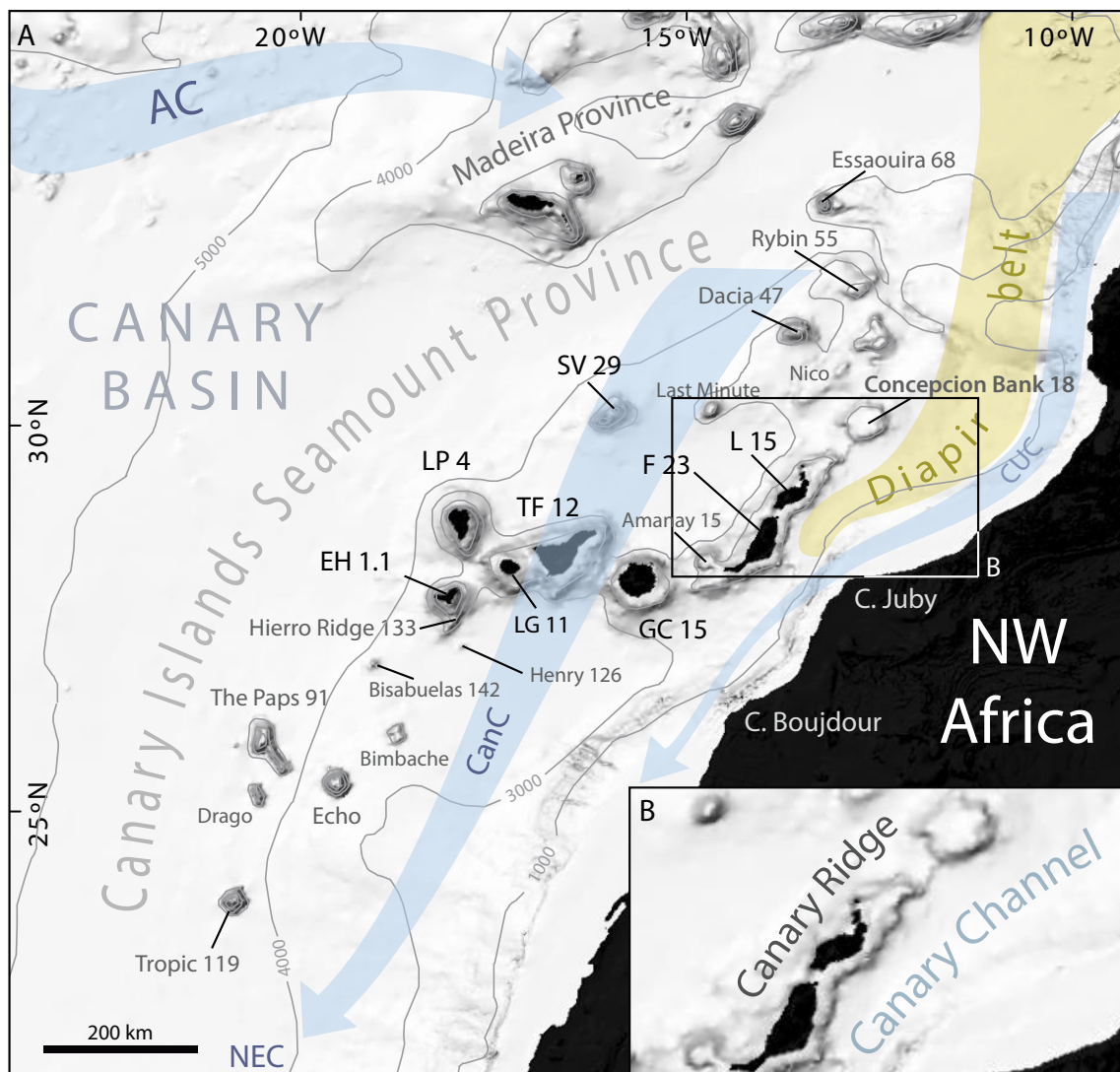


Figure 3.8. General bathymetric map of the Canary Islands Seamount Province (CISP). Note the seamounts, islands and other relevant physiographic features as well as the regional surface current system. The Canary Basin, the Canary Ridge, the Canary Channel and its diapir belt extending northwards are indicated. Numbers attached to seamounts and islands represent individual oldest age estimate where available, after van den Bogaard (2013). AC: Azores Current. CC: Canary Current. CUC: Canary Upwelling Current. NEC: North Equatorial Current. SV: Selvagens. L: Lanzarote. F: Fuerteventura. GC: Gran Canaria. TF: Tenerife. LP: La Palma. EH: El Hierro. Bathymetry in meters from GEBCO.

Moho depth increase eastwards from 12 km below El Hierro Island to 20 km beneath the Canary Ridge (van den Bogaard, 2013).

The Concepcion Bank, along with the islands of Fuerteventura and Lanzarote, are located on the Canary Ridge (Fig. 3.8). This is a remarkable high gravimetric gradient structure known as the Lanzarote and Fuerteventura Gradient Zone (Weigel et al., 1978) that marks the limit between transitional and oceanic crust (Weigel et al., 1978; Carbó et al., 2005). The Canary Ridge consists of a Tertiary volcanic core capped by the products of subsequent eruptions mainly Miocene in age (Uchupi et al., 1976; Neumann et al., 2005; Dañobeitia and Collette 1989; Guillou et al., 1996). Another prominent feature is the Canary Channel, opening between the Canary Ridge and the inner continental margin of NW Africa (Fig. 3.8). The sediment cover in the Canary Channel is 10 km thick and ranges in age from Triassic to Present (Bosshard and Macfarlane 1970; Hinz et al., 1982).

Evaporite deposits extend northward from the Canary Channel along a continental margin parallel belt (Fig. 3.8). Seismic reflection profiles show early Triassic evaporites forming diapirs that intrude Mesozoic sedimentary units (29,30), occasionally reaching the seabed along the channel (Bosshard and Macfarlane 1970; Hinz et al., 1982; Acosta et al., 2005). The diapir belt has attracted the interest of the oil industry which recently performed exploratory drillings in the area. Diapirs are absent west of the Canary Ridge where sediment thickness is much lower (i.e. up to 800 m) (van den Bogaard, 2013; Hinz

et al., 1982; Weigel et al., 2013). Another difference between the domains to the east and west of the Canary Ridge is igneous intrusions, which are very common west of the ridge and lacking east of it. Except for the main ones (i.e., those forming the modern islands, islets and seamounts), most of the structures resulting from such intrusions are nowadays covered and smoothed by sediments (Neumann et al., 2005).

Of the seamounts in the Canary Ridge, Concepcion Bank (158 m), Dacia (400 m) and Essaouira (900 m) seamounts are completely or partly flat-topped, whereas Nico, Rybin and the Last Minute Seamounts are not. Nico presents two summits at 300 m and 400 m depth, and Rybin shallowest point is at 412 m. The summit of Last Minute is at 1,100 m depth. The Selvagens Islands are low-lying and rise from a couple of flat-topped structures as well (Bosshard and Macfarlane, 1970).

In addition of being the shallowest, Concepcion Bank is also the largest seamount of the CISP. Previous studies showed that its core consists of a 10 km thick layer with a velocity of 5.6 km/s described as massive basalt (Uchupi et al., 1976). This layer is covered by a thin sedimentary sequence topping pillow basalts reaching 5 to 6 km in thickness near the bank's eastern flank (Bosshard and Macfarlane, 1970). The magnetic signal of Concepcion Bank shows an east to west gradient that has been interpreted as indicative of a structure with its basement kernel shifted to the west and covered by a low magnetic susceptibility volcano-sedimentary sequence increasing in thickness eastwards (Dañobeitia, 1988).

The origin of the Canary Islands and the CISP as a whole has been swinging between two main hypothesis: tectonics and mantle plumes (Anguita and Hernán, 2000). The tectonic hypothesis relates the distribution of volcanic edifices to the main margin-parallel and conjugate fault systems in the region, a view that seems to be supported by the above described three main segments forming the CISP (Anguita and Hernán, 1975).

Alternatively, a mantle hotspot model has been suggested (Carracedo et al., 1998; Morgan, 1971; Schmincke, 1973). According to this model, volcanic edifices in the CISP should be aligned following tectonic plate drift direction and, therefore, arranged in accordance to their ages, with the westernmost edifices being the youngest (Wilson, 1963). Long quiescence periods among eruptive events is the most important argument held by the detractors of the hotspot theory as the time gap between two eruptive episodes in the same location can last up to 40 Ma (Geldmacher et al., 2005). Therefore, volcanism induced from the upper mantle seems random, a view that is also supported by the distribution of historical eruption events (i.e. Lanzarote, 1824; Tenerife, 1909; La Palma, 1949, 1971; El Hierro, 2011). King and Ritsema (2000) further elaborated the hotspot hypothesis, trying to overcome its weaknesses. They proposed a model describing the theoretical heat interaction between the thin oceanic crust and the thick African craton in the region, resulting in a small-scale convection cell in the upper mantle that drifts next to the craton. This model is consistent with a loose pattern of magma injection controlled by a fractured oceanic/

transition crust over a sort of upper mantle bubbling area.

The recent dating of seamount rock samples has reinforced the concept of spatial randomness and long-term quiescence periods. For instance, the Bisabuelas Seamount, SW of El Hierro Island (Fig. 3.8), is 142 Ma old whereas El Hierro is only 1.1 Ma old (Guillou et al., 1996). Furthermore, off the southern tip of El Hierro Island and adjacent to it is a 132 Ma age ridge (van den Bogaard, 2013). Interestingly, the last eruption in the Canary Islands took place in 2011-12 in between this ridge and El Hierro Island (Rivera et al., 2013). Such available ages create a puzzling situation as far as an overall age progression for the CISP goes.

OCEANOGRAPHIC SETTING

The CISP is located inside the Canary Current System (CCS), which corresponds to the eastern section of the clockwise North Atlantic subtropical gyre, also known as the Eastern Boundary Current. The Azores Current flowing from the NW bounds the CCS to the N, while the SW flowing North Equatorial Current represents the southward extension of the CCS (Fig. 3.8). When reaching the Canary Archipelago, the surface current of the North Atlantic subtropical gyre splits into two roughly parallel southward flowing branches: the Canary Current passing through the islands, and the Canary Upwelling Current that flows close to the African coast (Fig. 3.8). The later induces the high primary production of the area, which supports a major fishery (Aristegui and Barton, 2009; Pelegrí et al., 2006). The CCS is driven by trade winds and a complex geostrophic balance resulting in

a significant seasonal variability (Mason et al., 2011) also affected by the migration of the Azores high-pressure cell (Mittelstaedt, 1991).

From top to bottom, the water column structure consists of four water masses, which are the surface water (SW), the North Atlantic Central Water (NACW), the Antarctic Intermediate Water (AAIW) and the North Atlantic Deep Water (NADW). SW is influenced by local atmospheric conditions and its lower boundary corresponds to the seasonal thermocline usually located at a depth of about 150 m (Knoll et al., 2002). Underneath the seasonal thermocline there is the NACW, a rather homogeneous water mass reaching 600 m depth and eventually more (Knoll et al., 2002; Hernández-Guerra et al., 2001; Machín et al., 2006; Tomczak 1981). Below is the AAIW, which is strongly influenced, particularly in its lower levels, by the Mediterranean Water (MW) coming from the north and often forming persistent eddies called "meddies" (Biescas et al., 2008; Richardson et al., 1991; Richardson et al., 2000). This AAIW-MW layer extends down to about 1600 m. The deepest water mass is the NADW that extends from that depth down to the seabed (Machín et al., 2006). Generally speaking, the motion of the upper water column, including the SW and the NACW is driven by trade winds. Instead, the main driving force of the deeper layers is the geostrophic balance. Between the Canary Ridge and the continental shelf (the Canary Channel) the highest velocities (>20 cm/s) have been recorded in the upper 600 m of the southward flow described above (Dickson et al., 1985). Inside this passage, a weaker poleward counter current (up to 10

cm/s) is known to exist underneath, in the AAIW depth range. The boundary between these two opposite flows is at 27.3 kg m^{-3} neutral density that corresponds to 600 m depth throughout the region (Dickson et al., 1985).

Seamounts in general, and those of the CISP in particular, are obstacles that interfere and alter the flowing of oceanic currents in different ways. For instance, White and Mohn (2004) report the following ones: increase of current modulus, generation of vorticity cells with the formation of Taylor columns, baroclinic instabilities, vertical mixing, internal wave generation and resonant excitation of seamount-trapped waves through tidal forcing. These seamount-induced perturbations tend to enhance nutrient fluxes, thus leading to the development of habitats that are richer and more complex than those in the surroundings (Boehlert and Genin, 2013). Such flow disturbance processes may also leave a morphosedimentary imprint on the seamounts.

3.3.3. DATA SET AND METHODOLOGY

From 2009 to 2012 the Instituto Español de Oceanografía (IEO) conducted five successive research cruises in order to study Concepcion Bank from a multidisciplinary viewpoint in the frame of the INDEMARES CONCEPCION Life+ project. The Ministry of Economy and Competitiveness commissioned the IEO to comprehensively characterize the seamount in order to establish its ecological significance as a candidate Marine Protected Area (MPA). Given the morphometric focus of this paper (see Introduction) the most relevant datasets used were a

<i>Research Vessel</i>	<i>MBES</i>	<i>MBES freq. (kHz)</i>	<i>SBP</i>	<i>SBP freq. (kHz)</i>
<i>R/V Vizconde de Eza</i>	<i>EM300</i>	<i>30</i>	<i>TOPAS PS18</i>	<i>15-21</i>
<i>R/V Miguel Oliver</i>	<i>EM302</i>	<i>30</i>	<i>TOPAS PS18</i>	<i>15-21</i>
<i>R/V Angeles Alvariño</i>	<i>EM710</i>	<i>70-100</i>	<i>TOPAS PS18</i>	<i>15-21</i>

Table 3.2. Multibeam bathymetry and sub-bottom profiling systems mounted onboard the three vessels used to survey the Concepcion Bank. *MBES: Multibeam echo-sounder. SBP: Sub-bottom profiler.*

geophysical compilation comprising multibeam bathymetry, sub-bottom seismic reflection profiles and side scan sonar sonographs, which were supported by direct sampling and trawled camera and ROV footage for groundtruthing purposes. This data compilation allowed the first detailed geomorphic study and seafloor characterization of Concepcion Bank.

Table 3.2 summarizes information on the vessels, multibeam bathymetry echosounders and sub-bottom profiling systems applied in the study of Concepcion Bank. Regular sound velocity profiles and real-time sound velocity surface measurements were performed for sound refraction correction. Vessel speed and beam spacing of the multibeam sonar were adjusted to every particular depth range in order to obtain a sounding density as homogeneous as possible (equidistant mode setting). The surveyed area was systematically covered with a 50% overlap among adjacent swaths, and eventually more in certain locations, also insonifying specific seafloor targets in different directions to improve the backscatter record. The total area covered by the multibeam data is 3,673.88 km². Bathymetry and backscatter data were processed using CARIS and Fledermaus software, applying

post-processing refraction coefficients where needed.

The sub-bottom profiling system was a TOPAS PS18 in all cruises. This is a very high-resolution parametric sub-bottom profiler that uses non-linear interactions between two frequencies around 18 kHz in order to achieve a narrow emission beam in the 0.5 to 6 kHz range. Penetrations up to 50 m were achieved on the Concepcion Bank. The total length of TOPAS PS18 profiles was 2,590 km. Profiles acquired over the summit plateau and deep seafloor areas surrounding the bank were highly successful. Contrastingly, those collected over the flanks were rather ineffective as seafloor steepness often produced bottom losses and abundant refraction hyperbolae.

Digital sonographs were acquired with a Geoacoustics double frequency (114-410 kHz) side scan sonar. In total 35.86 linear km of sonographs were obtained, covering an area of 9.5 km². Data processing was carried out with SonarWiz. Individual sonographs were assembled to create georeferenced side scan sonar mosaics. Soft bottoms were sampled with a box corer and a beam trawl, while hard bottoms were sampled with rock dredges. Video transects were conducted using (i) the "Liropus 2000" ROV

and (ii) a trawled sledge carrying a remotely operated Canon Legria HF R106 HD video camera and a Nikon D90 photographic camera. The ROV is a Super-Mohawk II model manufactured by Sub Atlantic, rated up to 2,000 m depth and equipped with five video cameras: a Kongsberg OEI4365 colour camera, a Kongsberg OEI4-502A

HD video camera, one low light camera and two movable supplementary mini cameras to keep visual control of the vehicle critical components while in operation (<http://www.eurofleets.eu/np4/329.html>). Remote handling sampling gear consists of two Hydro-Lek manipulators and a slurp gun suction system.

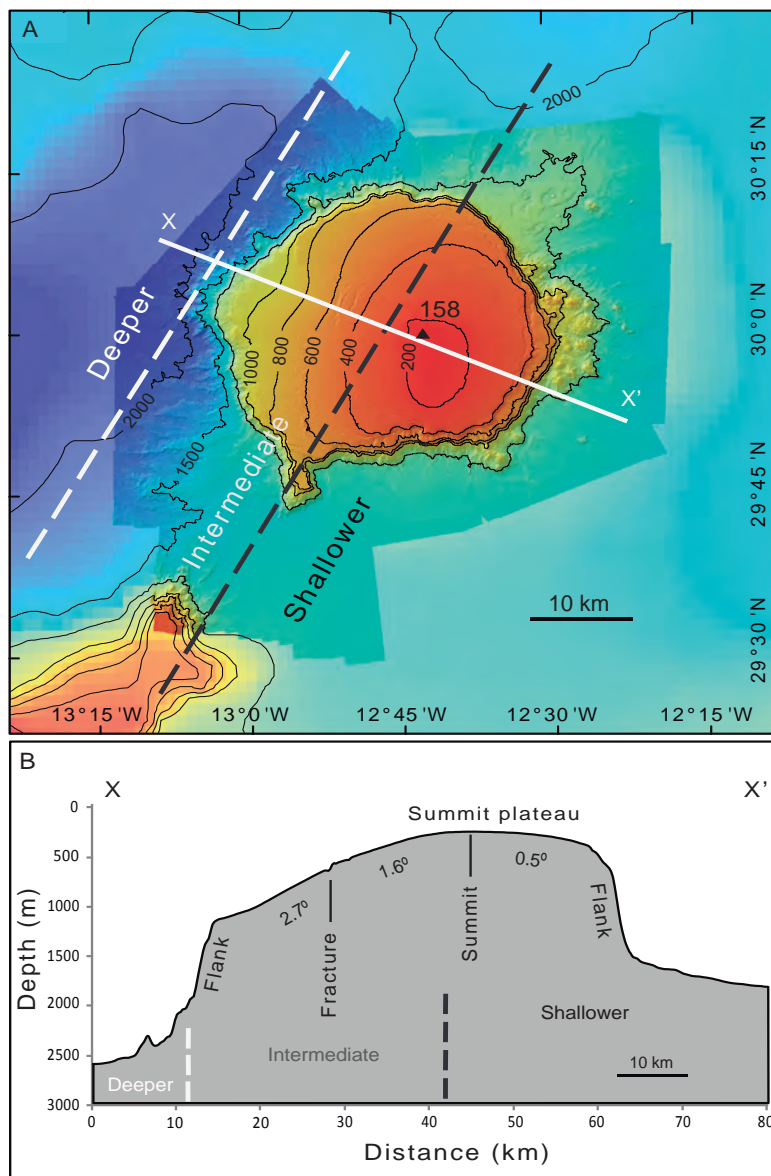


Figure 3.9: Bathymetry of Concepcion Bank and surrounding deep seafloor. (A) Bathymetric map from multibeam data (bright colours) and GEBCO (dull colours). The dashed lines delimit the three SWNW oriented parallel depth sectors described in section 4.4. (B) Bathymetric cross section along a SE-NW direction. Significant changes in slope are indicated. See location in A. Vertical exaggeration is 14:1. Summit location is indicated by a black triangle with a label showing its depth in meters.

All relevant georeferenced data derived from the different tools were integrated into a GIS project in order to facilitate the analysis and interpretation. The morphometric analysis was conducted with ArcGIS 10.1 and Fledermaus 7. Some "R" script files written specifically for this study have been used in the statistical analyses and plotting.

3.3.4. RESULTS

OVERALL MORPHOMETRY OF CONCEPCION BANK

Figure 3.9A shows the new high-resolution bathymetry compiled for the Concepcion Bank. It highlights the two main morphologic domains: (i) an extensive summit plateau and (ii) steep flanks surrounded by smooth abyssal seafloor. The summit plateau has a mean diameter of 48 km, an area of 1,780 km² and a shallow peak rising to a minimum depth of 158 m. The rim of this plateau varies in depth between 535 m and 1,485

m. Figure 3.9B displays a SE-NW oriented cross section of the Concepcion Bank highlighting these morphologic elements. A prominent 12 km in length and up to 8 km in width N-S oriented flat-topped spur, peaking at 750 m depth, occurs on the SW corner of the bank (Fig. 3.9A). The base of the Concepcion Bank has a mean diameter of 57 km, with a shorter semi-axis of 48 km in the N-S direction and a longer 66 km semi-axis in the E-W direction.

An overall volume of 2,730 km³ is estimated above the seamount's 2,508 km² basal surface.

The depth histogram of the study area shows the prevalence of the depth range from 1,500 to 2,000 m followed by the depth range from 158 to 500 m. This reflects (i) the dominance of continental rise depths over which Concepcion Bank occurs and (ii)

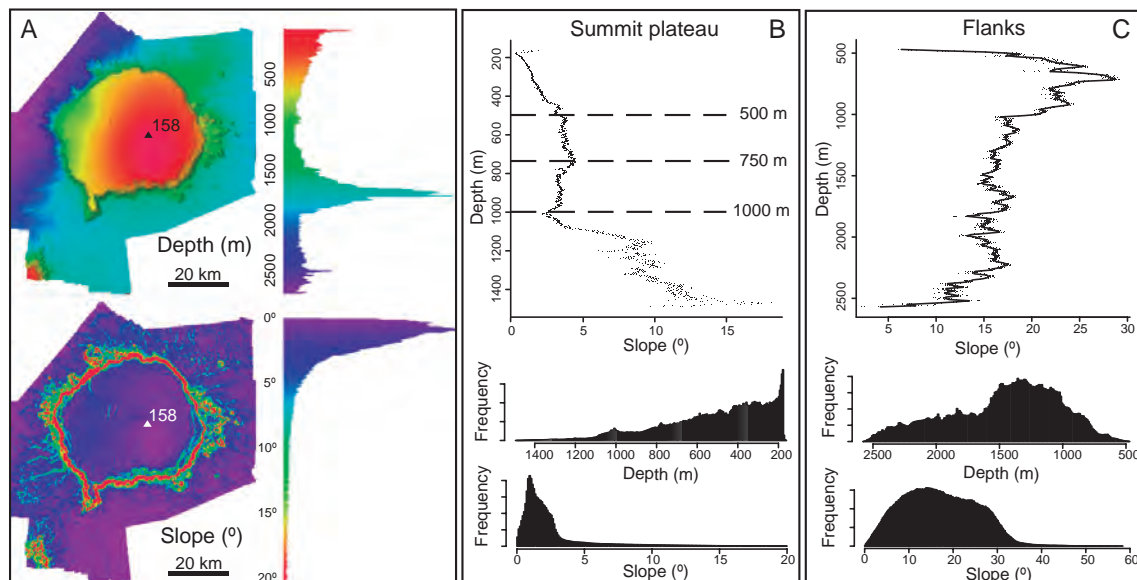


Figure 3.10. Depth and slope analysis of Concepcion Bank. (A) Depth and slope histograms. (B) Depth vs. slope plot and depth and slope histograms of the summit plateau. Dashed lines in the depth vs. slope plot indicate depths where slope changes markedly, thus helping identifying four depth ranges with distinct slope gradients and trends (158–500 m increasing, 500–750 m fairly constant, 750–1,000 m slightly decreasing, beyond 1,000 m increasing). (C) Depth vs. slope plot and depth and slope histograms of the bank flanks.

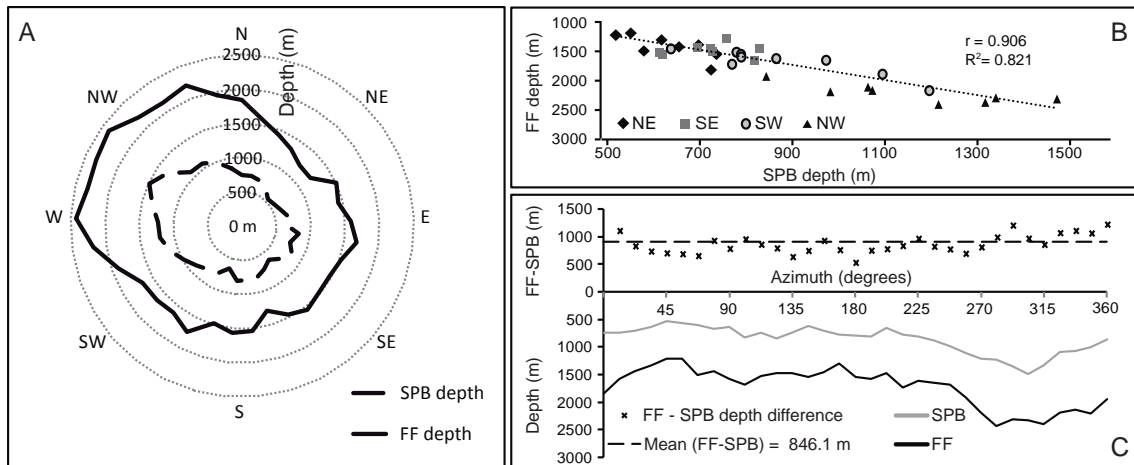


Figure 3.11: Relationship between the depth of the summit plateau slope break (SPB) and the depth of the flank foot (FF) at Concepcion Bank. (A) Polar histogram showing the SPB depth (dashed line) vs. FF depth (continuous line). (B) Correlation plot between SPB depth and FF depth per geographic sector (NE to NW). (C) Above: Height difference between FF depth and SPB depth (crosses) and the mean value of this difference (dashed line). Below: SPB and FF depths around the bank.

the noticeable extent of the area shallower than 500 m depth of the summit plateau (Fig. 3.10A). The slope histogram of the study area shows the prevalence of slopes close to 2° and less than 5° , which again is due to the large areal extent of both the summit plateau and the deeper seafloor area surrounding the base of the bank (Fig. 3.10A). The relatively small projected area taken up by the Bank flanks and the deepest area west of the flank results in lower densities for depth ranges from 500 to 1500 m and deeper than 2,000 m. Also the small size of the area covered by the bank flanks yields lower densities for slope gradients steeper than 5° (Fig. 3.10A). This pattern becomes even more obvious when considering only the Concepcion Bank without the surrounding abyssal seafloor.

The basal depth of Concepcion Bank varies considerably. It is approximately 1,600 m to the E and 2,600 m on the W, yielding an longitudinal-wise basal height difference of 1,000 m (Figs. 3.9 and 3.11). This is due to

the location of the bank on the continental rise, which is tilted west to north-west. In a latitudinal-wise direction the basal depth difference is much smaller (200 m) as the bank northern base lies at 1,800 m and the southern one at 1,600 m (Fig. 3.11), thus reflecting the closeness of such direction to the general bathymetric trend of the continental rise.

The radial depth profiles from Concepcion Bank centroid in Figure 3.12 are also illustrative of the morphometric variations in different directions. Variations in parameters such as the slope of the summit plateau and flanks, and the depths of the summit plateau slope break and the foot of bank flanks are highlighted (Table 3.3). Two main depth profile clusters emerge: (i) those heading from NE to S (orange and light blue in Fig. 3.12A), and (ii) those heading from west to NW (dark blue and magenta), with the one heading north (red) and the one heading SW (medium blue) representing an intermediate situation.

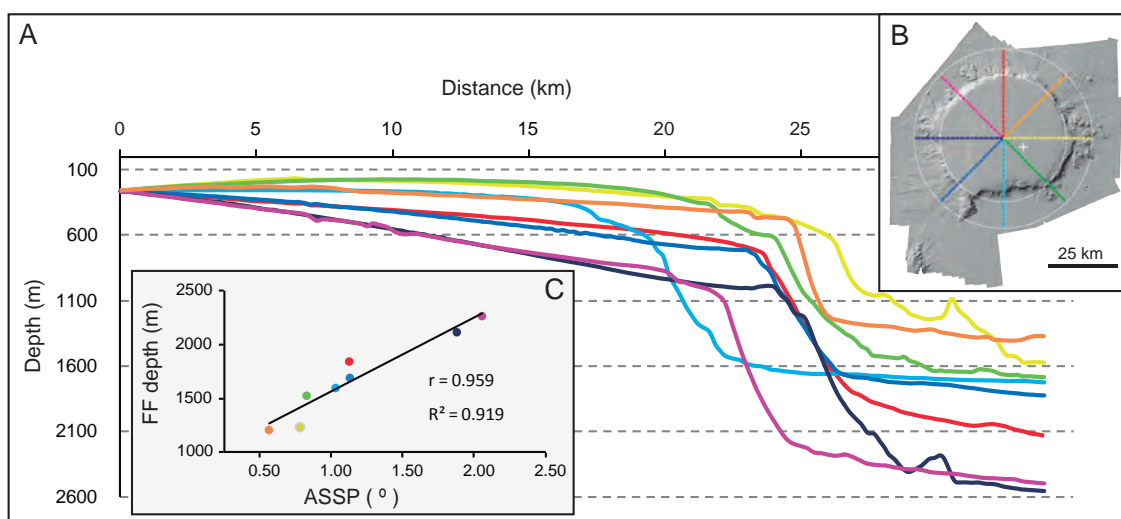
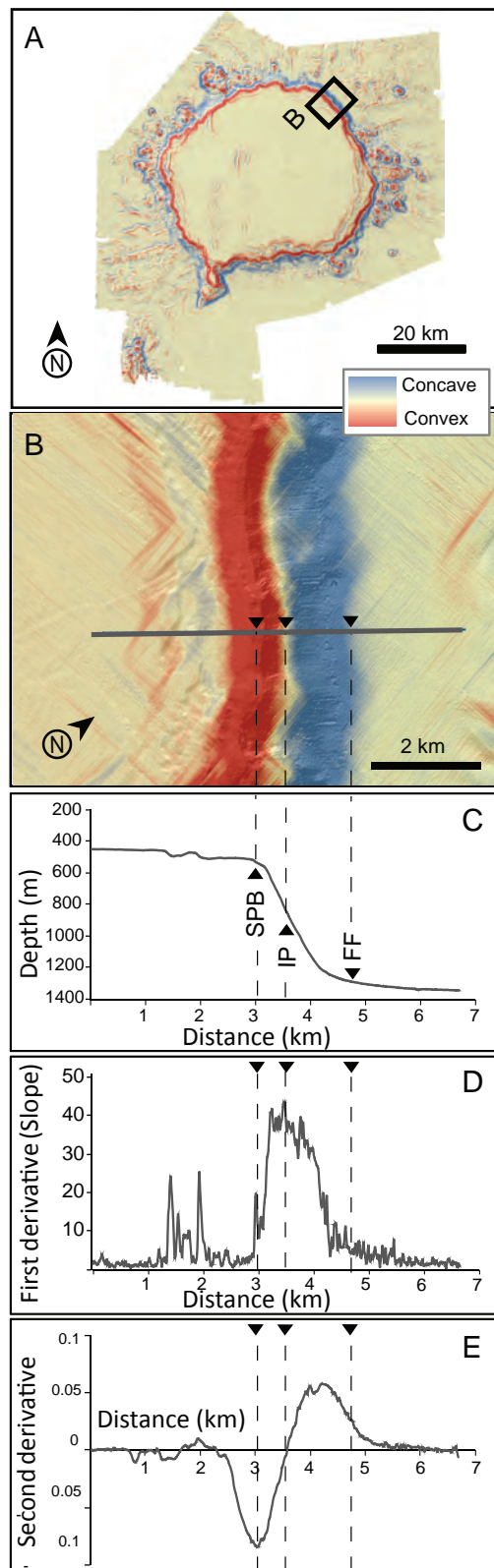


Figure 3.12. Bathymetric sections across Concepcion Bank and relationship between depth of the flank foot and slope of the summit plateau. (A) Radial depth sections from the geometric centre of Concepcion Bank outwards. Note the pronounced basal height difference between the west and northwest sectors (dark blue and magenta) and the rest of the bank. Vertical exaggeration is 5:1. (B) Shaded relief image shows the location of the depth sections in A. (C) Relationship between flank foot (FF) depth and average slope of the summit plateau (ASSP) for each depth section. Colours as in A and B. Also see Table 3.3.

Section	ASSP(°)	Std. ASSP	DSPB (m)	ASF(°)	Std. ASF	DFF (m)	ASSF(°)	Std. ASSF
North	1.13	0.72	726	16.06	5.69	1843	2.50	1.68
Northeast	0.57	1.34	507	28.35	7.96	1207	1.24	2.38
East	0.78	1.89	621	7.15	11.62	1238	6.21	6.13
Southeast	0.83	2.24	611	13.51	5.91	1525	1.46	2.77
South	1.03	1.96	615	13.67	8.52	1597	0.69	0.81
Southwest	1.13	0.97	713	12.72	6.61	1691	1.15	0.70
West	1.88	0.66	987	11.14	10.26	2115	3.83	8.40
Northwest	2.06	2.03	1052	17.69	10.10	2265	1.60	1.64

Table 3.3. Slope and depth values of the summit plateau, flanks and surrounding deep seafloor of Concepcion Bank according to the depth profiles in Figure 3.12. ASSP: Average slope of the summit plateau. Std. ASSP: Standard deviation of the slope of the summit plateau. DSPB: Depth of the summit plateau rim. ASF: Average slope of seamount flanks. Std. ASF: Standard deviation of slope of seamount flanks. DFF: Depth of flank foot. ASSF: Average slope of surrounding abyssal seafloor. Std. ASSF: Standard deviation of slope of surrounding abyssal seafloor.



The high correlation between depth of flank foot and average slope of the summit plateau inferred by Pearson correlation coefficient ($r= 0.959$) should be noticed too (Fig. 3.12C).

The boundaries of the three main morphometric domains in the study area (i.e. the plateau, the flanks and the abyssal seafloor surrounding the bank) have been calculated using profile curvature (the second derivative of the across slope depth). Its lowest value corresponded to the depth of summit plateau slope break, while the flank foot was delimited by a profile curvature value below 0.025 according to Heezen et al. criteria (Heezen et al., 1959; Adams and Schlager, 2000). This is illustrated in Figure 3.13. A mid flank inflection point divides the convex upper section (red colour in Fig. 3.13) from the concave lower flank (blue colour in Fig. 3.13). At the inflection point the second derivative is zero, whereas the slope value (first derivative) is maximum (Fig. 3.13).

Figure 3.13. Images and plots showing how the depth of summit plateau slope break (SPB) and the depth of flank foot (FF) have been calculated. (A) Digital Terrain Model (DTM) of the along slope depth second derivative (red is negative, blue is positive). (B) Detail of the second derivative DEM across the edge of the summit plateau and foot of slope, showing a section normal to SPB and FF. An inflection point (IP) marks where the second derivative changes from convex (red) to concave (blue). (C) Depth of the section. Vertical exaggeration is 3:1. (D) First derivative (slope) along the section. (E) Second derivative (profile curvature) along the section. Dashed lines in B, C, D and E point SPB, IP and FF.

SUMMIT PLATEAU

The extensive summit plateau of Concepcion Bank covers one third of the surveyed area and represents 71.1% of the banks, projected area. This corresponds to 2.5 times the projected area of the flanks. Although the plateau surface may look essentially flat and featureless when the overall relief of the bank is analysed, a closer inspection reveals that it is not actually flat. The western half is noticeably tilted to the W-NW (Fig. 3.9). This means that the slope varies with direction, with the steepest summit plateau profile corresponding to west and northwest directions and the smoothest to northeast and east directions. Sectorial and local variations in average slope are well illustrated in Figure 3.12C.

A westward slope increase is evident between the summit shallowest area and the western edge. The slope value varies with depth on the summit plateau, though not with the same rate for every depth interval. This is well illustrated by the slope vs. depth scatter plot in Figure 3.10 B where different trends are shown. Between 200 and 500 m depth, a gentle depth-wise increase of the slope value is perceptible. From 500 to 750 m the slope rate increase is slightly lower and from 750 m to 1,000 m the slope is practically constant or even decreases depth-wise. In deeper areas, the slope vs. depth scatter plot does not show a clear trend due to the influence of escarpments and terraces located on the edge of the summit plateau.

The summit plateau presents a number of bedforms and morphological elements that are described below. It should be noted that the overall smoothness of the

plateau facilitates the identification of low relief bedforms that could be easily missed on more abrupt terrains. This is further aided by the higher resolution of the multibeam bathymetry-derived Digital Elevation Model (DEM) at the comparatively shallower depths of the summit plateau, where the acoustic footprint is smaller than in deeper areas.

SEDIMENT WAVES

The most prominent landforms on the summit plateau of Concepcion Bank are sediment waves forming a large field that covers an area of 300 km² located on a west-facing 2° slope at the SW quadrant of the plateau (Fig. 3.14). Furthermore, several groups of barely perceptible smooth undulations occupy an additional cumulative area of 50 km² close to the northeast and east rims of the plateau, within a 200 to 400 m depth range (Fig. 3.14).

After digitising individual sediment wave crests, an analysis of the morphometric and directional properties of sediment waves on the SW quadrant of the plateau has been performed. Length, orientation, wave amplitude (height) and wavelength were estimated. Accurate measurements in such a fine scale required special care mainly because of overlapping of wave trains with different directions and over seafloor mounds (see below). In addition, some local DEM distortions due to typical multibeam acquisition artefacts were removed or smoothed inasmuch as possible during data processing.

The sediment waveform and distribution analysis showed that the average sediment

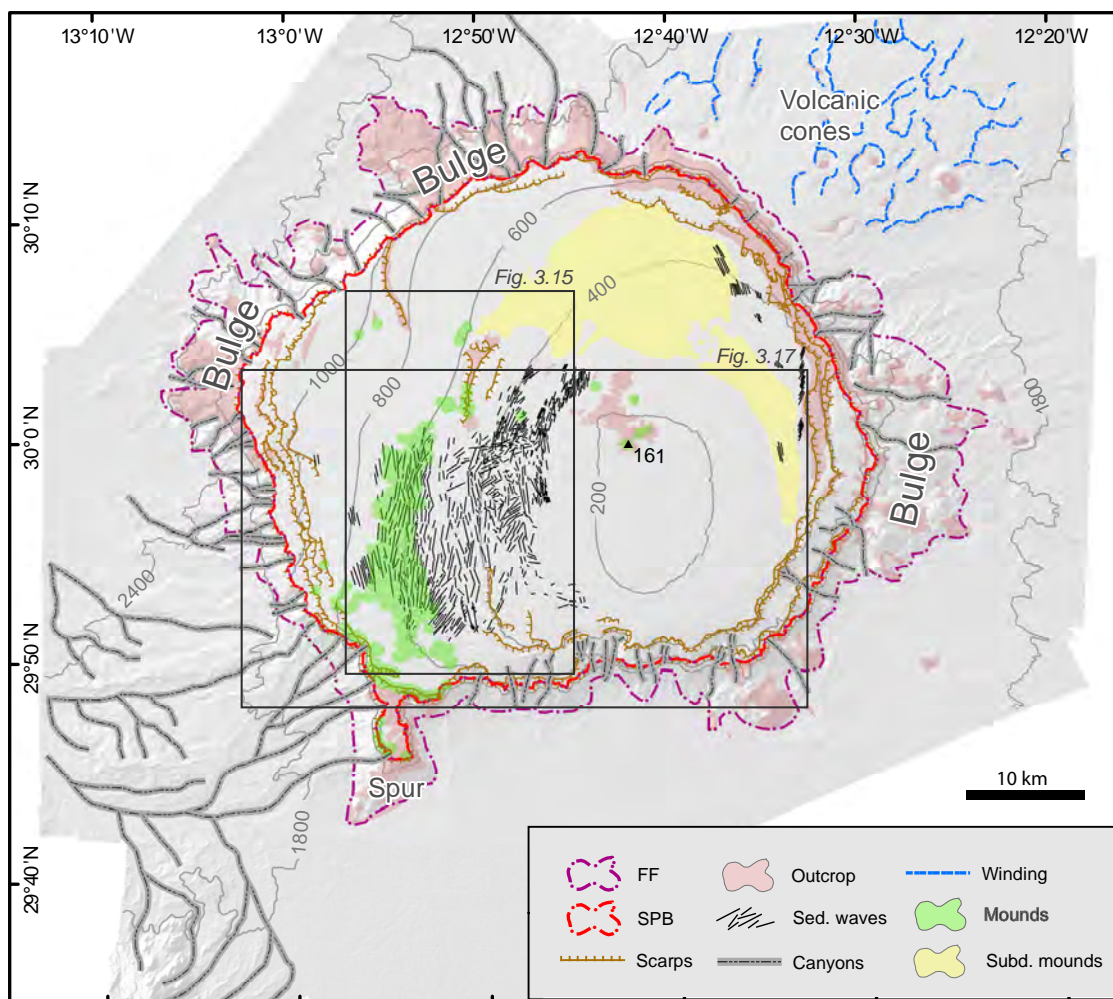


Figure 3.14. Geomorphologic features of the Concepcion Bank. The summit plateau slope break (SPB) and the flank foot (FF) separate the main morphologic domains of the bank: (i) the summit plateau, (ii) the flanks, and (iii) the surrounding abyssal seafloor.

wave is 2 to 6 m in amplitude with a 300 m wavelength. Wave crests are all oriented SSE-NNW to SSW-NNE, roughly parallel to isobaths, with a north-south (azimuth 9.1° in average) wave crest orientation (Fig. 3.15C). Variations in crest orientation allow grouping sediment waves to cluster (colours in Fig. 3.15A, B and C). The crest orientation vs. average crest depth plot (Fig. 3.15D) clearly shows: (i) that crest orientation is more constant with depth, and (ii) a decreasing trend in the number of distinguishable sediment waves with depths, ranging from 250 m to 850 m.

According to this, the average crest depth frequency plot (Fig. 3.15E) shows two modes: a dominant one at about 300 m depth and a secondary one around 600 m depth, which corresponds to the sediment waves with the most constant direction. Although the second mode shows a lower number of sediment waves, it is worth noting that the sediment waves are larger at this depth, so comparing sediment wave abundance in terms of total length, enhances the relevance of the deeper ones.

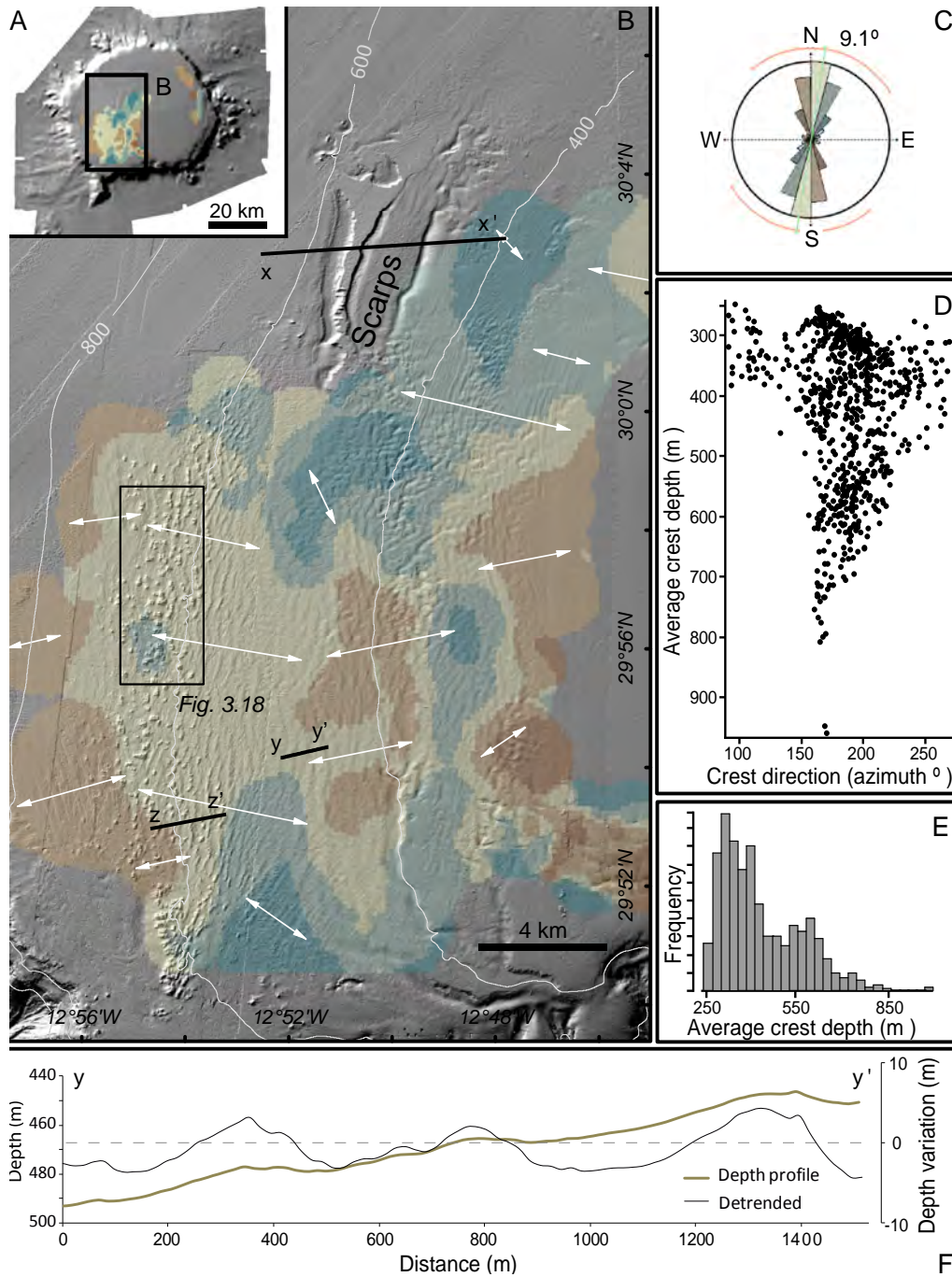


Figure 3.15. Distribution and properties of sediment waves at the Concepcion Bank summit plateau.

(A) Shaded relief image showing the general distribution of sediment waves. (B) Details of the sediment wave field on the SW quadrant of the summit plateau, with colours representing different average crest directions and white arrows showing the interpreted wave migration directions. X-X' and Z-Z' lines locate sub-bottom profiles shown in Figure 3.16. Scattered isolated positive features aligned approximately N-S, close to the western boundary of the sediment wave field, are mounds that are imaged in Figures 3.17, 3.18 and 3.19. (C) Polar diagram of the directions of sediment wave crests, with colours representing different crest directions according to B and length of sectors representing direction frequencies. (D) Crest direction vs. average crest depth plot. (E) Average crest depth frequency histogram. (F) Depth profiles across a sediment wave train. The brown solid line shows depth according to the Digital Elevation Model (DEM) of Concepcion Bank (left vertical scale), and the black solid line shows depth variation after subtracting the slope local trend along profile (detrended, right vertical axis). See location in B. Vertical exaggeration is 5:1 for the brown line and 15:1 for the black line.

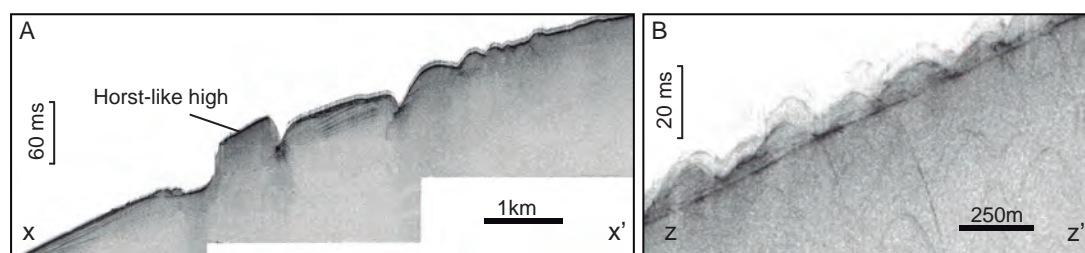


Figure 3.16: Sub-bottom seismic reflection profiles across bedforms on the summit plateau of Concepcion Bank. (A) Profile across subparallel scarps north of the sediment wave field (X-X' in Figure 3.15B). These scarps mark the change in average slope indicated in Figure 2B, from 1.6° to 2.7° . Vertical exaggeration is 15:1 (Z-Z' in Figure 3.15B). (B) Profile across the sediment waves interspersed with fresh-looking mounds. Vertical exaggeration is 20:1.

Cross profiles of most sediment wave trains suggests that waves are generally rather symmetrical (Fig. 3.15F), though there are places with downslope-facing sides (e.g. up to $\sim 3^\circ$) steeper than upslope-facing sides (e.g. $\sim 1^\circ$) and viceversa. Sub-bottom seismic reflection profiles show that the sediment waves interspersed by fresh-looking mounds (see further down) amidst them form a thin layer up to 15 ms TWT that overlies a high amplitude reflector (Fig. 3.16A).

MOUNDS

Another noticeable morphological features on the Concepcion Bank summit plateau are mounds. Two types have been identified on distinct locations: (i) fresh-looking mounds and (ii) subdued mounds (Fig. 3.14).

The average fresh-looking mound is round to oval shaped, with a 70 m radius and 20 m in height and an area of about 15,000 m². They are mostly concentrated in an isobath-parallel 20 km-long belt at around 600 m depth on the SW quadrant of the summit plateau, where they overlap the tallest sediment waves from the field described above. Some isolated patches of

fresh-looking mounds were also observed off the main belt.

In total, the area covered by the fresh-looking mounds amounts to 120 km², of which 100 km² correspond to the main belt.

DEM roughness has been quantified using the Vector Ruggedness Measure (VRM) suggested by Hobson (Hobson, 1972), which is defined as a function of the contiguous cells normal vector direction variance and ranges from 0 (all cells have same orientation) to 1 (complete variation). VRM for individual mounds ranges from 0 to 0.08, with most mounds (94.3%) in the interval 0-0.05, and 76.6% in the interval 0.005-0.035 (Fig. 3.17). This means that mounds ruggedness is low in the 30 kHz multibeam records but still perceptible. No major differences in VRM were observed across the range of mound areas or depth. Independently of their area, the shallowest small and deepest larger mounds display VRM values < 0.02 , which means that roughness is low for deep and shallow mounds (Fig. 3.17).

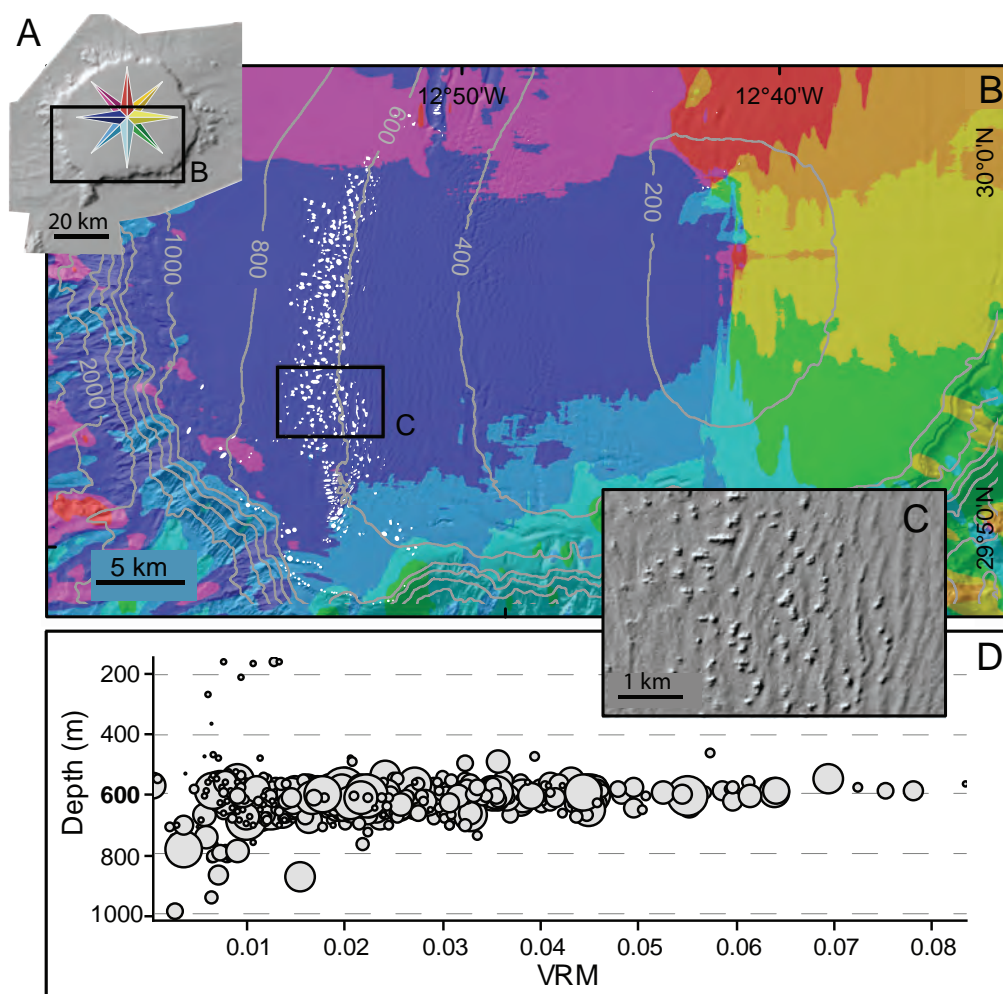


Figure 3.17. Depth-wise distribution and roughness analysis of the fresh-looking mounds on Concepcion Bank summit plateau. (A) Shaded relief of the Bank indicating the area illustrated in B (color code for seafloor orientation identical to cross sections in Fig. 3.12). (B) Seafloor orientation map of the SW quadrant of the summit plateau with white dots highlighting the location of the fresh-looking mounds forming a belt of up to 4 km in width, close to the 600 m isobath. Colour code in A. Location in A and Figure 3.14. (C) DEM detail showing scattered mounds amidst the sediment wave field. (D) Mound roughness vs. depth. Each mound is represented by a circle where diameter is proportional to mound area. Roughness has been quantified using the Vector Ruggedness Measure VRM (Hobson, 1972).

The multibeam backscatter signal is stronger on top of the mounds than around them, which suggest harder mound tops. The finer scale high frequency (500 kHz) side scan sonar sonographs show an irregular surface on top of the bigger mounds but not in small ones. Some of the smaller mounds do not even exhibit high backscatter in the multibeam record (Fig. 3.18).

Beam trawl and rock dredge samples from the fresh-looking mounds provided numerous branches of *Madrepora oculata* and *Lophelia pertusa* cold-water corals (CWC), of which dead fragments were more abundant than living ones. They also provided other species of corals and benthic organisms (IEO, 2013). This allowed classifying of the fresh-looking mounds of Concepcion Bank as bioconstructions.

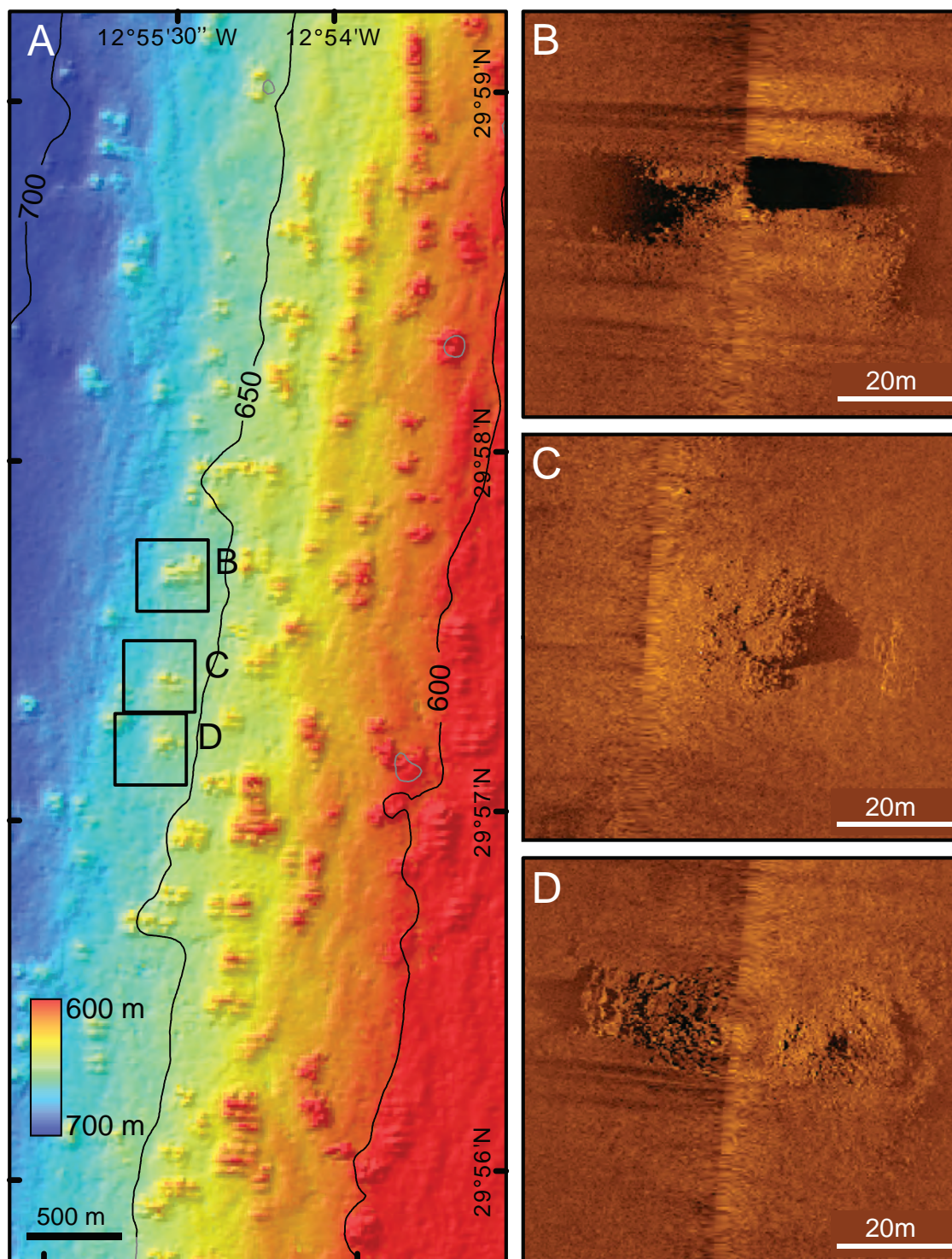


Figure 3.18. Fresh-looking mounds on the SW quadrant of the Concepcion Bank summit plateau. (A) Shaded relief image coloured by depth of mounds amidst and often on top of sediment wave crests. See location in Figure 3.15. (B), (C) and (D) 500 kHz side scan sonar images of three mounds. Note the higher backscatter of the rough mound tops.

Unfortunately, the limited number of samples and the way the sampling devices work (samples are collected along more or less long strip transects over the seabed) preclude determining the precise location of living CWC colonies, both on individual mounds and over the entire mound belt.

The average subdued mound has a diameter of about 100 meters, though some may reach 500 m, but they are not perceptible in the DEM as they have no three dimensional shape on the seabed. Their signature in the multibeam backscatter images is also weak but a relatively higher backscatter signal can be perceived, including a mottled pattern where individual mounds can be discriminated (Fig. 3.19A, B). Where discernible, the plan shape of individual mounds is highly variable. The largest subdued mounds (>500 m in diameter) concentrate along the northwest limit of the subdued mound belt (i.e. following a straight line from the escarpments on the summit plateau to the escarpments adjacent to the plateau's northern slope break). Immediately to the southeast, there is a 5 km wide parallel stripe where mounds seem to be smaller though they appear in such a high density that is difficult to distinguish individual entities. Mound density decreases farther to the SE, where mounds exhibit an average diameter of 100 m. No evidence of living or dead CWCs has been obtained from the subdued mound belt.

SCARPS AND CENTRAL ROCKY OUTCROP

Two different sets of scarps are located on the summit plateau of Concepción Bank. Immediately to the north of the sediment wave field, three subparallel N-S to NNE-

SSW pairs of scarps, 4 to 7 km in length and up to 100 m in height, were identified (Figs. 3.14 and 3.15). Apart from these, numerous rim scarps were identified roughly parallel and close to the edge of the plateau, occasionally extending towards the plateau's interior (Fig. 3.14). The first set of scarps resembles open cracks tapering towards their extremities until they vanish in the surrounding seafloor. A possible rotational destabilisation of the surface sediments is also observed to the east of these scarps. The location of this set of scarps coincides with a pronounced change in the average seafloor inclination, from 1.6° upslope to 2.7° downslope (Figs. 3.16B and 3.9).

Rim scarps appear at varying depths along the edge of the plateau. In some places, up to four successive steps are visible. The height difference amongst successive scarps at a given location also is highly variable (i.e. from 10 m to 300 m). The north-starting clockwise extended plot in Figure 3.20 shows that these rim steps are markedly shallower from north to southwest (depth range from 320 m to 800 m), and deeper from southwest to north (600 to 1,500 m). The deepest ones (800 to 1,500 m) are in the west to northwest sector, while the shallowest ones occur in the northeast to south sector. This is obviously related to the general depth profile of the bank and, in particular, of the summit plateau, which noticeably increases depth in a westward direction (Figs. 3.9B, 3.10A and 3.11). Single scarps can be followed for up to 50 km with a maximum depth variation of 590 m. However, in most cases such depth variation is between 10 m and 200 m (Fig. 3.20).

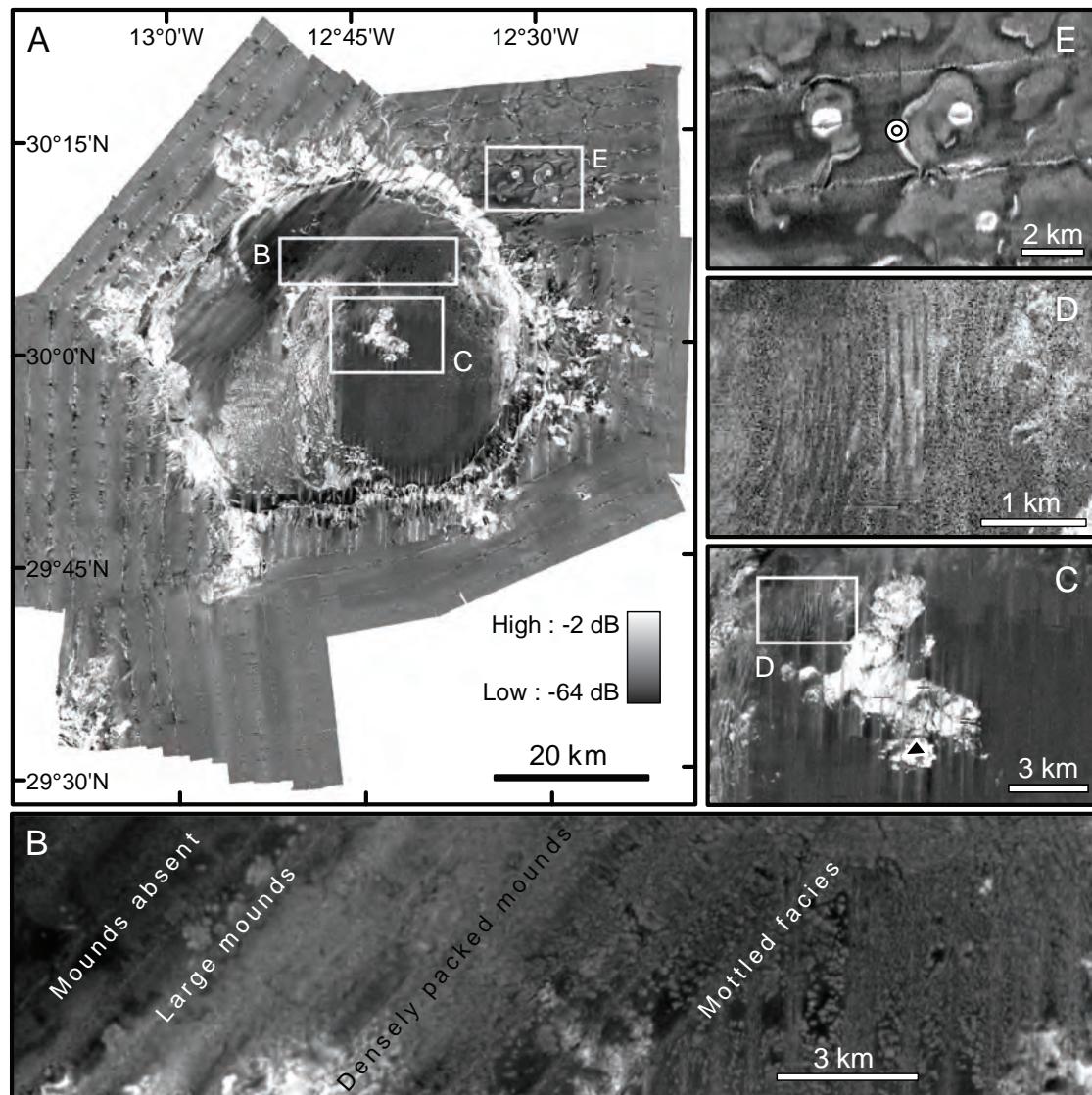


Figure 3.19. Backscatter images of Concepción Bank derived from multibeam bathymetry. Low and high relative backscatter in black and white, respectively (See legend in A). (A) A general backscatter mosaic of the Bank and surrounding seafloor. Note the high backscatter of the area occupied by the sediment wave field, locally with mounds on top of the waves, on the SW part of the summit plateau (see Figs. 3.14 and 3.15). The flanks of the bank mostly show high backscatter, which we mainly attribute to their steepness and presumed rocky nature. (B) Backscatter facies of the subdued mounds. Note the mottled facies to the right of the image where isolated mounds can be distinguished. A sharp backscatter shift to the left of the image marks the limit between high-density subdued mounds and an area devoid of mounds to the west. (C) Rocky outcrops on the Bank's summit; the shallowest peak is indicated by a black triangle. (D) Sediment waves with no mounds to the northwest of the rocky outcrop in C. (E) Three volcanic cones surrounded by low backscatter sediments and high backscatter moats. Small circle between the two northern cones indicate the location of pictures shown in Figure 3.22.

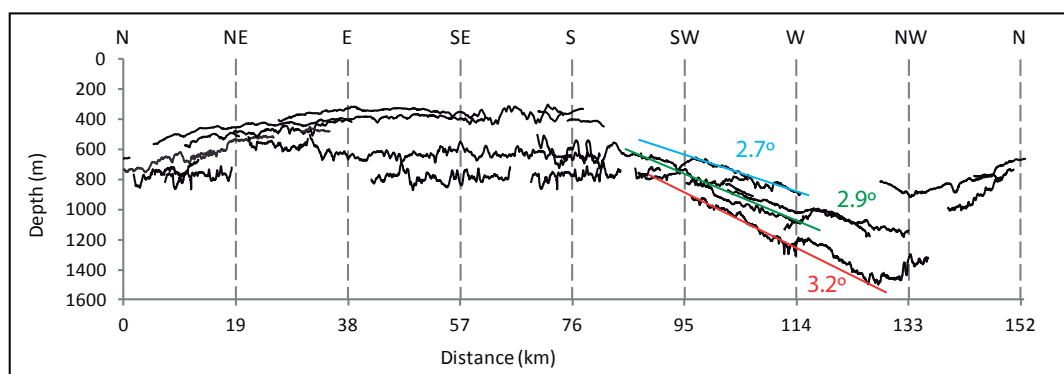


Figure 3.20. Depth profiles of rim scarps extended in a clockwise direction from N. Rim scarps are located on Figure 3.14. Vertical exaggeration is 20:1.

An “L” shaped prominent rocky outcrop 5.5 km by 5.5 km in size and up to 30 m in height occurs at about 200 m depth close to the centre of the summit plateau. The shallowest point of the seamount (158 m) is located on it (Figs. 3.14 and 3.19C).

The summit plateau slope break, on the upper side, and the flank foot lines, on the lower side, delimit the flanks of Concepcion Bank. They cover 28.9% of the seamount area with a projected surface area of 724 km². The plateau slope break ranges from 535 m to 1,485 m depth whereas the depth of the flank foot varies from 1,211 m to 2,429 m depth. Despite the wide depth ranges of both bounding lines, the height difference between both is fairly constant around a mean value of 846.1 m. This is accompanied by a high correlation (Pearson correlation coefficient= 0.906) between the depths of the summit plateau slope break and the flank foot in the different sectors of the Bank (Fig. 3.11).

The average slope of the bank’s flanks ranges between 28.4° to the northeast and 7.2° to the east, but there is no clear spatial pattern. Fluctuations of the average slope

of the bank flanks are due to the presence of bulges forming a sort of piedmonts attached to the main structure of the bank. Such bulges result in a rough surface but a gentler average slope. The most prominent three are attached to the east, west and northwest flanks of Concepcion Bank (Fig. 3.14). Cone-shaped features are locally observed within the flank bulges, with the main group in the larger eastern bulge that stretches 20 km in length from north to south and 12 km in width from east to west (Figs. 3.9A and 3.14). The across slope profiles of Concepcion Bank flanks are close to a sigmoidal curve according to the submarine slope curvature classification of Adams and Schlager (2000). However, in many sectors, a combination of the three equations proposed by the authors (linear, exponential and sigmoidal), is needed in order to achieve an adequate adjustment, thus reflecting the morphological complexity of Concepcion Bank’s flanks.

In addition to calculating profile curvature, we also calculated plan curvature (i.e., the second derivative of depth value normal to the slope direction) (Fig. 3.21A). Negative values in the resulting raster identify convex

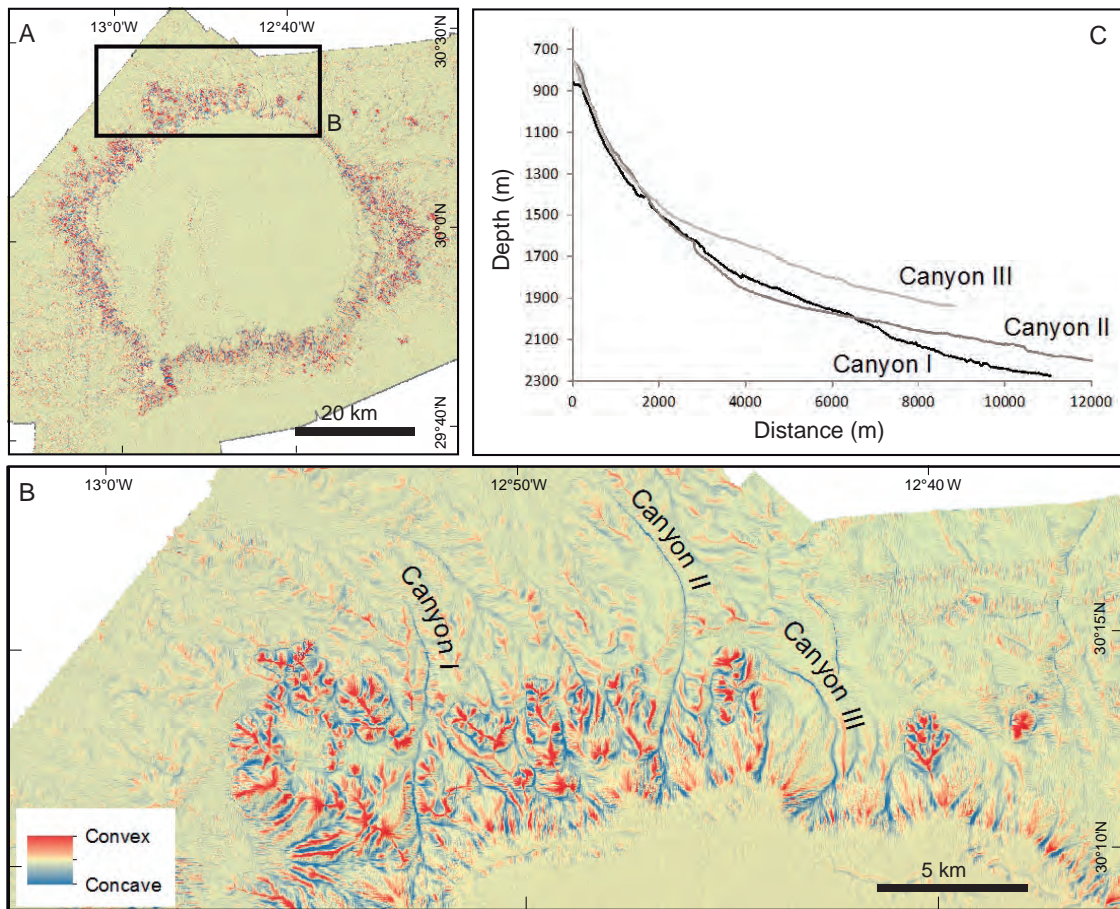


Figure 3.21: Plan curvature and characterization of submarine canyons cutting through the Concepcion Bank flanks. (A) Plan curvature map of the bank. Red colours correspond to positive plan curvature values (convex shapes) and blue to negative ones (concave shapes) highlighting crests and incisions amongst other positive and negative reliefs. (B) Detail of the plan curvature map in the northwest flank of the Bank where a submarine canyon cut into a flank-attached bulge. Coloured as in A. (C) Along-axis profiles of the three longest submarine canyons crossing the bulge attached to the northwest flank of the bank. Note differences in axial gradient between the upper and lower stretches. Vertical exaggeration is 5:1.

surfaces indicative of ridges, knolls and other positive relief features. On the other hand, positive values identify concave features indicative of gullies, canyons, slump sidewalls and other negative relief features. This analysis highlights the main erosive morphologies along slope and, therefore, illustrates the distribution and degree of development of submarine canyons cutting through the bank flanks. In most cases, canyon axes run straight down from the summit plateau slope break to the

flank's foot on the continental rise. These straight canyons are remarkably short (3 to 5 km) and steep (15° in average). These characteristics correspond to a poor degree of canyon development, with no (or incipient) hierarchization and no (or rare) tributaries and distributaries (Fig. 3.14). Exceptions occur where the canyons intersect flank attached bulges. Their average gentler slopes and roughness favour canyon sinuosity and length. Canyons cutting through the bulge to the

northwest of the bank provide a good illustration of it (Fig. 3.21B). These canyons extend for 9 to 12 km and have an average axial gradient of 7° with a steeper upper course (15°) and a smoother lower course (3°).

The main exception to the poorly-developed short and straight canyons is at the SW segment of the bank's flank, including the prominent N-S oriented spur, where canyons forming a well-developed dendritic network are observed (Fig. 3.14). Since most of the length of the canyons constituting this network is off the bank's flank foot, we describe it in the following section on the abyssal seafloor surrounding Concepcion Bank.

SURROUNDING ABYSSAL SEAFLOOR

The extent beyond the polygon drawn by the foot of slope line represents more than 50% of the surveyed area and it is the deepest part. This section of abyssal seafloor is generally smooth and can be divided into three SW-NE oriented parallel sectors: (i) a flat (0.1° slope to the SE) shallower sector to the SE corresponding to the main mode (1,700 m) in the depth histogram (Fig. 3.10), (ii) a flat (0.3° to the NW) deeper sector to the northwest indicated by the 2,500 m depth mode (Fig. 3.10), and (iii) an intermediate sector accommodating the 800 m depth difference between the former two (Fig. 3.9). This intermediate sector is rather narrow (20 km in average), slopes 2.6° north westwards and largely supports the north easternmost extension of the Canary Ridge (cf. section 3.3.2 and Fig. 3.8) that is Concepcion Bank. Such intermediate accommodation loses expression to the south against the Fuerteventura-Lanzarote

high. In the same sector, the spur at the SW corner of Concepcion Bank also bounds the intermediate accommodation sector to the east (Fig. 3.14).

The abyssal seafloor around Concepcion Bank is mostly sediment-covered, though there are local exceptions such as the area shown in Figure 3.19E, where rocky outcrops, seabed crusts and hard tubular structures are visible in ROV videos (Fig. 3.22). Our high-resolution swath bathymetry data (Fig. 3.19E), seismic profiles (see supplementary information; cf. *Anexos. Artículo 3*) and video records (Fig. 3.22) show relatively fresh volcanic cones surrounded by winding sediment bedforms northeast of the bank. Among these winding bedforms are moats with a high backscatter signal. The high reflective signature of volcanic cones and moats in contrast to the low reflective surrounding sediments is due to the presence of bare basalts. ROV video records show seabed crusts, lava pillar-like, and other vertical tubular structures inside moats (Fig. 3.22C, D).

Winding bedforms were identified only in the NE sector of the study area, in between 1,300 and 1,800 m depth. They cover about 500 km² and occur in the vicinity of a few volcanic cones and other rocky outcrops (Figs. 3.14 and 3.19E). These bedforms do not show any preferred orientation and are rather sinuous, occasionally anastomosing. They rise up to 80 m with respect to the adjacent seafloor and individual crests can be followed for up to 12 km (Fig. 3.19E).

Other relatively small outcrops have also been mapped in the abyssal seafloor surrounding the bank. Erosional forms are

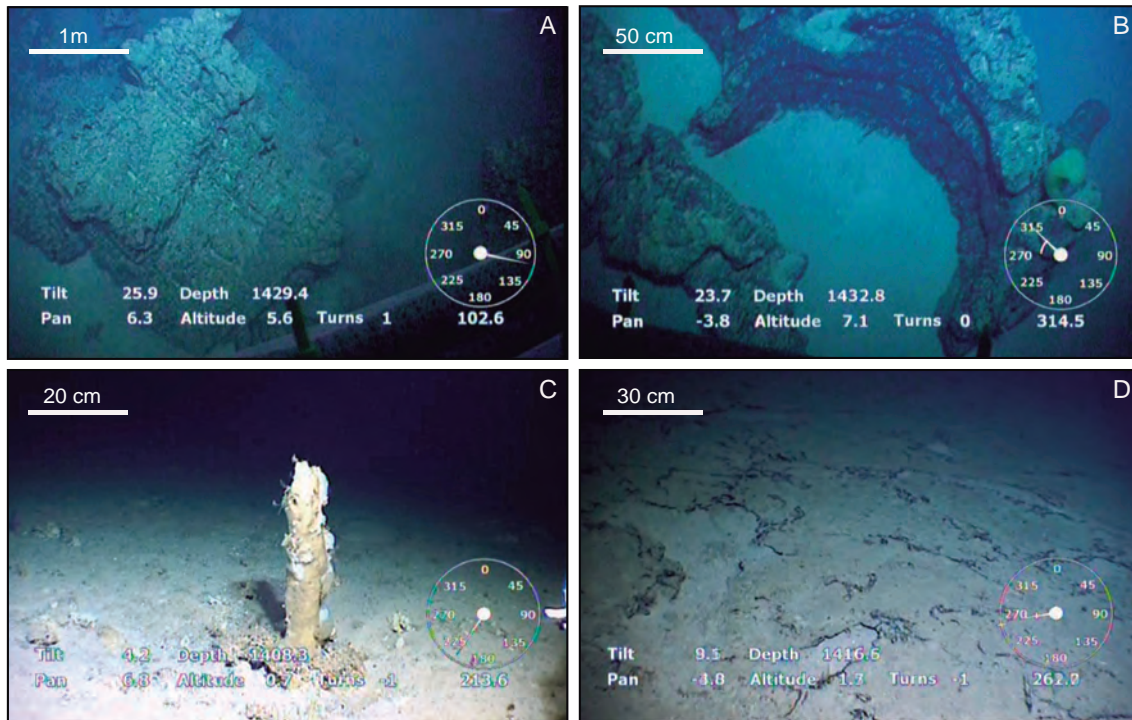


Figure 3.22: ROV seabed pictures from the northeastern part of the study area, where winding bedforms and volcanic cones co-occur (see Fig. 3.14). (A) rocky outcrop, likely a basalt, amidst a muddy flat seafloor at 1,434 m depth. (B) Oblique view of the same rocky outcrop showing a horseshoe-shape resembling a remnant of the wall of a drained lava lobe with a collapsed upper crust (Ballard et al., 1979; Gregg et al., 1996). (C) 30 cm height vertical tubular shape possibly made of authigenic carbonates, surrounded by a flat seabed with scattered rock fragments at 1,409 m depth. (D) Flat seafloor with fragmented crusts on a muddy substrate at 1,418 m depth. Location of pictures is shown in Figure 3.19.

mostly represented by the continuation of some of the submarine canyons descending from the bank's flanks (Fig. 3.14). A dendritic network of submarine canyons is particularly noticeable southwest of Concepcion Bank, where courses draining the bank's flank merge with courses coming from the Canary Channel and the flanks of the Fuerteventura-Lanzarote high to the south (Figs. 3.9 and 3.14). The maximum measured length for a single course within that network was 35 km, which is likely an underestimation of its total length as some courses seem to extend beyond the study area both downslope and upslope. Within that network, the canyons cutting through the flank and base-of-flank of Concepcion

Bank have more incised, V-shaped cross-sections in their steeper upper courses. As they continue downslope, they become more open in cross-sections, to the point that the seafloor expression of some of them is significantly subdued.

3.3.5. DISCUSSION

UNDERLYING GEOLOGICAL CONTROL AND EVOLUTION

The morphometric data presented in section 3.3.4 confirm Concepcion Bank as the largest seamount of the CISP. Following the seamount classification criteria described in the Introduction, the bank constitutes a seamount *in strictu sensu* as it is an isolated elevation much taller than 1,000 m. Given its truncated profile, it can

also be classified as a guyot or tablemount, although only the eastern half of its summit is actually “flat”; its western half is tilted to the WNW as illustrated by the bathymetric map in Fig 3.9 (see detailed description below). The fact that, in addition to Concepcion Bank, other seamounts in the Canary Ridge, such as Dacia, are totally or partly flat-topped, suggests that in the past they had reached the ocean surface, where they experienced abrasion and evolved into a guyot. Whereas further sampling may bring new dates, 18 million years (Ma) constitutes an approximate time for Concepcion Bank to achieve its modern configuration. This makes Concepción Bank one of the youngest features of the northern sector of the CISP, as the nearby seamounts (Esaouira, Rybin and Dacia) are dated around 50 Ma (Fig 3.8). Fuerteventura (23 Ma) and Lanzarote (15 Ma) islands are closer to the Concepcion Bank age, and the three of them belong to the Canary Ridge (Geldmacher et al., 2001; Geldmacher et al., 2005; van den Bogaard, 2013).

Gravity gradients are the expression of structural discontinuities and the most remarkable one in the area is the Lanzarote-Fuerteventura Gradient Zone (Carbó et al., 2005), which is aligned with the Canary Ridge. Previous geophysical studies also show that the horizontal heterogeneity of crustal velocities across the ridge increases westward whereas the Moho depth decreases in the same direction (Bosshard and Macfarlane, 1970). Consequently, the thickness of the crust and the sediment cover drops off westward (Uchupi et al., 1976). Because of this, a significant isostatic response gradient in the east-west direction exists, what means that Concepcion Bank

is resting on a foundation with a westward diminishing supporting capability. This could explain the plateaus westwards tilting and the height drop between the summit plateau slope break and rim scarps from east to west, (Fig 3.20) and the east-west foot of slope depth increase (Figs 3.9 and 3.11).

Contact between different crust types are favourable locations for the occurrence of fracture zones and subsequent magma intrusions. The SW-NE oriented intermediate sector (Fig 3.9) accommodating the 800 m depth difference between the neighbouring shallower and deeper flat seabed sectors on the deep continental rise (see section 3.3.4) may indicate an underlying crustal transition. An underlying fractured crust would favour magma injection (King and Ritsema, 2000), and could be the origin of the Canary Ridge edifices. The fact that such sector largely underlies the Concepcion Bank corroborates this view. Interestingly, the N-S oriented scarps on the central part of the summit plateau overlie this sector and may indicate a “hinge line” or flexure (Figs 3.9, 3.14, 3.15 and 3.16).

OVERIMPOSED BEDFORMS AND BIOCONSTRUCTIONS SHARP MORPHOLOGICAL ENTITIES.

The slight changes in the direction of the crests and wavelengths of sediment waves forming the large field on the summit plateau (Figs 3.14 and 3.15) suggest a local variation of the driving processes or, at least, of their interaction with the plateau’s floor and the sediments on it. Two main hypotheses could help explain this sediment wave field: (i) water dynamics involving currents and/or internal waves,

and (ii) downslope creep movements of the sediments.

Creeping was dismissed as a mechanism explaining the corrugated surface as sub-bottom profiles (Fig 3.16A) do not provide any evidence of this process, namely, deformed internal reflectors. Also, the limited sediment thickness (less than 5 m) on top of the basal high amplitude reflector (Fig 3.16A) and the average slope (2.7°) of the area where the sediment wave field occurs (Fig 3.23) seem too low for generalised creeping to occur, even if we assume that the sediment properties may allow such a type of plastic deformation. Nevertheless, localised sediment creeping may occur close to the scarps in the central part of the summit plateau (Fig 3.15) where some rotational destabilisation of the uppermost sediment layers is suggested (Fig 3.16B).

The high backscatter signature of the sediment wave field (Fig 3.19A) indicates

that the seafloor is covered by relatively coarse sediments suggesting the occurrence of moderate to high-energy processes in this particular area. Seamounts have the capability to interfere with and divert ocean currents eventually favouring vertical mixing and creating particular structures like Taylor caps (White and Mohn 2004; Chapman and Haidvogel, 1992) (see also section 3.3.2). In addition, submarine slopes either on continental margins, seamounts or other seafloor relieves have the potential to interact with internal waves and promote their breaking, delivering energy to the seafloor.

Fresh-looking mounds with CWCs occur within the sediment wave field along a 4 km wide belt at between 570 and 710 m depth (Figs 3.14, 3.17 and 3.18). A large majority of the mounds occur in an area of the plateau that slopes westwards (Fig 3.17). Most mounds lie on top of the sediment wave crests and show an elliptical shape (Fig 3.18). Such a position better exposes

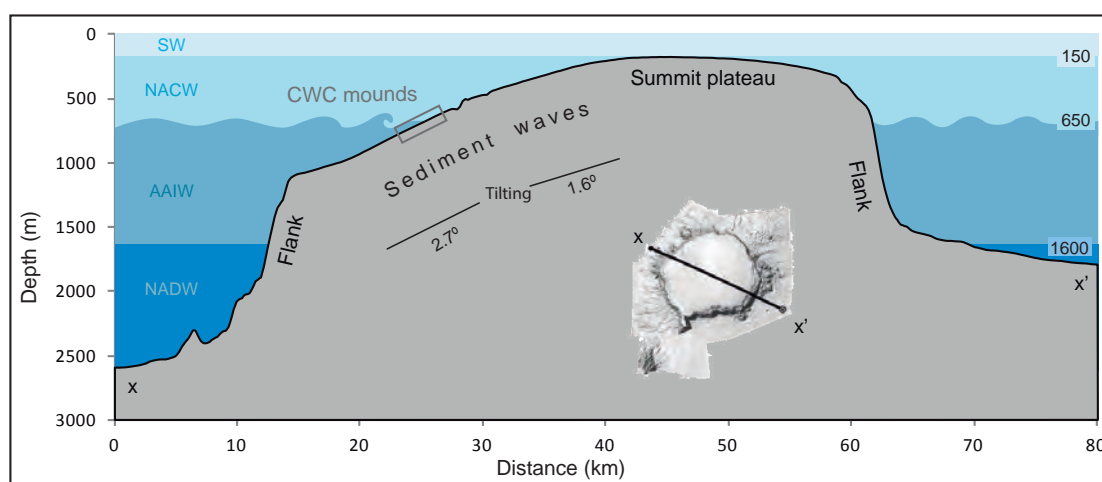


Figure 3.23. Internal waves hypothesis. Sketch illustrating the hypothesis of breaking internal waves as the main mechanism explaining the presence of the sediment wave field and the associated depth-restricted narrow belt of cold-water coral mounds on the SW sector of Concepcion Bank summit plateau. The bathymetric section is the same as in Fig 3.9B. See location in the shaded-relief DTM included in this figure.

them to the incoming flows driving the sediment wave field whereas the elliptical shape (major semi-axis perpendicular to sediment waves) could be explained by the fact that the flow-facing parts of CWC colonies have higher development rates than the less exposed ones (Correa et al., 2012; Mienis et al., 2007). These observations on sediment waves and mound patterns suggest that a west-east predominant flow impinges the seabed in the area where both features co-occur. However, no direct current measurements have been made in the area so far.

The water depth where these two features co-occur coincides with the oscillating limit between the NACW flowing southward through the Canary Channel and the underlying AAIW flowing northward (Hernández-Guerra et al., 2001). Density discontinuities and transitions, such as the one between these two water masses, are critical for the propagation of internal waves that eventually break against facing slopes. Breaking internal waves are a potentially relevant source of turbulent energy as they enable vertical mixing and particle re-suspension thus favouring coral development, as suggested by Wing (1998). The energy they deliver, mainly at the breaking zone, has also been recognised in the sedimentary record (Pomar et al., 2012). Therefore, we hypothesize that the occurrence of the sediment wave field and CWC mounds on the SW of the summit plateau is directly related to breaking waves at the interface between NACW and AAIW water masses, as illustrated in Figure 3.23. The mounds in particular concentrate in a narrow depth range close to 600 m depth that is where, according to our

hypothesis, most energy and favourable conditions for coral growth would exist. The westward-sloping area where mounds concentrate (Fig 3.17) can be viewed as a sort of gentle submarine "beach" with the right orientation and inclination for breaking internal waves. The occurrence of the largest sediment waves and fresh-looking mounds along the same depth range suggests that both depend on the same process.

FADED MORPHOLOGICAL ENTITIES

The several scattered groups of barely perceptible undulations close to the northeast and east rims of the plateau (Fig. 3.14) are also interpreted as sediment waves. Their subdued character suggests that they may be relict or produced by weaker currents on finer sediments. These sediment waves are somehow associated to the belt of subdued mounds east and northwest of the plateau, as they occur between the edge of the belt and the plateau's rim.

The barely perceptible relief, shape and size, and the relatively low backscatter and acoustic facies of the subdued mounds (Fig. 3.19A, B) in the broad belt roughly parallel to the north-eastern and eastern edges of the summit plateau, within a depth range of 500 to 300 m (Fig. 3.14), suggest that they are relict bioconstructions equivalent to the fresh-looking mounds in the SW corner of the plateau. The lack of dead coral branches, which are common around sub-fossil CWC mounds, indicates that these subdued mounds are quite old and that they remain detectable nowadays only because they are barely buried due to low sedimentation rates. Values of less than $10 \text{ g cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}$ have been reported by Ku-

hlmann et al. 2004) since the Last Glacial Maximum. The spatial association between the subdued mounds and the smooth undulations close to the northeastern and eastern rims of the plateau reinforces the relict character of these two features. Whether living reefs on the SE sector co-existed with living mounds on the NE sector or instead CWC mound development shifted between seamount sectors is unknown at present. With or without the hypothesized shift of sediment waves and CWC mounds, what bedforms and mounds clearly show is that the energy level and associated shear stress over the bottom is nowadays much higher in the relatively steep, westward-oriented SW quadrant than in the smoother northeastern one. This observation further supports internal breaking waves at the boundary between NACW and AAIW as the main source of hydrodynamic energy over the summit plateau under present conditions.

Mound structures, both exposed and buried, similar to the ones found in Concepcion Bank, exhibiting also distinct acoustic signatures (Roberts et al., 2005) have been identified in other parts of the world, namely by the numerous projects focusing on the NE Atlantic (Freiwald et al., 2004). The internal structure of these mounds consists of a coral skeletal framework infilled with sediment (Roberts et al., 2005). The onset of present day living CWC mounds in the NE Atlantic has been related to the beginning of the present post-glacial period (Roberts et al., 2006). Oceanographic conditions in high latitudes during glacial periods would have been unfavourable for the development of CWC mounds while lower latitude settings, such as Concepcion Bank, were likely able to support such habitats also during glacia-

tions. Eustatic sea-level fluctuations and the associated changes in hydrodynamic conditions are perhaps behind environmental shifts that regulate sediment wave activity and living conditions for the associated CWC, which eventually become relict features. It should be kept in mind that the 120 m global sea level lowstand of the Last Glacial Maximum (Siddall et al., 2003) implied that the shallowest point of Concepcion Bank, without considering subsidence, was only at about 50 m below the sea surface. Whether or not the subdued and the fresh-looking CWC mounds and related sediment waves on Concepcion Bank represent sea level minima and maxima or different interglacial episodes remains an open question that may only be answered by drilling.

The large "L" shaped rocky outcrop close to the centre of the summit plateau (Figs. 3.14 and 3.19C) constitutes a unique, single feature that stands by itself. It is detached from sediment wave and mound fields, either fresh-looking or relict, and despite it is shallower than all other mound occurrences on the plateau, where some small CWC patches have been identified around and atop of it. Other guyots exhibit this type of central peak. It typically represents a residual erosional feature corresponding to the hard core of the igneous intrusion. The presence of more solid basalts offers higher resistance to marine erosion than the outer layers of volcanoclastic material originating this type of geomorphology.

FLANK PROCESSES

The best fit for the across slope profiles is achieved by the sigmoidal curve model, despite the interference of smaller scale

morphological features like canyons and attached bulges. According to Adams and Schlager, "fluctuations of the wave base due to changing tides and weather or, on longer time scales, changes in sea level, interfere with the development of an exponential curvature" (Adams and Schlager, 2000), highlighting the relevance of eustasy and subsidence on the shaping of structures intersecting the sea surface.

CANYONS

The submarine canyons cutting into the flanks of Concepcion Bank might have a structural control though this would be clearly different from the main SW-NE direction determining the Canary Ridge and the NW African margin, including the depth accommodation sector over which the bank stands. The length and development stage of the canyons in Concepcion Bank vary from one sector to the other. At first sight it may look as canyons are more developed where flank-attached bulges occur (i.e. northwest, north and east of the bank) and highly incipient where bulges are lacking or are poorly developed (i.e. northeast, southeast and south of the bank) (Fig. 3.14). This could suggest a genetic relationship between bulges and canyons, perhaps related to the slope attenuation induced by the bulges that could favour canyon development, or to a bulge-feeding role of the canyons. The SW flank of the bank contradicts this view, as there is no attached bulge there and the canyon attains its maximum development (Fig. 3.14). However, the morphology of this canyon network is very different from the canyons previously referred. They are wider and longer and their cross profile is U-shaped showing a very different signature in the planar curvature DTM (Fig. 3.21).

These morphological differences should respond to different flow regimes and to the influence of the passage separating Concepcion Bank and Lanzarote Island. This passage is set on the Canary Ridge dividing the eastern and relatively shallower Canary Channel from the western and deeper abyssal seafloor (Fig. 3.8). Seismic profiles (see supplementary information Fig. S5 ; cf. Anexo III, Artículo 3) show a chaotic facies between both domains evidencing mass wasting flows.

BULGES

Rocky bulges can correspond to mass wasting deposits, lava flows, igneous intrusions, or a combination of these events. The mass wasting hypothesis is unlikely, as there are no major embayments that could be interpreted as landslide scars along the perimeter of the summit plateau. In fact, two of the three main bulges attached to Concepcion Bank flanks are off smooth projections west and east of the plateau edge and the third one to the north is off a roughly straight edge (Fig. 3.14). In contrast to the younger western Canary Islands of Tenerife, La Palma and El Hierro, where large amphitheatre-shaped headwall scars with a dramatic expression on both subaerial and submarine landscapes have been identified (Masson, 1996; Urgeles et al., 1997; Urgeles et al., 1999; Gee et al., 2001; Watts and Masson 2001; Acosta et al., 2005), no similar scars occur on the older islands of Fuerteventura and Lanzarote, which are the closest to Concepcion Bank both geographically and in terms of age (Fig. 3.8). However two evacuation areas on the submarine flanks west of the Fuerteventura-Lanzarote block have been related to large buried landslide de-

posits (Acosta et al., 2005) located on the west side of each island. The absence of large mass wasting scars on the edge and flanks of Concepcion Bank does not totally preclude the possibility that old, buried landslide deposits arising from the Canary Ridge exist, in particular on the east flank, facing the Canary Channel (Fig. 3.8B), where geophysical studies show a 10 km thick sedimentary cover (Bosshard and Macfarlane, 1970). Moreover, subaerial erosion of the seamount top in Miocene times could have erased or concealed the scars and debris fan of the older mass wasting events through deposition of substantial amounts of sediment. Nevertheless, volcanic cones are frequent on the island aprons of the archipelago particularly in those areas unaltered by massive landslides. They reach high densities offshore the Anaga Massif (Tenerife Island), the north flank and south rift of La Palma Island, the three rifts of El Hierro (Acosta et al., 2005) and Lanzarote western slope for example. This kind of submarine volcanoes most typically present a conical shape, but other morphologies are also possible, namely elongated ridges probably built up by fissural eruptions. Their typical signature in the seismic profiles is a transparent core outlined by a sharp chevron shaped reflector (see supplementary information; cf. Anexo III, Artículo 3).

BASAL PROCESSES

The co-occurrence of winding sediment bedforms and fresh-looking volcanic cones in the same deep-water location may suggest a relationship between the two. The lack of sediments covering the volcanic cones and the rocks inside the moats suggest that they are relatively young in age or that the environment

does not favour sediment deposition. The seismic profiles of the winding bedforms (cf. Anexos III Figs. S1 and S2; cf. Anexo III, Artículo 3) and their smooth shapes resemble contourite deposits induced by bottom currents flowing around obstacles. However, the low velocity of bottom currents (Dickson et al., 1985) and the fact that these bedforms do not show any preferred orientation but have highly sinuous shapes, occasionally merging into each other, is not in accordance with contourite currents steadily flowing along a sustained direction.

The presence of dolomite in sediments is indicative, although not exclusive, of hydrothermal activity (Svensen et al., 2003). Sediment samples analyzed and described by Quevedo-Gonzalez et al. (2012) show that sediments from the winding bedforms contain more than 5% of dolomite and around 40% of calcite in the finest sediment fraction (<45 μm), whereas in other samples within the bank calcite represent less than the 20% weight of the fine sediment fraction and dolomite is absent (IEO, 2013; Quevedo-González et al., 2012). Evidence of hydrothermal activity long after seamount emplacement has been reported in other CISP seamounts. The Cretaceous age of Henry Seamount and the occurrence of hydrothermal venting in the Holocene is an example (Klügel et al., 2011).

According to previous geophysical studies (Uchupi et al., 1976; Hinz et al., 1982; Geldmacher et al., 2005) the Canary Ridge continues north-eastwards beyond Concepcion Bank in the form of a massive igneous intrusion forming a broad elevation barely covered by sediments.

This elevation has a relative low magnetic amplitude signal that contrasts with a strong gravity signature. Dañobeitia suggests that this circumstance could be explained by thermal activity related to Concepcion Bank (Dañobeitia and Collette, 1989). Two main highly reflective seismic reflectors are present in the seismic records from this area. According to DSDP 415 the shallower reflector, at around 200 m below the seafloor, corresponds to early-middle Miocene material and a deeper one, 475 m below the modern seabed, to late Paleocene (Lancelot and Winterer, 1980). The igneous structure underlying fresh volcanic cones and winding shapes rises from the deep reflector whereas the shallower one onlaps the structure, indicating an age between the Paleocene and the Miocene (Dañobeitia and Collette, 1989).

So far, any possible relation between seafloor volcanic or hydrothermal activity eventually driving near-bottom currents capable of transporting sediments cannot be neither demonstrated nor excluded without bottom current measurements over a period of time.

3.3.6. CONCLUSIONS

With an age of 18 Ma, an overall volume of 2,730 km³ and a basal area of 2,508 km², Concepcion Bank is the largest seamount in the 400 km long Canary Ridge. It stands above the continental rise of NW Africa and is dominated by a westwards tilted large summit plateau delimited by abrupt flanks leading to a surrounding deeper area. Most of the seamount stands over a margin-parallel SE-NW sector accommodating 800 m of across-margin vertical offset, from 1,700 to 2,500 m. We consider that such

an accommodation is related to a crustal transition with associated fracturing. Some scarps close to the centre of the summit plateau occur directly above this depth-accommodation belt with roughly the same direction. Local faulting and magma injections according to King and Ritsema's (2000) view, might help explaining the extended volcanic activity of the Canary Ridge, which culminates on the Concepcion Bank and the islands of Fuerteventura and Lanzarote. The Canary Ridge continues north-eastwards, at around 1,500 m depth, exhibiting morphological features such as bare volcanic cones, lava pillar-like structures and volcanic crusts that we interpret as evidence of relatively recent volcanism. Furthermore, the presence of dolomite within the sediments suggests some remnant hydrothermal activity. Winding bedforms identified in the same area may be driven by contour bottom currents, flows induced by hydrothermal venting or a combination of both.

Previous studies suggest that the most active processes on seamounts take place at its shallowest parts (Pitcher et al., 2008; White and Mohn 2004; Rowden et al., 2005; Harris et al., 2004; Boehlert and Genin 2013; Wing, 1998). Our findings at Concepcion Bank would concur with this view and, furthermore, they also show a complex interaction between physical and biological processes at different time scales which highlights the significance of the underlying structural geological control (S1 Video for a general overview ; cf. Anexo III, Artículo 3). According to our interpretation, the E-W, structurally determined height difference of the base of Concepcion Bank and the westward tilting of most of

its summit plateau largely influence how hydrodynamic processes interact with the plateau floor where sediment wave fields and bioconstructions, both relict and active, have been found. Breaking internal waves propagating at the boundary between two water masses are the best candidate for delivering hydrodynamic energy at the depths where fresh-looking sediment waves and bioconstructions co-occur. The presence of relict bedforms and, likely, CWC mounds at specific sectors of the summit plateau suggest variations in oceanographic conditions, potentially related to glacial-interglacial oscillations, causing the deactivation of sedimentary and biological systems.

3.3.7. ACKNOWLEDGEMENTS

The data used in this article has been gathered in the scope of Life+ INDEMARES Project (07/NAT/

E000732) funded by the EU. The coordination of the project was carried out by Fundacion Biodiversidad from the Spanish Ministry of Agriculture, Food and Environment. The technical and scientific work was led by the Instituto Español de Oceanografía. The involvement of UB researchers in the analysis of the dataset was made possible by the EC funded research project MIDAS (GA n. 603418). Generalitat de Catalunya supported GRC Geociències Marines through grant 2014 SGR 1068. We would like to thank the officers and crews of R/V Vizconde de Eza, R/V Miguel Oliver and R/V Ángeles Alvariño and Secretaria General del Mar for their insight and expertise throughout the surveys.

3.3.8. AUTHOR CONTRIBUTIONS

Conceived and designed the experiments: JA PM JR. Performed the experiments: PMJR BA. Analyzed the data: JR MC NH BA GL DA. Contributed reagents/materials/analysis tools: PM JA JR NH BA. Wrote the paper: JR MC JA.

3.3.9. References

- Acosta J, Uchupi E, Muñoz A, Herranz P, Palomo C, Ballesteros M, et al. Geologic evolution of the Canarian Islands of Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera and comparison of landslides at these islands with those at Tenerife, La Palma and El Hierro. In: Clift P, Acosta J, editors. *Geophysics of the Canary Islands* [Internet]. Springer Netherlands; 2005. p. 1–40.
- Acosta J, Uchupi E, Muñoz A, Herranz P, Palomo C, Ballesteros M. Salt diapirs, Salt brine seeps, pockmarks and surficial sediment creep and slides in the Canary Channel off NW Africa. In: Clift P, Acosta J, editors. *Geophysics of the Canary Islands* [Internet]. Springer Netherlands; 2005. p. 41–57.
- Adams EW, Schlager W. Basic types of submarine slope curvature. *J Sediment Res.* 2000; 70 (4): 814–828.
- Anguita F, Hernan F. A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary islands. *Earth Planet Sci Lett.* 1975; 27(1): 11–9.
- Anguita F, Hernán F. The Canary Islands origin: a unifying model. *J Volcanol Geotherm Res.* 2000; 103 (1–4) :1–26.
- Aristegui J, Barton ED, Álvarez-Salgado XA, Santos AMP, Figueiras FG, Kifani S, et al. Sub-regional ecosystem variability in the Canary Current upwelling. *Prog Oceanogr.* 2009; 83 (1–4): 33–48.
- Ballard RD, Holcomb RT, van Andel TH. The Galapagos Rift at 86° W: 3. Sheet flows, collapse pits, and lava lakes of the Rift Valley. *J Geophys Res Solid Earth.* 1979; 84 (B10): 5407–422. 55. Biescas B, Sallarès V, Pelegrí JL, Machín F, Carbonell R, Buffett G, et al. Imaging meddy fine structure using multichannel seismic reflection data. *Geophys Res Lett.* 2008; 35 (11): L11609.
- Boehlert GW, Genin A. A review of the effects of seamounts on biological processes. In: Keating BH, Fryer P, Batiza R, Boehlert GW, editors. *Seamounts, islands, and atolls*

- [Internet]. American Geophysical Union; 2013. p. 319–334.
- Bosshard E, Macfarlane DJ. Crustal structure of the western Canary Islands from seismic refraction and gravity data. *J Geophys Res.* 1970; 75 (26): 4901–4918.
- Carbó A, Muñoz-Martín A, Llanes P, Álvarez J. Gravity analysis offshore the Canary Islands from a systematic survey. In: Clift P, Acosta J, editors. *Geophysics of the Canary Islands* [Internet]. Springer Netherlands; 2005. p. 113–127.
- Carracedo JC, Day S, Guillou H, Rodríguez Badiola E, Canas JA, Pérez Torrado FJ. Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. *Geol Mag.* 1998; 135 (05): 591–604.
- Chapman DC, Haidvogel DB. Formation of Taylor caps over a tall isolated seamount in a stratified ocean. *Geophys Astrophys Fluid Dyn.* 1992; 64 (1–4): 31–65.
- Clague DA, Paduan JB, Caress DW, Thomas H, Chadwick WW, Merle SG. Volcanic morphology of West Mata Volcano, NE Lau Basin, based on high-resolution bathymetry and depth changes. *Geochem Geophys Geosystems.* 2011; 12 (11)
- Clark MR, Watling L, Rowden AA, Guinotte JM, Smith CR. A global seamount classification to aid the scientific design of marine protected area networks. *Ocean Coast Manag.* 2011; 54 (1): 19–36.
- Clark MR, Tittensor D, Rogers AD, Brewin P, Schlacher T, Rowden A, et al. Seamounts, deep-sea corals and fisheries. *UNEP-WCMC Biodivers Ser* 2006.
- Clouard V, Bonneville A. How many Pacific hotspots are fed by deep-mantle plumes? *Geology.* 2001; 29 (8): 695–698.
- Correa TBS, Eberli GP, Grasmueck M, Reed JK, Correa AMS. Genesis and morphology of cold-water coral ridges in a unidirectional current regime. *Mar Geol.* 2012; 326–328: 14–27.
- Craig CH, Sandwell DT. Global distribution of seamounts from Seasat profiles. *J Geophys Res Solid Earth.* 1988; 93 (B9): 10408–10420.
- Dañobeitia JJ. Reconocimiento geofísico de estructuras submarinas situadas al norte y sur del archipiélago Canario. *Rev Soc Geol Esp.* 1988; 1: 143–155.
- Dañobeitia JJ, Collette BJ. Estudio mediante sísmica de reflexión de un grupo de estructuras submarinas situadas al Norte y Sur del archipiélago Canario. 1989.
- Dickson RR, Gould WJ, Müller TJ, Maillard C. Estimates of the mean circulation in the deep (>2,000m) layer of the Eastern North Atlantic. *Prog Oceanogr.* 1985; 14: 103–127.
- Epp D, Smoot NC. Distribution of seamounts in the North Atlantic. *Nature.* 1989; 337 (6204): 254–257.
- Favalli M, Karátson D, Mazzuoli R, Pareschi MT, Ventura G. Volcanic geomorphology and tectonics of the Aeolian archipelago (Southern Italy) based on integrated DEM data. *Bull Volcanol.* 2005; 68 (2): 157–170.
- Freiwald A, Fossä JH, Grehan A, Koslow T, Roberts JM. Cold-water coral reefs. *UNEP-WCMC Camb UK.* 2004;84.
- Geldmacher J, Hoernle K, Bogaard P van den., Duggen S, Werner R. New ⁴⁰Ar / ³⁹Ar age and geochemical data from seamounts in the Canary and Madeira volcanic provinces: Support for the mantle plume hypothesis. *Earth Planet Sci Lett.* 2005; 237 (1–2): 85–101.
- Geldmacher J, Hoernle K, Bogaard P van den, Zankl G, Garbe-Schonberg D. Earlier history of the ≤70-Ma-old Canary hotspot based on the temporal and geochemical evolution of the Selvagen Archipelago and neighboring seamounts in the eastern North Atlantic. *J Volcanol Geotherm Res.* 2001; 111 (1): 55–87.
- Guillou H, Carracedo JC, Torrado FP, Badiola ER. K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *J Volcanol Geotherm Res.* 1996; 73 (1–2): 141–155.
- Gregg TKP, Chadwick WW. Submarine lava-flow inflation: A model for the formation of lava pillars. *Geology.* 1996; 24 (11): 981–984.
- Gee MJR, Watts AB, Masson DG, Mitchell NC. Landslides and the evolution of El Hierro in the Canary Islands. *Mar Geol.* 2001; 177 (3–4): 271–293.
- Grosse P, van Wyk de Vries B, Euillades PA, Kervyn M, Petrinovic IA. Systematic morphometric characterization of volcanic edifices using digital elevation models. *Geomorphology.* 2012; 136 (1): 114–131.
- Harris RN, Fisher AT, Chapman DS. Fluid flow through seamounts and implications for global mass fluxes. *Geology.* 2004; 32 (8): 725–728.
- Hernández Guerra A, López Laatzen F, Machín F, Armas D de, Pelegrí JL. Water masses, circulation and transport in the eastern boundary current of the North Atlantic

- subtropical gyre. *Sci Mar*. 2001; 65 (1): 177–186.
- Heezen BC, Tharp M, Ewing M. The floors of the oceans I. The North Atlantic. *Geol Soc Am Spec Pap*. 1959; 65: 1–126.
- IEO. Caracterización del Banco de La Concepción. Informe del Instituto Español de Oceanografía-Centro Oceanográfico de Canarias. Proyecto LIFE+ INDEMARES (LIFE07/NAT/E/000732). Fundación Biodiversidad, Madrid, 278 p. [Internet]. 2013. Available at <http://hdl.handle.net/10508/1757>.
- Hinz K, Dostmann H, Fritsch J. The continental margin of Morocco: Seismic sequences, structural elements and geological development. In: von Rad DU, Hinz PDK, Sarnthein PDM, Seibold PDE, editors. *Geology of the dorthwest African continental margin* [Internet]. Springer Berlin Heidelberg; 1982 [cited 2014 Dec 4]. p. 34–60. Available at http://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-642-68409-8_3.
- Hobson RD. Surface roughness in topography: quantitative approach. *Spat Anal Geomorphol*. 1972; 221–245.
- Howe JA, Stoker MS, Masson DG, Pudsey CJ, Morris P, Larter RD, et al. Seabed morphology and the bottom-current pathways around Rosemary Bank seamount, northern Rockall Trough, North Atlantic. *Mar Pet Geol*. 2006; 23 (2): 165–181.
- IHO. Standardization of Undersea Feature Names (Guidelines, Proposal Form Terminology) 4th edition [Internet]. International Hydrographic Organization and International Oceanographic Commission International Hydrographic Bureau. 2008 [cited 2013 Dec 9]. Available: http://www.iho.int/iho_pubs/bathy/B6_e4_ES_Nov08.pdf.
- Jackson JA, Mehl JP, Neuendorf KKE. *Glossary of Geology*. Springer Science & Business Media; 2005. 802 p.
- King SD, Ritsema J. African hot spot volcanism: small-scale convection in the upper mantle beneath cratons. *Science*. 2000; 290 (5494): 1137–1140.
- Klügel A, Hansteen TH, Bogaard P van den, Strauss H, Hauff F. Holocene fluid venting at an extinct Cretaceous seamount, Canary archipelago. *Geology*. 2011; 39 (9): 855–858.
- Knoll M, Hernández-Guerra A, Lenz B, López Laatzén F, Machín F, Müller TJ, et al. The Eastern Boundary Current system between the Canary Islands and the African Coast. *Deep Sea Res Part II*. 2002; 49 (17): 3427–3440.
- Kuhlmann H, Freudenthal T, Helmke P, Meggers H. Reconstruction of paleoceanography off NW Africa during the last 40,000 years: influence of local and regional factors on sediment accumulation. *Mar Geol*. 2004; 207 (1–4): 209–224.
- Lancelot Y, Winterer EL. Introduction and summary of results, deep sea drilling project leg 50. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project: Washington, US Government Printing Office, 1980, vol. 50, p. 801–82.
- Machín F, Hernández-Guerra A, Pelegrí JL. Mass fluxes in the Canary Basin. *Prog Oceanogr*. 2006; 70 (2–4): 416–447.
- Mason E, Colas F, Molemaker J, Shchepetkin AF, Troupin C, McWilliams JC, et al. Seasonal variability of the Canary Current: a numerical study. *J Geophys Res Oceans* 1978–2012. 2011; 116(C6):76.
- Masson DG. Catastrophic collapse of the volcanic island of Hierro 15 ka ago and the history of landslides in the Canary Islands. *Geology*. 1996; 24 (3): 231–234.
- Masson DG, Watts AB, Gee MJR, Urgeles R, Mitchell NC, Le Bas TP, et al. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Sci Rev*. 2002; 57 (1–2): 1–35.
- Mienis F, de Stigter HC, White M, Duineveld G, de Haas H, van Weering TCE. Hydrodynamic controls on cold-water coral growth and carbonate-mound development at the SW and SE Rockall Trough margin, NE Atlantic Ocean. *Deep Sea Res Part I*. 2007; 54 (9): 1655–1674.
- Mittelstaedt E. The ocean boundary along the northwest African coast: Circulation and oceanographic properties at the sea surface. *Prog Oceanogr*. 1991; 26 (4): 307–355.
- Morato T, Pitcher TJ, Clark MR, Menezes G, Tempera F, Porteiro F, Giacomello E, Santos RS. Can we protect seamounts for research? A Call for conservation. *oceanography*. 2010; 23 (1) : 190–199.
- Neumann E, Vannucci R, Tiepolo M, Griffin WL, Pearson NJ, O'Reilly SY. Sharp continent-ocean transition in the area of the Canary Islands: Evidence from upper mantle and lower crustal xenoliths. *AGU Spring Meet Abstr*. 2005.
- Morgan WJ. Convection plumes in the lower mantle. *nature*. 1971; 230 (5288): 42–43.
- Pelegrí JL, Marrero-Díaz A, Ratsimandresy AW.

- Nutrient irrigation of the North Atlantic. *Prog Oceanogr.* 2006; 70 (2): 366–406.
- Pitcher TJ, Morato T, Hart PJB, Clark MR, Haggan N, Santos RS. *Seamounts: Ecology, Fisheries & Conservation.* John Wiley & Sons; 2008. 553 p.
- Pomar L, Morsilli M, Hallock P, Bádenas B. Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record. *Earth-Sci Rev.* 2012; 111 (1–2): 56–81.
- Quevedo-González L. Características sedimentológicas de los montes submarinos canarios de Amanay, El Banquete y el Banco de la Concepción. Universidad de Las Palmas Gran Canaria [Internet]. 2012 [cited 2016 Feb 9]. Available at <http://acceda.ulpgc.es/handle/10553/9081>.
- Richardson PL, Bower AS, Zenk W. A census of Meddies tracked by floats. *Prog Oceanogr.* 2000; 45 (2): 209–218.
- Richardson PL, McCartney MS, Maillard C. A search for meddies in historical data. *Dyn Atmospheres Oceans.* 1991; 15 (3–5): 241–65.
- Rivera J, Lastras G, Canals M, Acosta J, Arrese B, Hermida N, et al. Construction of an oceanic island: Insights from the El Hierro (Canary Islands) 2011–2012 submarine volcanic eruption. *Geology.* 2013; 41 (3): 355–358.
- Roberts JM, Brown CJ, Long D, Bates CR. Acoustic mapping using a multibeam echosounder reveals cold-water coral reefs and surrounding habitats. *Coral Reefs.* 2005; 24 (4): 654–669.
- Roberts JM, Wheeler AJ, Freiwald A. Reefs of the deep: The biology and geology of cold-water coral ecosystems. *Science.* 2006; 312 (5773): 543–547.
- Roden GI. Effect of seamounts and seamount chains on ocean circulation and thermohaline structure. *Seamounts Isl Atolls.* 1987; 335–354.
- Rowden AA, Clark MR, Wright IC. Physical characterisation and a biologically focused classification of “seamounts” in the New Zealand region. *N Z J Mar Freshw Res.* 2005; 39 (5): 1039–1059.
- Schmidt R, Schmincke H-U. *Seamounts and island building.* Academic Press, San Diego, CA; 2000. p. 383–402.
- Schmincke H-U. Magmatic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira, and Azores Island groups. *Geol Soc Am Bull.* 1973; 84 (2): 633–648.
- Siddall M, Rohling EJ, Almogi-Labin A, Hemleben C, Meischner D, Schmelzer I, et al. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature.* 2003; 423 (6942): 853–858. PMID: 12815427
- Smith DK, Cann JR. The role of seamount volcanism in crustal construction at the Mid-Atlantic Ridge (24°–30°N). *J Geophys Res Solid Earth.* 1992; 97 (B2): 1645–1658.
- Staudigel H, Clague D. The geological history of deep-sea volcanoes: biosphere, hydrosphere, and lithosphere interactions. *Oceanography.* 2010; 23 (01) :58–71.
- Staudigel H, Koppers A, Lavelle JW, Pitcher T, Shank T. Defining the word “Seamount.” *Oceanography.* 2010; 23 (01) :20–21.
- Svensen H, Planke S, Jamtveit B, Pedersen T. Seep carbonate formation controlled by hydrothermal vent complexes: a case study from the Voring Basin, the Norwegian Sea. *Geo-Mar Lett.* 2003; 23(3–4):351–8.
- Tomczak M Jr.. An analysis of mixing in the frontal zone of South and North Atlantic Central Water off North-West Africa. *Prog Oceanogr.* 1981; 10(3):173–192.
- Uchupi E, Emery KO, Bowin CO, Phillips JD. Continental margin off western Africa; Senegal to Portugal AAPG Bull. 1976; 60 (5): 809–878.
- UNEP, World Conservation Monitoring Center & Census of Marine Life on Seamounts Program, Data Analysis Working Group. *Seamounts, deep-sea corals and fisheries: vulnerability of deep-sea corals to fishing on seamounts beyond areas of national jurisdiction.* UNEP/Earthprint; 2006.
- Urgeles R, Masson DG, Canals M, Watts AB, Le Bas T. Recurrent large-scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands. *J Geophys Res Solid Earth.* 1999; 104(B11):25331–25348.
- Urgeles R, Canals M, Baraza J, Alonso B, Masson D. The most recent megalandslides of the Canary Islands: El Golfo debris avalanche and Canary debris flow, west El Hierro Island. *J Geophys Res Solid Earth.* 1997; 102 (B9): 20305–20323.
- van den Bogaard, P. (2013). The origin of the Canary Island Seamount Province—New ages of old seamounts. *Scientific reports*, 3, 2107. doi:10.1038/srep02107.
- Vogt PR, Smoot NC. The Geisha Guyots: Multibeam bathymetry and morphometric interpretation. *J Geophys Res Solid Earth.* 1984; 89 (B13): 11085–110107.
- Watts AB, Masson DG. A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *J Geophys*

- Res Solid Earth. 1995; 100(B12):24487–24498.
- Watts A, Masson D. New sonar evidence for recent catastrophic collapses of the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Bull Volcanol.* 2001; 63 (1): 8–19.
- Weigel W, Goldflam P, Hinz K. The crustal structure of Concepcion Bank. *Mar Geophys Res.* 1978; 3 (4): 381–392.
- Weigel W, Wissmann G, Goldflam P. Deep Seismic Structure (Mauritania and Central Morocco). In: von Rad DU, Hinz PDK, Sarthein PDM, Seibold PDE, editors. *Geology of the Northwest African Continental Margin.* Springer Berlin Heidelberg; 1982. p. 132–159.
- Wessel P, Sandwell D, Kim S-S. The global seamount census. *Oceanography.* 2010; 23 (01): 24–33.
- White M, Mohn C. Seamounts: a review of physical processes and their influence on the seamount ecosystem. *Oasis Rep Contract;* 2004; (38).
- Wilson JT. A Possible Origin of the Hawaiian Islands. *Can J Phys.* 1963; 41 (6): 863–870.
- Wing SR. Breaking internal waves on a Florida (USA) coral reef: a plankton pump at work? *Mar Ecol Prog Ser.* 1998; 166: 83–97
- Yesson C, Clark MR, Taylor ML, Rogers AD. The global distribution of seamounts based on 30 arc seconds bathymetry data. *Deep Sea Res Part Oceanogr Res Pap.* 2011; 58 (4): 442–453.

RESUMEN DE RESULTADOS

En la erupción submarina que tuvo lugar al sur de la Restinga en la isla de El Hierro de Octubre de 2011 a febrero de 2012 se ha podido medir un aumento de volumen en el lecho marino de $329 \times 106 \text{ m}^3$.

Del volumen total de material emitido $102 \times 106 \text{ m}^3$ corresponderían al cono del volcán y $227 \times 106 \text{ m}^3$ a los alrededores de la zona de emisión.

La tasa de emisión calculada muestra una profusa emisión de material al comienzo del proceso, con valores estimados de 6 millones de m^3 diarios. Este ritmo fue disminuyendo progresivamente hasta tasas de emisión menores de un millón de metros cúbicos a los cuatro meses del comienzo de la erupción.

Mientras que el incremento de volumen total siempre fue en aumento, en la zona cercana al centro efusivo esto no siempre fue así. En el primer mes de actividad eruptiva se observaron importantes disminuciones de volumen debidas a fenómenos de colapso y movimientos gravitacionales, responsables de un decremento neto de volumen de hasta 26 millones de m^3 en cierto periodo.

El nuevo volcán, posteriormente bautizado como Tagoro, supone un incremento de volumen para el edificio insular de El Hierro de 0,006 %. Teniendo en cuenta estos datos y la edad de la isla serían necesarias unas 9,000 erupciones como esta con un periodo de recurrencia de 125 años hasta llegar a las dimensiones actuales de El Hierro.

En el mapa publicado en uno de los artículos que se presentan se puede ver con detalle que la forma y dimensiones del volcán estudiado son muy similares a las de otros conos volcánicos próximos. Esto apunta a que el volcán Tagoro es un buen ejemplo de los sucesos eruptivos responsables de la construcción de la isla volcánica más joven del archipiélago de Canarias.

La cresta que presentan tanto el volcán Tagoro como los conos próximos, indican una alimentación fisural de las estructuras. La dirección que predomina en todas estas crestas es NNW-SSW marcando una línea en esta dirección entre el rift sur de El Hierro y la propia isla.

En el extremo oriental de la CISP se localiza el banco de Concepción. Con un volumen de $2,730 \text{ km}^3$ es el mayor de los montes submarinos del conjunto. Su cima plana indica que ha estado emergido en el pasado y su inclinación que está, o ha estado sujeto, a tensiones estructurales.

El basculamiento de la estructura hacia el oeste deducido de su análisis morfométrico se ha interpretado como el resultado de su emplazamiento sobre una zona de corteza de transición.

Este estudio morfométrico también sugiere la existencia de actividad hidrotermal y su relación con ciertas formas de fondo.

La presencia de conos volcánicos adosados a los flancos del banco de Concepción sugieren mecanismos constructivos análogos a los observados en la Isla de El Hierro.

Mientras que su cima aplacerada, que caracteriza a la estructura como *guyot*, es la plataforma de abrasión resultado de la erosión subaerea que denota la avanzada edad de la estructura.

Un extenso campo de ondas de sedimento coincidentes con una extensión importante, aunque menor, de montículos de colares de aguas frías sugieren la existencia de un fenómeno hidrodinámico notable a una profundidad de 600-700 m que ha sido relacionada con la posible existencia de una zona de rotura de ondas internas asociadas al contacto entre el AAIW y NACW.

CAPÍTULO 4

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES



CAPÍTULO 4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

4.1. DISCUSIÓN

4.1.1. VALORACIÓN DE LAS TÉCNICAS Y LOS DATOS EMPLEADOS

Es indudable que los progresos en el conocimiento de la geología de Canarias en las últimas décadas han estado ligados directamente y en gran medida a las aportaciones de los estudios geofísicos marinos (cf. apdo. 1.4.1). Los mayores avances en la comprensión del marco estructural se han conseguido gracias a campañas oceanográficas en las que se emplearon técnicas batimétricas, sísmicas, gravimétricas y magnéticas. Al ritmo de las publicaciones subsiguientes, los resultados de estas campañas han servido para reforzar o descartar teorías sobre el origen y la evolución de las islas que habían sido desarrolladas, fundamentalmente, a partir de evidencias terrestres. No obstante, los estudios geológicos terrestres por métodos directos siguen presentando la doble ventaja de tener un coste económico mucho menor a la vez que proporcionan un detalle mayor. Pero estudiar la parte emergida de Canarias equivale a estudiar sólo la punta del iceberg, y por este motivo, los estudios oceanográficos son parte esencial en la comprensión de la geología de Canarias.

Mientras no existen diferencias reseñables entre los análisis de las muestras obtenidas en tierra y las obtenidas en el mar, la toma de muestras es muy distinta, sobre todo en cuanto a coste y precisión (cf. apdo. 2.1.1). La información obtenida mediante captu-

ra de imagen, (fotografía y vídeo) proporcionada por el ROV *Liropus* aporta un alto grado de detalle del lecho marino. No obstante, el empleo de ROVs es costoso, tanto en términos económicos como de tiempo. Así, el recubrimiento conseguido con el esfuerzo de muestreo habitualmente asumible en una campaña es ínfimo respecto a la extensión total del área estudiada. Además, en determinadas circunstancias, como en el caso presentado de un episodio eruptivo submarino en plena actividad, el uso de los métodos ópticos resulta imposible (cf. apdo. 3.2).

Desde el punto de vista de la geomorfología, los DEM obtenidos a partir de datos de ecosondas multihaz, son los que mejor muestran la forma de Canarias más allá de la línea de costa. El inconveniente es que, a día de hoy, la precisión alcanzada con las mejores ecosondas multihaz montadas en el casco de un buque permite discriminar, a lo sumo, bloques decamétricos. Esto es debido al tamaño de la huella de los haces acústicos (en inglés *foot print*) a las considerables profundidades en que se encuentran la mayor parte de los edificios volcánicos insulares. En general, los datos de retrodispersión (en inglés *backscatter*) que también proporcionan las ecosondas multihaz son muy útiles en la caracterización acústica de tipos de fondo (cf. apdo. 2.1.2). Sin embargo, en fondos volcánicos donde

predomina la roca desnuda la señal del eco reflejado llega saturada y mezclada con falsos ecos debidos a rebotes múltiples (en inglés *multipath*) del pulso emitido, cosa que disminuye, cuando no anula por completo, su valor para la caracterización de fondos. Esta seria limitación se debe a la elevada rugosidad del lecho, con abundancia de bordes y, a menudo, pendientes también pronunciadas, igualmente propias de los fondos volcánicos. El tercer producto de las modernas ecosondas multihaz es el registro de la columna de agua. Esta funcionalidad, que en ecosondas monohaz ya contaba con un gran desarrollo, se implementó comercialmente en las ecosondas multihaz en torno al año 2009, tanto en el *software* de adquisición como en el de procesado (Colbo et al., 2014). En el contexto que nos ocupa, tienen una gran utilidad para la localización y estudio de emanaciones de fluidos submarinos (cf. apdo. 3.2).

Teniendo en cuenta lo anteriormente expresado, hay que destacar que para este trabajo se ha contado con dos conjuntos de datos extraordinarios y muy bien ajustados a los objetivos de la tesis (cf. apdo. 1.3). Por un lado, se ha podido disponer del levantamiento batimétrico de mayor detalle realizado hasta la fecha en el banco de Concepción, al norte de la Dorsal Canaria, donde la mayoría de teorías sitúan el origen del archipiélago basándose en las dataciones de los escudos insulares (cf. apdo. 1.4.1). El banco de Concepción, un ejemplo perfecto de edificio antiguo dentro de la CISP, ha sido estudiado en esta tesis mediante herramientas avanzadas de cartografiado con el apoyo de muestreos de comprobación (cf. apdo. 3.3). Por otro lado, se ha abordado el estudio del volcán

submarino de La Restinga (recientemente bautizado como volcán Tagoro), en El Hierro, resultante de la erupción más reciente conocida en Canarias. Aunque en otras zonas volcánicas ya se habían empleado técnicas acústicas para el seguimiento de erupciones submarinas, los datos acústicos de que se ha dispuesto para esta tesis han permitido monitorizar por primera vez una erupción submarina con una periodicidad regular desde el inicio hasta el final del proceso eruptivo (cf. apdo. 3.1). Los registros de video y los muestreos directos, que en el caso del banco de Concepción pudieron ser practicados de acuerdo con los estándares metodológicos habituales, tuvieron que ser adaptados a las especiales características del medio durante el estudio de la erupción del volcán Tagoro (Fig. 4.1). Ello hace de los trabajos efectuados un caso singular, válido como referencia para futuras intervenciones en escenarios similares (cf. apdo. 3.2).

Mientras que los métodos de observación directa mediante captura de imagen sólo fueron útiles más allá de la zona eruptiva, los métodos acústicos, aunque con restricciones, pudieron ser empleados en la zona de emisión, suministrando la información más abundante y valiosa acerca del proceso eruptivo. Como método de adquisición se empleó principalmente la ecosonda de multihaz, con especial atención a la columna de agua. No obstante, también se usaron otros tipos de ecosonda como la EK60 de Konsberg, diseñada para el estudio de la ictiofauna pelágica y que en esta ocasión se empleó para obtener información adicional sobre la distribución del material piroclástico en suspensión en la columna de agua. La ecosonda hidrográfica mono-

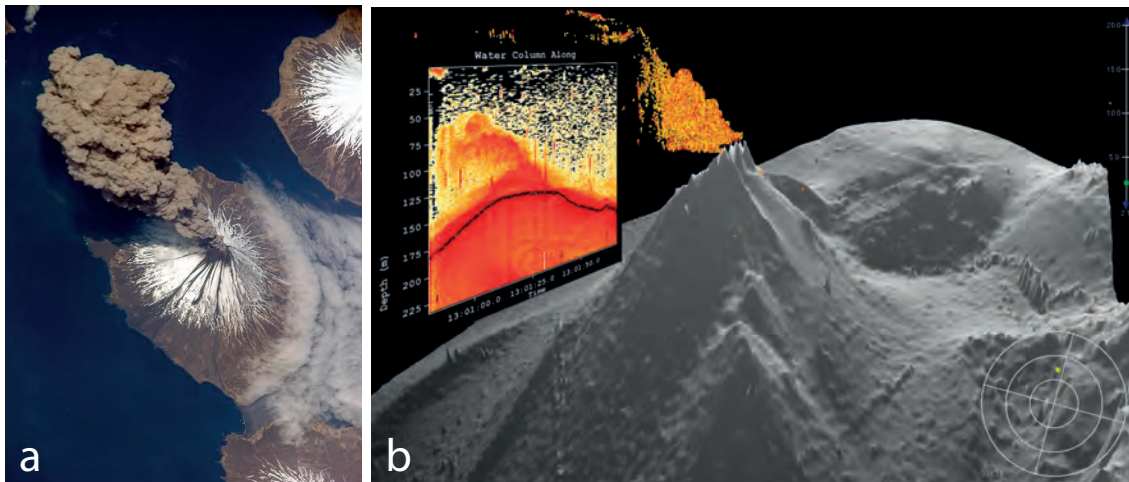


Figura 4.1. Emisiones subaéreas y submarinas. (a) Vista de satélite de un volcán en erupción en una isla oceánica en la que se puede ver el efecto del viento en la columna de emisión y en las nubes condensadas en la cara de barlovento (derecha de la imagen) debido al efecto föehn. (b) Modelo digital de elevaciones del lecho marino (en gris) y nube de puntos de alta retrodispersividad acústica en la columna de agua en gama de rojos durante la erupción del volcán Tagoro en 2011-12 en El Hierro. Las imágenes corresponden a los dos escenarios posibles de una erupción en Canarias.

haz EA600 fue empleada en modo pasivo (solamente recepción) para poder registrar gráficamente en el ecograma las explosiones submarinas que se iban produciendo durante la erupción.

4.1.2. EVIDENCIAS MORFOLÓGICAS DE LA EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL; JUVENTUD Y SENESCENCIA DE LOS MONTES SUBMARINOS CANARIOS

Los edificios volcánicos de la CISP han seguido una evolución semejante a la de otras islas oceánicas y montes submarinos. En la fase de escudo, una serie de erupciones submarinas recurrentes conforman el núcleo del edificio, el cual, alcanzada una cierta profundidad, cambia de un régimen efusivo, que produce fundamentalmente lavas almohadilladas, a un régimen más explosivo con emisiones de material piroclástico. En la isla de La Palma ese límite crítico se situó a 700 m de profundidad (Staudigel y Clague, 2010) (cf. apdo. 1.2.1). En las áreas investigadas en esta tesis se

han producido ambos tipos de erupciones. Tanto en un edificio joven, como El Hierro, como en uno mucho más antiguo, como es el banco de Concepción, donde hay un número elevado de conos volcánicos submarinos adosados a los flancos del edificio principal, los cuales se extienden en un amplio rango de profundidades, desde la superficie de abrasión del oleaje en la cima hasta más allá del pie de talud. Estos conos adosados son responsables, en una proporción notable, del crecimiento de los edificios sobre los que se han desarrollado. En El Hierro, donde son más fácilmente cuantificables gracias a la juventud del edificio y su menor recubrimiento sedimentario, los volúmenes de estos conos adosados oscilan en torno a los $500 \times 10^6 \text{ m}^3$, aunque el volumen más frecuente es de unos $100 \times 10^6 \text{ m}^3$ (cf. apdo. 3.1). El nuevo volcán Tagoro alcanzó un volumen final muy similar: $102 \times 10^6 \text{ m}^3$. En este contexto, no obstante, hay que tener muy en cuenta que las volumetrías de los conos formados

a menos de 700 m de profundidad deben ser transformadas a una densidad equivalente para poder establecer comparaciones entre conos formados a profundidades distintas. La densidad del material emitido no solo influye en el cálculo del volumen del cono si no en la dispersión del material que lo forma. En el volcán Tagoro el volumen ($100 \times 10^6 \text{ m}^3$) de roca equivalente no densa (NDRE, de las siglas en inglés de non-dense rock equivalent), o roca porosa o roca equivalente no densa (NDRE, de las siglas en inglés de *non-dense rock equivalent*) que conforma el cono ($100 \times 10^6 \text{ m}^3$) representa menos de un tercio del incremento del volumen total que supuso la erupción ($329 \times 10^6 \text{ m}^3$). Esta volumetría total, realizada sobre los depósitos piroclásticos acumulados en los relieves negativos anteriores a la erupción a lo largo de su recorrido hacia la llanura abisal, no tiene en cuenta sin embargo la fracción más fina de las cenizas que, en suspensión en la columna de agua, haya podido dispersarse en un área mucho mayor. La potencia de los depósitos de ceniza en lugares más o menos alejados del foco eruptivo es escasa (generalmente, unos pocos centímetros) y, por tanto, indetectable para la ecosonda de multihaz, pero su extensión, a la vista de los registros de la columna de agua, debe tener dimensiones considerables.

Los conos volcánicos localizados al noreste del banco de Concepción son un buen ejemplo de erupciones ocurridas en aguas profundas. El hecho de haberse desarrollado en un área recubierta de sedimentos facilita distinguir su contorno en los registros de retrodispersividad. Su alta impedancia destaca sobre la baja retrodispersividad de

los sedimentos que rodean estos conos, haciendo más nítido su contorno (Fig. 3.19). Se trata de edificios simétricos y sin crestas que permitan relacionarlos con erupciones de tipo fisural. Los videos muestran una superposición de capas basálticas correspondientes a coladas sucesivas, en las que se hace evidente que la elevada presión hidrostática contuvo la expansión de la lava.

El volcán Tagoro es un magnífico ejemplo de erupción en aguas someras. En el transcurso de la erupción, se pudieron medir los volúmenes de NDRE así como los volúmenes de la misma removilizados por tres tipos de mecanismos distintos: gravitacionales, de colapso del sistema efusivo superficial, y explosivos. En este sentido, destaca la explosión que tuvo lugar el 8 de Noviembre de 2012, que desplazó un bloque de $500 \times 200 \text{ m}$, además de causar la removilización de 16 millones de m^3 de material piroclástico (cf. apdo. 3.1). Este evento tuvo su reflejo en la superficie del mar, si bien amortiguado por el peso de una columna de agua de unos 400 m de altura. Aún así, en la superficie del mar se produjo una elevación de varios metros en un radio de más de 100 m (Ver Video tn. cf. Anexos IV). Posteriormente la lava continuó fluyendo de forma más constante recubriendo las evidencias morfológicas dejadas por este evento explosivo, por lo que el relieve final es muy similar al de otros conos volcánicos próximos.

Tanto el cono volcánico monitorizado como otros conos adyacentes muestran claramente una cresta de dirección NNW que evidencia la naturaleza fisural de las erupciones que los han originado. La dirección exacta de la cresta del volcán Tagoro

es 335°N. En la misma dirección, y hacia el NNW, se detecta en el DEM una alineación que alcanza el volcán Tanganasoga, en la isla de El Hierro. A este volcán se le atribuyen unos depósitos piroclásticos traquíticos de 8,69 ka que ponen de manifiesto la ocurrencia de erupciones explosivas holocenas en El Hierro (Pellicer, 1977). En la misma dirección geográfica, aunque en sentido opuesto, es decir hacia el SSE, hay una alineación de volcanes submarinos tangentes a una plataforma horizontal, o *plateau*, desarrollada sobre el propio rift sur a 1.000 m de profundidad (Fig. 4.2) (Map 1:25,000; cf. Anexo III, Artículo 2). Los volcanes que forman dicha alineación son similares en tamaño y forma al cono del volcán Tagoro. Por tanto, el conjunto de edificios volcánicos distribuidos a lo largo de la alineación descrita relaciona estructuralmente, mediante evidencias morfológicas, el volcán Tanganasoga, el volcán Tagoro y la plataforma del rift sur de El Hierro.

Por el conjunto de sus características, el rift sur ya fue señalado como una estructura anterior y ajena en sentido estricto a la isla de El Hierro (Gee et al., 2001; Acosta et al., 2005). Más tarde, una datación del material volcánico que lo forma permitió asignar al rift sur una edad de 133 Ma, dato que confirmó dicha interpretación (van den Bogaard, 2013). Se trata de una edad muy superior a la de otros edificios, como el propio banco de Concepción (18 Ma) o el monte submarino Dacia (47 Ma), ambos en fase de *guyot*. Tal edad está próxima a la del monte submarino Tropical (119 Ma), que también es un *guyot*. Los montes submarinos más cercanos al rift sur de El Hierro son los montes Henry (126 Ma) y Bisabuelas (142 Ma). El monte submarino

Echo, también en fase de *guyot*, está algo más alejado hacia el sur (Fig. 3.8). Este conjunto de evidencias morfológicas y edades sugieren que la plataforma del rift sur de El Hierro es en realidad una superficie de erosión subaérea hundida por efecto de la isostasia hasta 1.000 m de profundidad. El emplazamiento del volcán Tagoro se sitúa, por tanto, entre el edificio principal de la isla de El Hierro, de 1,2 Ma, y una estructura anterior que conforma el rift sur, y que tiene la notable edad de 133 Ma. Todo ello testimonia la larga historia de episodios eruptivos que se han sucedido en la CISP, cuya última expresión ha sido precisamente la erupción del volcán Tagoro aquí estudiado (Fig. 3.8 y Tabla 1.1).

En la primera fase de la erupción del volcán Tagoro, en Octubre de 2011, destaca la presencia de globos de lava (en inglés, *lava balloons*) y otros piroclastos de color blanquecino que primero fueron denominados *restingolitas* y, tras su análisis, fueron clasificados como *xeno-pumitas* (Troll et al., 2012). Las *xeno-pumitas* son xenolitos con aspecto de piedra pómez formados por materiales sedimentarios arrastrados por la lava hasta la superficie (Longpré et al., 2014; Rodríguez-Losada et al., 2015; Berg et al., 2016). En este material sedimentario se descubrió la presencia de nanofósiles, concretamente coccolitofóridos del Cretácico en unas muestras y pliocuaternarios en otras, revelando así la existencia de un hiato en la representación del registro fósil de unos 80 Ma (Zaczek et al., 2015).

La evolución de la erupción del volcán Tagoro indica que el trayecto recorrido por el magma no fue directo ni la efusión continua. El magma se habría repartido

en distintos niveles asimilados a cámaras magmáticas, y el flujo habría estado sometido a cierto control estructural (Martí et al., 2017). Estudios geofísicos permitieron identificar un nivel de acumulación a 10 km de profundidad, atribuido a la base de la corteza oceánica y que geográficamente se localiza en el centro de la isla, bajo el volcán Tanganasoga (Montesinos et al., 2006; Martí et al., 2017). El magma habría alcanzado esa profundidad entre julio y agosto de 2011, y se fue acumulando allí

hasta finales de septiembre, cuando empezó a desplazarse, en oblicuo hacia el sur, hasta un nivel superior que correspondería a la profundidad donde se localizan los depósitos sedimentarios más antiguos; justo sobre la corteza oceánica (González et al., 2013). Este hecho explicaría la presencia de nanofósiles cretácicos. En este nivel, en una zona localizada entre Orchilla y La Restinga, el magma se fue presurizando hasta que el 8 de octubre de 2011 comienza un recorrido horizontal de 5 km hacia el su-

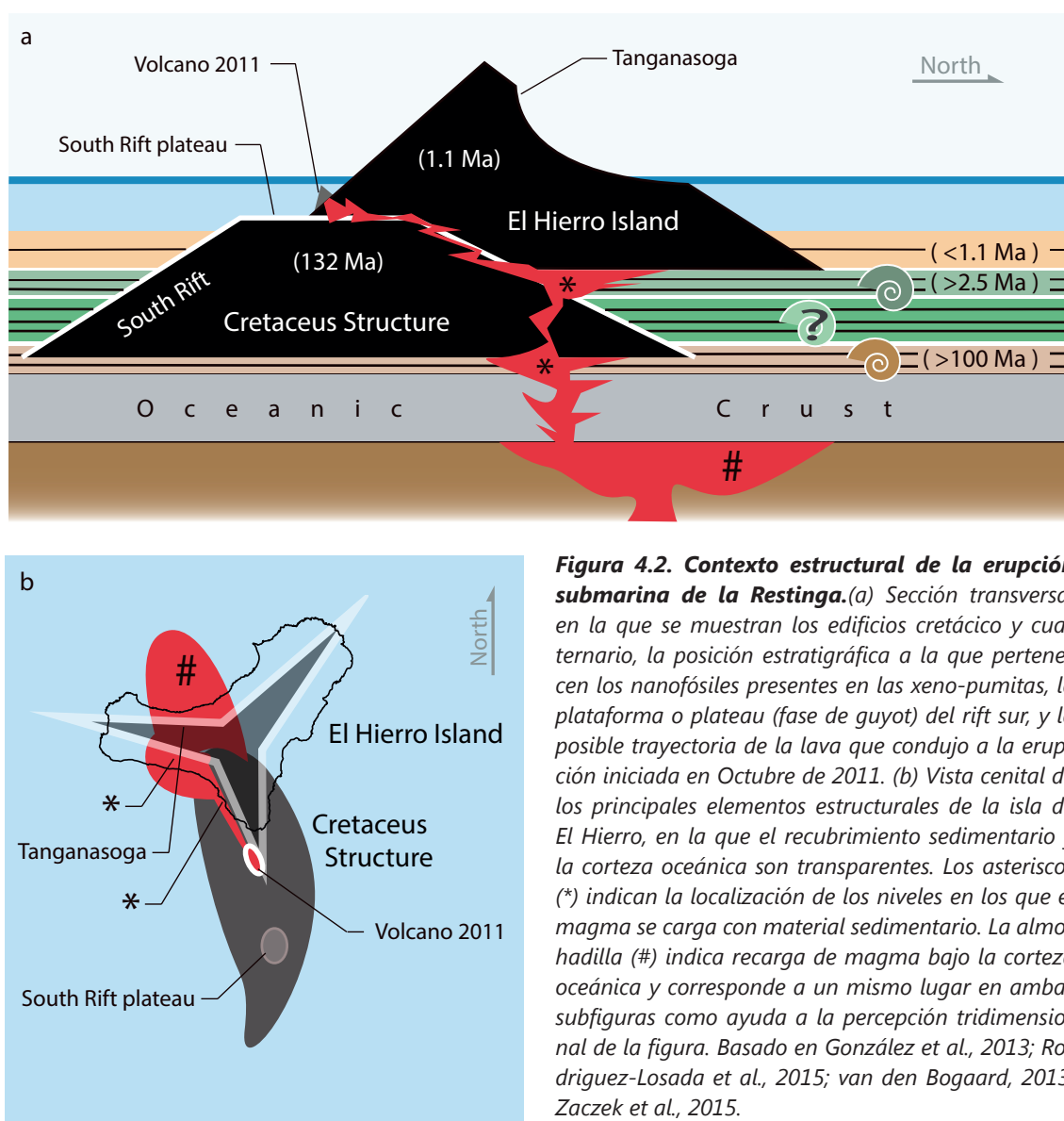


Figura 4.2. Contexto estructural de la erupción submarina de la Restinga.(a) Sección transversal en la que se muestran los edificios cretácico y cuaternario, la posición estratigráfica a la que pertenecen los nanofósiles presentes en las xeno-pumitas, la plataforma o plateau (fase de guyot) del rift sur, y la posible trayectoria de la lava que condujo a la erupción iniciada en Octubre de 2011. (b) Vista cenital de los principales elementos estructurales de la isla de El Hierro, en la que el recubrimiento sedimentario y la corteza oceánica son transparentes. Los asteriscos (*) indican la localización de los niveles en los que el magma se carga con material sedimentario. La almohadilla (#) indica recarga de magma bajo la corteza oceánica y corresponde a un mismo lugar en ambas subfiguras como ayuda a la percepción tridimensional de la figura. Basado en González et al., 2013; Rodríguez-Losada et al., 2015; van den Bogaard, 2013; Zaczek et al., 2015.

reste, descrito como «suave y somero» por González et al. (2013). Todo ello desembocó en la erupción submarina que daría lugar al volcán Tagoro, iniciada a 363 m de profundidad bajo el nivel del mar el 12 de Octubre de 2011, de acuerdo con los más recientes análisis (González et al., 2013; Rodríguez-Losada et al., 2015).

El escenario que muestra la figura 4.2 explicaría la sucesión de acontecimientos en el último tramo del recorrido del magma a la vez que explicaría la presencia de nanofósiles cretácicos y pliocuaternarios en las restingolitas y la ausencia de registro fósil correspondiente a la secuencia estratigráfica entre ambos períodos. Otra evidencia interesante que apoya el modelo de la figura 4.2 es la alta proporción de uranio en las *xeno-pumitas* analizadas por Rodríguez-Losada et al. (2015), y que dichos autores atribuyen a que el magma atravesó lugares con actividad hidrotermal significativa. Esta información, junto con la actividad holocena detectada por Klügel et al. (2011) en el cercano monte submarino Henry, sugiere que el magma de la erupción de 2011 podría haber empleado en el tramo final de su ascenso, las fisuras hidrotermales que conectaban el rift sur con el citado monte submarino. La actividad hidrotermal en montes submarinos es, por otra parte, relativamente frecuente y puede mantenerse en el tiempo más de 100 Ma (Harris et al., 2004) (cf. apdo. 1.2.2).

Respecto a las formas que caracterizan la senescencia de los montes submarinos canarios, y volviendo al “viejo” banco de Concepción, vemos que en su morfología destaca, además de su forma de *guyot*, una serie de terrazas existentes en el borde

de su *plateau* que podrían resultar de una exposición subaerea pretérita de la estructura. Cada nivel de terraza sería el resultado de la erosión del oleaje en un nivel eustático anterior; es decir correspondería a un acantilado costero (Fig. 3.14). Dadas las profundidades a las que se hallan estas terrazas (más de 1.000 m), es necesario asumir un notable hundimiento isostático de la estructura para sustentar esta interpretación, tal como se discutirá más adelante. Otro detalle relevante es que la amplia meseta cumbre del banco de Concepción no es totalmente horizontal, como cabría esperar, si no que su mitad occidental está basculada 2° hacia el WNW, circunstancia que también se refleja en la base de su talud (cf. apdo. 3.3.4)(Fig. 3.11). Por otra parte, las terrazas perimetrales muestran una inclinación progresiva en los sectores SW y NW del banco (Figs. 3.12 y 3.20, Tabla 3.3). Del análisis de la pendiente en cada terraza se desprende que existe un aumento de la inclinación según aumenta la profundidad, es decir, en las terrazas situadas a niveles más bajos (Figs. 4.3 y 3.20). En cierto modo, esta disposición es semejante a la que muestran los reflectores de un perfil sísmico en un lugar afectado por la subsidencia, e indica que durante un cierto periodo de tiempo, posiblemente coincidiendo con la emersión de la estructura, el basculamiento fue continuo.

Además, en la amplia meseta cumbre del banco de Concepción, hay un escarpe relacionado con una fractura de dirección NNW–SSW, que sería la expresión de un comportamiento frágil (no dúctil) de las capas superiores del monte submarino en respuesta al basculamiento (Fig. 3.14). Los análisis de los sedimentos en la zona del

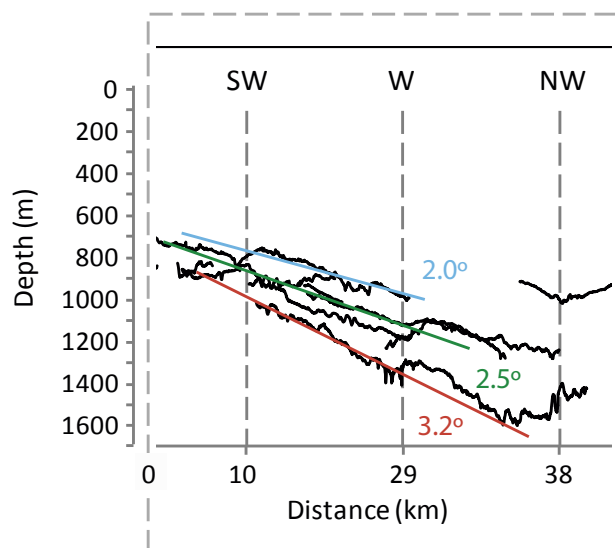


Figura 4.3. Basculamiento de los niveles de terrazas del banco de Concepción. Se trata de una ampliación de la figura 3.12 donde se muestran los valores medios de inclinación de las terrazas de la periferia del banco de Concepción. Nótese que al aumentar la profundidad lo hace la inclinación media.

escarpe prueban la existencia de *dolomitización*. De entre todas las muestras de sedimento recogidas, sólo estas muestras de sedimento, junto con las tomadas en las formas de fondo sinuosas (en inglés, *winding bedforms*) al noreste del banco de Concepción, tienen dolomita en su composición (cf. apdo. 3.3.5). La presencia de dolomita podría explicarse por la existencia de actividad hidrotermal en estos dos puntos. Centrándonos en el escarpe de la meseta cumbre del banco de Concepción, parece poco probable que la actividad hidrotermal que allí se haya dado esté relacionada con el sistema efusivo del edificio principal, puesto que en sus alrededores no hay indicios de actividad volcánica reciente. Por lo tanto, se considera más probable que el flujo hidrotermal esté relacionado con la recirculación de agua inducida por el gradiente geotérmico del edificio. Este tipo de situación ha sido descrito con anterioridad en otros montes submarinos (Fisher et al., 2003; Fisher y Wheat, 2010), inclui-

do el monte Henry, perteneciente a la CISP (Klügel et al., 2011). La fractura evidenciada morfológicamente por el escarpe, pone en contacto el subsuelo de la estructura con la columna de agua, salvando así el aislamiento que supone el recubrimiento sedimentario.

El basculamiento y la fractura que divide el guyot del banco de Concepción en dos sectores con distinta pendiente pone de manifiesto la existencia de una componente tectónica en el modelado del edificio, y revela que la subsidencia no ha sido uniforme, si no que las mitades oriental y occidental del monte submarino han tenido un comportamiento isostático diferenciado siguiendo una dirección perpendicular al margen continental del noroeste de África.

La CISP ha sido comparada a menudo con la provincia de islas y montes submarinos de Hawái, donde las tasas de subsidencia son elevadas ($2,6 \text{ m ka}^{-1}$). Ello se atribuye a

la delgadez de la corteza oceánica que sustenta los edificios y a las altas temperaturas en la base de los más jóvenes por estar más próximos al punto caliente hawaiano (Ludwig et al., 1991). En la CISP la corteza es más gruesa y heterogénea, debido a la influencia continental en su extremo oriental. El patrón de equilibrio isostático en la CISP es también más complejo que en Hawái. La anomalía gravimétrica LFGZ (cf. apdo. 1.4.1), situada en el zócalo de la Dorsal Canaria, sobre el que se levantan el banco de Concepción y las islas de Lanzarote y Fuerteventura (Fig. 3.8), se interpreta como el reflejo geofísico de una corteza de transición fracturada y heterogénea (Carbó et al., 2005). En el Complejo Basal del Macizo de Betancuria, en Fuerteventura, se encuentran emergidas no sólo series estratigráficas marinas si no fragmentos de la propia corteza oceánica que evidencian ascensos isostáticos sustanciales en la historia de la Dorsal Canaria (Fuster, 1968; Robertson y Stillman, 1979; Steiner et al., 1998).

Tales ascensos isostáticos en un pasado mas o menos remoto nada tienen que ver con los movimientos verticales del Cuaternario, caracterizados por tasas de subsidencia y levantamiento muy bajas (Zazo et al., 2002; Menéndez et al., 2008). Amanay y El Banquete, los dos *guyots* situados al suroeste de Fuerteventura (Fig. 3.8), tienen sus superficies de abrasión en torno a la profundidad que les correspondería si se hubieran generado, o al menos remodelado, durante el Último Máximo Glacial, hace unos 21.000 años. También puede apreciarse que el margen occidental de dichas superficies se encuentra más hundido que el oriental, hecho que sugiere un bascula-

miento de los edificios semejante al observado en el banco de Concepción aunque, en estos dos últimos casos, mucho menos pronunciado.

El equilibrio isostático actual de la Dorsal Canaria muestra, además de un gradiente horizontal E – W, un gradiente normal de dirección N – S, siendo los extremos norte y oeste los más hundidos. Por su parte el estudio de las playas fósiles de Fuerteventura y Lanzarote ha demostrado un aumento de la subsidencia de sur a norte. Así, en los últimos 130 ka Fuerteventura ha permanecido prácticamente estable, mientras que Lanzarote, más al norte, se ha ido hundiendo a un ritmo de $0,7 \text{ cm ka}^{-1}$ en el mismo periodo, en el marco de un largo proceso de subsidencia progresiva iniciado hace 300 ka (Zazo et al., 2002). Si la misma tendencia se mantuviera aún más hacia el norte, el banco de Concepción debería ser el edificio de la Dorsal Canaria más afectado por la subsidencia. No obstante, para que el sector más somero ($\sim 160 \text{ m}$) de la plataforma cumbre del banco de Concepción hubiera estado emergido en la última glaciación, sería necesaria una tasa de subsidencia de 3 m ka^{-1} . Este valor de la tasa de subsidencia se aproxima a los más altos calculados en Hawái (Puga-Bernabéu et al., 2016), pero está muy lejos del valor de la cercana Lanzarote, que es unas 400 veces menor. Por ello parece muy poco probable que el banco de Concepción hubiera sido una isla durante la última glaciación.

En la isla de Lanzarote se ha producido un número considerable de erupciones plio-cuaternarias, dos de ellas en tiempos históricos: la de Tinguatón (1824) y la de Timanfaya (1730-1736). En la superficie de la isla hay señales de una esperable ano-

malía térmica residual. Además, un sondeo mostró que el gradiente geotérmico a más de 1.700 m es indicativo de actividad magmática (Sánchez-Guzmán y Abad, 1986). El banco de Concepción también muestra señales de actividad, con el correspondiente efecto térmico. Una temperatura mayor en la base de los edificios implica un basamento más flexible y propenso a hundirse bajo la carga litostática. Sería necesaria la datación de los niveles de erosión del banco de Concepción (Fig. 4.3) para poder determinar su tasa de subsidencia. En todo caso, se puede afirmar que en el caso del banco de Concepción la variación del nivel del mar no explica por sí misma ni la profundidad ni la pendiente de la plataforma de erosión de su cumbre.

Hacia el oeste, la isla de Tenerife es la que tiene mayor altura y volumen emergido de todos los edificios de la CISP, hecho que ha generado una flexión de la corteza oceánica que ha afectado a la vecina isla de Gran Canaria, como pone de manifiesto el basculamiento hacia Tenerife de las series estratigráficas grancanarias (Watts, 1994; Menéndez et al., 2008). Con todo, la subsidencia de estas islas sigue estando muy lejos de los valores observados en Hawái. Y no solo eso, si no que en el caso de Gran Canaria el movimiento vertical neto es ascendente (Menéndez et al., 2008).

4.1.3. EVIDENCIAS MORFOLÓGICAS DE LA INTERACCIÓN CON EL MEDIO MARINO: EL PARAMENTO DE LOS MONTES SUBMARINOS CANARIOS

Además de las evidencias morfológicas de procesos puramente geológicos, en el modelado final de los montes submarinos influyen otros procesos que afectan a su

parte más externa, o paramento del edificio. Las morfologías derivadas son especialmente relevantes en el campo de la cartografía de hábitats. En los DEM analizados se han hallado ejemplos singulares de este tipo de entidades morfológicas, para las cuales se han propuesto mecanismos genéticos apoyados en análisis morfométricos de detalle y comprobaciones de campo mediante captura de imagen, muestreos, y mediciones de parámetros físicos (cf. apdo. 3.3).

Tanto en el volcán Tagoro, en El Hierro, como en el banco de Concepción se ha constatado la existencia de flujos hidrotermales localizados en entidades morfológicas concretas. En la cresta del Tagoro, y en otras formas cónicas menores adosadas al cono principal, y análogas a las formas conocidas como hornitos en el ámbito de la geomorfología terrestre, existe circulación y emisión de fluidos hacia el océano. En el caso del Tagoro, este flujo hidrotermal se constató más de dos años y medio después del cese de la erupción a partir de la observación *in situ* de los depósitos piroclásticos acumulados en el lecho marino. Así, en Noviembre de 2014, las inmersiones realizadas por la Universidad de Barcelona con el ROV *Liropus* mostraron la presencia de comunidades bacterianas filamentosas asociadas al cono volcánico neoformado (Danovaro et al., 2017). La evolución particular de las comunidades bacterianas del Tagoro es desconocida, pero si se sabe que la actividad hidrotermal en los montes submarinos puede extenderse durante periodos de tiempo extraordinariamente prolongados, de hasta más de 160 Ma (Harris et al., 2004; Fisher y Wheat, 2010). A escala global, el intercambio de materia y energía

entre el océano y la nueva corteza oceánica generada en las dorsales se estima más intenso, pero mucho menos duradero (60 Ma), que el que tiene lugar en los montes submarinos (Fig. 1.3) (Fisher et al., 2003; Mottl, 2003; Fisher y Wheat, 2010).

En la propia CISP, se han encontrado evidencias de actividad hidrotermal holocena en el pequeño monte submarino Henry, de edad cretácica (126 Ma) (Fig. 3.8 y Tabla 1.1) y posiblemente conectado con el rift sur de El Hierro (Klügel et al., 2011). En el caso del Tagoro, además de las observaciones *in situ*, las proporciones de uranio y otras evidencias geoquímicas halladas en los piroclastos de la erupción de 2011-12 corroboran la existencia de actividad hidrotermal en las estructuras atravesadas por la lava durante su ascenso (Rodríguez-Losada et al., 2015).

Las formas de fondo sedimentarias serpenteantes situadas en el sector de conos volcánicos del noreste del banco de Concepción (cf. apdo. 3.3.4) muestran en los perfiles sísmicos una estructura interna propia de depósitos contorníticos (cf. apdo. Anexos; Fig. S1.). Estas formas serpenteantes se interpretaron como el resultado de la interacción entre flujos hidrotermales y corrientes de fondo (cf. apdo. 3.3.5). Esta interpretación se ha visto reforzada por el reciente análisis de los registros de CTD obtenidos con el ROV *Liropus* que revelan una inversión térmica en la columna de agua próxima al fondo sobre unos surcos más retrodispersivos (i.e. «reflectivos») que el lecho marino circundante (Fig. 4.4). El aumento de temperatura del agua cercana al fondo evidencia que el flujo hidrotermal estaba activo en el momento de la

inmersión. La mayor retrodispersión de los surcos podría explicarse por la existencia de un flujo ascendente sostenido o recurrente que actúa seleccionando el tamaño del sedimento en esa zona al retirar por advección la fracción más fina. En el mismo sentido, la existencia de dolomitización (cf. apdo. 3.3.5) y la configuración de los reflectores en los perfiles sísmicos de alta resolución sugieren que dichos flujos y las emanaciones asociadas han persistido en este lugar a lo largo de un periodo dilatado de tiempo. Además, las imágenes de video del ROV muestran estructuras basálticas interpretadas como posibles pilares de lava (en inglés, *lava pilars*) (Fig. 3.22), que son formas típicas de erupciones profundas. Esta observación apoyaría el mecanismo genético propuesto para estas entidades morfológicas.

Las formas del relieve más comunes y de mayor extensión originadas por la interacción de los montes submarinos con el medio que les rodea son las plataformas de abrasión del techo de los *guyots*. Estas entidades geomorfológicas son el último estadio de un proceso erosivo que comienza con la formación de acantilados y playas, y que está modulado por la dinámica marina y las oscilaciones eustáticas. Las transgresiones marinas favorecen el desarrollo de plataformas insulares, mientras que las regresiones propician la erosión de las plataformas y ejercen un efecto de arrastre de los sedimentos hacia el talud (Catuneanu, 2006). En las islas oceánicas, además de la intensidad del oleaje, las corrientes costeras y la frecuencia y características de los temporales, es crítica la relación entre el nivel del mar y el equilibrio isostático. Si bien la isostasia se ha tratado como un fac-

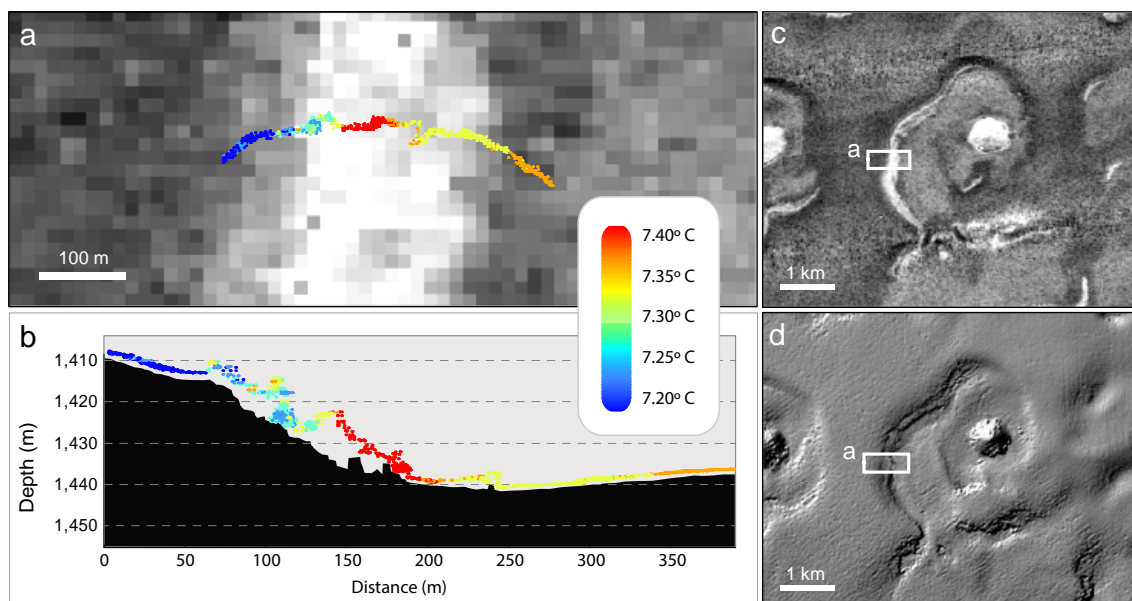


Figura 4.4. Registro de temperatura en las surgencias hidrotermales. Datos tomados con un CTD SBE37 instalado en el ROV *Liropus* durante una inmersión sobre las formas de fondo serpenteantes situadas al noreste del banco de Concepción. (a) Distribución de la temperatura a lo largo del transecto de ROV sobre un fondo en tonos de gris correspondiente a la retrodispersividad (tonos claros, más alta; tonos oscuros, más baja). (b) Distribución de la temperatura sobre el perfil batimétrico seguido durante la inmersión. (c) Retrodispersividad del fondo (tonos claros, más alta; tonos oscuros, más baja). (d) Imagen sombreada en relieve del fondo; iluminación desde el NW.

tor estructural en el apartado anterior (cf. apdo. 4.1.2), es necesario volver a referirse a ella por el papel determinante que juega en las interacciones entre los edificios volcánicos y el medio ambiente que les rodea. Las plataformas insulares, netamente erosivas, y el techo de los *guyots*, se labran principalmente por la acción del oleaje, que es el agente erosivo más potente al que está sometida una isla en una zona de vientos constantes como Canarias.

Existe otro tipo de ondas capaces de modelar las partes sumergidas de los edificios, incluso a profundidades notables. Se trata de las ondas internas, cuyo poder de erosión no es comparable al de las ondas de superficie pero si poseen una importante capacidad de transporte y mezcla en la columna de agua. En el banco de Concepción hemos encontrado un buen ejemplo de

modelado del fondo por ondas internas (cf. apdo. 3.3.). En dicho apartado se propone que el campo de ondas de sedimento y la existencia de los montículos de corales de aguas frías allí observados se deben a un marcado gradiente de densidad en el contacto del AAIW y la NACW a una profundidad de 600 a 700 m. Esta picnoclina serviría de medio de propagación de las ondas internas, mientras que la inclinación del techo del banco, debida a su basculamiento hacia el oeste, haría que las ondas interaccionasen con el fondo y rompieran, provocando mezcla, resuspensión y transporte. Una sección de la columna de agua sobre el banco de Concepción cedida por P. Vélez y colaboradores y aún no publicada, apoya la hipótesis planteada (Fig 4.5). Pero más allá de la instantánea mostrada por estos datos sería necesaria una serie temporal lo suficientemente larga como

para poder conocer la frecuencia e intensidad de estas condiciones y así determinar hasta que punto son habituales en el banco de Concepción.

4.2. CONCLUSIONES

4.2.1. LOS MÉTODOS

Es un hecho que la ecosonda de multihaz es el instrumento más versátil y, por tanto, más útil y más usado para el estudio de la geomorfología submarina a cualquier profundidad. Su eficiencia de muestreo es muy superior a la de otras técnicas en cuanto a levantamientos batimétricos se refiere, siendo el DEM el producto fundamental obtenido con esta técnica. Pero, en el marco de su continuo desarrollo, la retrodispersividad del fondo y de la columna de agua han venido a sumarse a la información batimétrica. Ambos productos han sido esenciales para alcanzar los resultados presentados en este trabajo y alcanzar las siguientes conclusiones.

Comparando los datos adquiridos por el BIO *Hespérides* en 1998 en el marco del estudio de la ZEE española y los obtenidos en 2011-12 durante la gestión de la emergencia volcánica derivada de la erupción submarina del Tagoro aguas afuera de la isla de El Hierro, se aprecia una diferencia sustancial no sólo en la calidad de los datos batimétricos en cuanto a su densidad, precisión y exactitud (que puede explicarse en parte por la diferencia de frecuencias de trabajo), sino también en la simplificación de las tareas de operación, el perfeccionamiento de los algoritmos de detección del fondo, y sobre todo, en los programas de procesado y análisis que facilitan un mejor aprovechamiento de los datos. Solo cabe calificar de extraordinarios los avances técnicos efectuados en este campo en poco más de 10 años.

Si bien en fondos rocosos volcánicos la retrodispersividad es generalmente de esca-

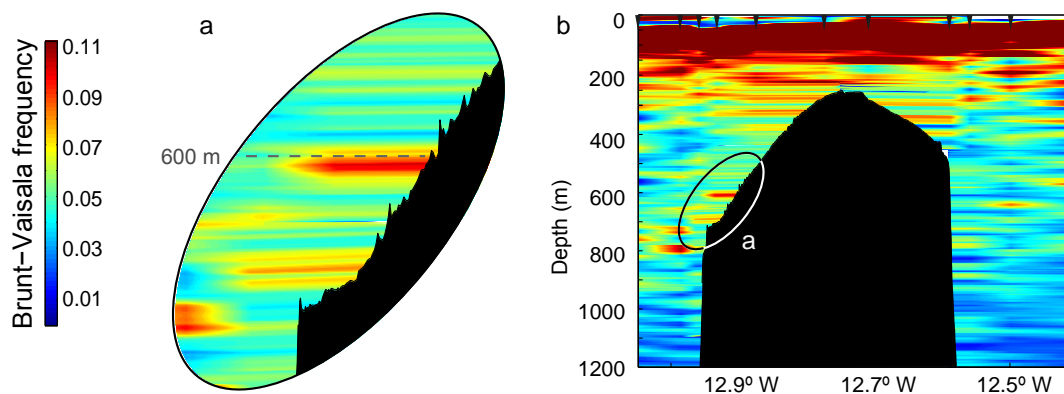


Figura 4.5. Frecuencia de Brunt-Väisälä en el banco de Concepción. Se trata de un índice que expresa la capacidad de un fluido para recuperar su posición tras una perturbación gracias a la acción de la flotabilidad como fuerza restauradora. Cuanto más alta es la frecuencia de Brunt-Väisälä, mayor es la capacidad del fluido de recuperar su posición original, lo cual permite la propagación de oscilaciones (cf. 1.2.2 Interacción de los montes submarinos con su entorno). a) Detalle del extremo occidental de la plataforma cumbre del banco de Concepción donde las ondas de sedimento y los montículos de corales de aguas frías son perceptibles en el relieve. (b) Sección oeste-este a través del banco de Concepción. Datos cedidos por P. Vélez y colaboradores.

sa utilidad, en fondos con cobertura sedimentaria el registro de retrodispersividad es una información valiosa gracias a la cual se han podido identificar entidades morfológicas de origen geológico y biológico que no son directamente perceptibles en el relieve, como ocurre en el banco de Concepción y sectores cercanos (cf. apdo. 3.3.5). Pero, sin duda, los resultados más destacables en el campo de la acústica submarina se han obtenido a partir del estudio de la retrodispersividad de la columna de agua durante la erupción submarina del volcán Tagoro, en El Hierro. En ese escenario, gracias al registro de la retrodispersividad de la columna de agua, se ha podido determinar la advección de material piroclástico inducida por la hidrodinámica local y monitorizar su distribución, características y evolución en toda la columna de agua y no sólo en la superficie del mar. Se ha podido demostrar que la termoclina estacional actuó como capa de atrapamiento del material emitido creando una barrera física para el material piroclástico de determinada densidad que se extendió hacia el sur mucho más allá de lo perceptible en superficie.

Por otra parte, la delimitación de los lugares donde la columna de agua estaba más afectada por la erupción (i.e. cargada de piroclastos) permitió diseñar las estrategias de adquisición de datos más eficaces, por ejemplo identificando y aplicando los ángulos de insonificación más adecuados para obtener los mejores resultados y optimizar así el tiempo de buque y la calidad de la información.

Durante la emergencia volcánica desatada en El Hierro se probaron también usos de

las ecosondas distintos de los previstos por el fabricante. Así, se comprobó que pueden ser utilizadas como instrumentos de escucha pasiva para monitorizar los pulsos explosivos ligados a la erupción submarina. El conocimiento de la actividad explosiva permite determinar con exactitud cuando tienen lugar cambios morfológicos sustanciales. Además, constituye una mejora para la seguridad del buque durante la adquisición y, en combinación con la información batimétrica, permite evaluar el amortiguamiento de la presión hidrostática y la peligrosidad de la erupción.

También se ha podido constatar que la observación directa mediante ROV es muy útil en periodos de quiescencia, pero presenta serias limitaciones de uso durante el proceso eruptivo, cuando el foco se localiza a una profundidad a la que la presión hidrostática es insuficiente para evitar la emisión de material piroclástico abundante. Así mismo, hemos constatado en los trabajos realizados en el banco de Concepción, que el uso más rentable de estas técnicas de adquisición de imagen en términos de esfuerzo de muestreo se consigue empleándolas como verificación *in situ* tras la adquisición y primera interpretación de los datos obtenidos mediante técnicas acústicas.

4.2.2. LA FORMA Y LA ESTRUCTURA

La evolución a largo plazo de los montes submarinos depende de dos tipos de procesos: constructivos y destructivos, que tienen lugar en dos ambientes distintos, el subaéreo y el submarino. De estos dos ambientes, el submarino influye en su evolución desde su origen hasta su desaparición, mientras que el subaéreo sólo lo

hace en el intervalo de tiempo en que el edificio es una isla oceánica. En el caso de los montes submarinos canarios, los procesos constructivos se han producido a lo largo de un amplio intervalo de tiempo, de al menos 133 Ma (cf. apdo. 4.1.2). La morfología de edificios muy antiguos evidencia amplios lapsos de tiempo entre episodios constructivos. Por otro lado, los procesos destructivos parecen afectar más intensamente a los edificios en su fase de emergencia. La capacidad de abrasión del oleaje, por sí misma muy poderosa, tiene, junto a los movimientos gravitacionales, un efecto sinérgico que acelera el desmantelamiento de los edificios volcánicos. La acción erosiva del oleaje desestabiliza a los edificios volcánicos desde el nivel del mar y favorece este tipo de eventos destructivos que en Canarias han alcanzado enormes dimensiones. Ello hace que haya una mayor representación de formas constructivas en el ambiente submarino que en el subaéreo, y que sea más sencillo evaluar la actividad eruptiva en sectores sumergidos, siempre que no hayan sido afectados por deslizamientos en masa tan importantes como los que se observan en El Golfo o el Julan en la isla de El Hierro y que por sus dimensiones han llegado a borrar todos los edificios anteriores a los deslizamientos.

La erosión por el oleaje, modulada por el eustatismo y por la subsidencia, transforma las islas en *guyots*. El banco de Concepción es un magnífico ejemplo de este tipo de estructura en Canarias pues se trata del mayor *guyot* en extensión y volumen de toda la CISP. Su estudio morfológico revela que ha estado emergido o muy próximo al nivel del mar en el pasado, y que la acción del oleaje erosionó su perímetro a distintas

cotas formando terrazas que actualmente se encuentran inclinadas, lo que pone de manifiesto el basculamiento posterior de la estructura. La profundidad actual de su plataforma cumbre descarta la posibilidad de que este monte submarino estuviera parcialmente emergido en el Último Máximo Glacial, tomando como referencia las tasas de subsidencia cuaternarias de edificios próximos.

El equilibrio isostático de la CISP es una cuestión compleja, como demuestran las importantes variaciones de las tasas de subsidencia en el tiempo y el espacio. En la CISP la subsidencia no se ajusta a un patrón relacionado con la localización geográfica, tal como ocurre en otras provincias de montes submarinos con las que se suele comparar Canarias, como la cadena de Hawái-Emperador. Mientras que allí la tasa de subsidencia se ajusta con notable precisión a la edad, y por lo tanto a la distancia de cada edificio al punto caliente, en Canarias no ocurre lo mismo. Las causas de esta diferencia no están claras, aunque se ha argumentado que podrían estar relacionadas con la mayor antigüedad y complejidad de la corteza en Canarias, y también con la inadecuación del modelo del punto caliente a la realidad de los eventos eruptivos en Canarias (cf. apdo. 1.4.1). Las evidencias de actividad hidrotermal halladas, en el marco de esta tesis, al noroeste de Concepción y que se sitúan en el extremo opuesto al señalado como localización actual del punto caliente (i.e. bajo El Hierro y La Palma), constituyen una discrepancia más con dicho modelo. Por el contrario, el modelo de célula convectiva, del que existen evidencias geofísicas (King y Ritsema, 2000), se ajusta mejor a la realidad morfoestructural

de la CISP y a las observaciones efectuadas en los edificios aquí estudiados. Este modelo propugna un gradiente térmico irregular que provocaría la fusión del material litosférico siguiendo un patrón espacial y temporal amplio y variable. Además, en el sector más occidental de la CISP el gradiente térmico estaría modificado por la proximidad del cratón africano, circunstancia que contribuiría a la heterogeneidad isostática de la CISP. No debe olvidarse que la cadena de Hawái-Emperador se ha desarrollado en un contexto puramente oceánico, mientras que la CISP lo ha hecho en un contexto de margen continental próximo a un cratón. No cabe, por tanto, esperar los mismos patrones evolutivos y de comportamiento en uno y otro caso.

El estudio de la erupción de 2011-12 aguas afuera de la isla de El Hierro, ha puesto en evidencia una estrecha relación entre el actual edificio insular y un edificio muy anterior (133 Ma) del que forma parte del rift sur. La edad del rift y su forma, que presenta una plataforma situada a unos 1.000 m de profundidad, nos llevan a proponer que esta estructura es un *guyot*. Esta plataforma sería un resto de la superficie de abrasión por el oleaje que caracteriza a los *guyots*.

En el flanco norte del rift sur de El Hierro se tocan, literalmente, una de las estructuras más antiguas de la CISP y la isla más joven del archipiélago canario. Se da la circunstancia de que la discontinuidad que separa ambas estructuras ha propiciado la que a día de hoy es la erupción más reciente registrada en la CISP. La morfología y el volumen de los conos cercanos al volcán Tagoro indica que erupciones como la es-

tudiada han sido frecuentes en esa área. A falta de confirmación mediante dataciones, la similitud morfológica con el cono estudiado y el marco geológico común, llevan a pensar que esas erupciones se han producido en tiempos relativamente recientes. Es posible incluso que alguno de los conos cercanos al Tagoro se haya formado en época histórica. En el mismo periodo en que se habrían producido algunas erupciones imprecisamente datadas en la propia isla, cuando el poblamiento de la isla y los accesos se encontraban en incipiente desarrollo. Dado que durante la última erupción la población solo percibió un bajo porcentaje de los sismos asociados a la misma, y dado que el cono volcánico no llegó a emerger, cabe pensar que una erupción como la estudiada hubiera podido pasar prácticamente desapercibida de no ser por la instrumentación geofísica y acústica disponible hoy en día. Ya que una erupción así no dejaría evidencias constables y accesibles para la tecnología de otro tiempo, de haber ocurrido entonces, probablemente no habría dado lugar a registro escrito.

4.2.3. LA FORMA Y EL AMBIENTE

El modelado superficial de los montes submarinos de Canarias, que podemos considerar como su paramento, depende directamente de la interacción entre cada edificio y el medio que le rodea. Las morfologías resultantes son el reflejo de algunos de los procesos más relevantes que están teniendo lugar en la actualidad y, por tanto, son especialmente significativas en el marco de la cartografía de hábitats.

Las interacciones entre la actividad hidrotermal y procesos biológicos y geológicos

son localmente apreciables en los montes submarinos estudiados, sean recientes o antiguos. La resultante geomorfológica de las interacciones entre organismos y flujos hidrotermales se produce a menudo a una escala indetectable mediante ecosondas multihaz, especialmente en fondos irregulares y con retrodifusividad alta, como los fondos rocosos de origen volcánico. Sin embargo, se ha hallado una firma acústica particular correspondiente a un proceso que relaciona depósitos contorníticos con fluidos hidrotermales. Se trata de formas de fondo serpenteantes que se definen por depósitos sedimentarios sinuosos en los que los surcos típicos de depósitos contorníticos (*moat*) coinciden con las zonas de emanación, mostrando una señal retrodispersiva alta que contrasta con la menor retrodispersividad de los sedimentos circundantes.

La interacción de los montes submarinos con la dinámica marina alcanza su máximo de intensidad en los primeros metros de la columna de agua. No obstante, también se producen interacciones a mayor profundidad. Así, en el banco de Concepción se han identificado elementos geomorfológicos atribuidos o favorecidos por dichas interacciones. La combinación de pendientes y profundidades en la plataforma cumbre del edificio, junto con la particular estructura vertical de la columna de agua, determinan la rotura de ondas internas entre 600 y 700 m de profundidad. Las olas internas rompientes resuspenden el sedimento transportando la fracción fina, lo que da lugar a una firma acústica más retrodispersiva en el nivel de rompiente, donde se forman ondas de sedimento análogas a los *ripples* producidos por el oleaje en una

playa. Aunque con longitudes de onda que pueden alcanzar centenares de metros. Estas condiciones favorecen la presencia y el desarrollo de colonias de corales de aguas frías, organismos filtradores bioconstructores que forman montículos de decenas de metros de diámetro sobre las crestas de estas ondas de sedimento. Estos montículos tienen una signatura característica tanto en el registro batimétrico como en el de retrodispersividad.

4.2.4. LÍNEAS FUTURAS

Un estudio geomorfológico más detallado de los niveles de erosión del banco de Concepción, apoyado en la datación de los materiales que los forman, ayudaría sin duda a comprender mejor la isostasia de la Dorsal Canaria, la cual, por su proximidad al cratón africano tiene un significado clave en el contexto de la CISP. Este estudio permitiría, además, establecer correlaciones con los niveles de terrazas identificados en tierra firme. Por otra parte, el hallazgo de fósiles de manatíes y de otros animales de edad miocena a 1.300 m de profundidad (IEO, 2013) indica la existencia de praderas de fanerógamas en esa época y, por tanto, la emersión del edificio durante el Mioceno. El estudio paleontológico de dichos restos, junto con el análisis de las asociaciones de microfósiles en el recubrimiento sedimentario, apoyados en la información geomorfológica obtenida para esta tesis, podrían aportar nuevas y relevantes informaciones acerca de las condiciones ambientales durante dicho periodo en lo que ahora es el banco de Concepción.

Además del rift sur de El Hierro y del banco de Concepción, estudiados en esta te-

sis, existen otros muchos *guyots* en la CISP. Esto implica que la subsidencia es la variable de una ecuación cuya resolución ayudaría a comprender de forma casi definitiva la evolución de la CISP. La resolución de la ecuación citada pasa por la realización de más y más precisos estudios geofísicos y geomorfológicos, por un mayor número de dataciones secuenciales de edificios, (con particular atención a las superficies de erosión), y por la aplicación de modelos ajustados al contexto canario.

En cuanto a la historia geológica más reciente, sería muy útil avanzar en la datación de los conos volcánicos de morfología similar al volcán Tagoro, en El Hierro, para poder determinar así la recurrencia de este tipo de erupciones y la posible existencia de un patrón espacial. Sería sin duda una información de base potencialmente útil para la gestión de emergencias por riesgos volcánicos. En este contexto, alcanza relevancia especial la posibilidad de que en El Hierro y en su entorno se produzcan erupciones explosivas, como la estudiada en esta tesis o las que dieron lugar a los depósitos de piroclastos del volcán Tanganasoga (Pellicer, 1977). En el caso de futuras erupciones submarinas sería deseable que el uso de ecosondas lo más avanzadas posible se combinase con el despliegue de hidrófonos fondeados en las proximidades del foco eruptivo. Ello permitiría llevar a cabo trabajos de seguimiento de la erupción de una manera sistemática y programar los levantamientos tras los picos de actividad efusiva.

También hay mucho terreno por recorrer en el estudio por métodos acústicos de

los materiales atrapados en la picnoclina, como se evidenció durante el seguimiento de la erupción del Tagoro en 2011-12. La aplicación de sondas precisas que operen en distintas frecuencias (es decir, multifrecuenciales), junto con la realización de perfiles de densidad de la columna de agua, deberían permitir aproximar con precisión la densidad de los materiales suspendidos, a la vez que el muestreo in situ proporcionaría un medio de verificación valioso.

Respecto a la actividad hidrotermal en Canarias, sería muy conveniente avanzar en la descripción de los flujos hidrotermales de El Hierro y del banco de Concepción, además de los que pudieran identificarse en otras localizaciones, con el fin de conocer mejor la relación entre las emanaciones y elementos morfológicos concretos, como el escarpe de la plataforma cumbre del banco de Concepción, las formas de fondo serpenteantes al noreste del mismo, o el rift sur. Un objetivo vinculado sería determinar si existen fuentes y sumideros activos, como los descritos por Fisher y Wheat, (2010), o relictos, como los descritos por Klügel et al. (2011), en el monte submarino Henry. Estos estudios servirían, en último término, para conocer cuál es la importancia de estas posibles fuentes y sumideros en la transferencia de calor litosférico en la CISP y su contribución al balance global.

4.3. BIBLIOGRAFÍA

- Acosta, J., Uchupi, E., Smith, D., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Llanes, P., Ballesteros, M., ZEE Working Group, 2005. Comparison of volcanic rifts on La Palma and El Hierro, Canary Islands and the Island of Hawaii, in: Clift, P., Acosta, J. (Eds.), *Geophysics of the Canary Islands*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 59–90.
- Berg, S.E., Troll, V.R., Deegan, F.M., Burchardt, S., Krumbholz, M., Mancini, L., Polacci, M., Carracedo, J.C., Soler, V., Arzilli, F., Brun, F., 2016. Heterogeneous vesiculation of 2011 El Hierro xeno-pumice revealed by X-ray computed microtomography. *Bull. Volcanol.* 78, 85. doi:10.1007/s00445-016-1080-x.
- Carbó, A., Muñoz-Martín, A., Llanes, P., Álvarez, J., 2005. Gravity analysis offshore the Canary Islands from a systematic survey, in: Clift, P., Acosta, J. (Eds.), *Geophysics of the Canary Islands*. Springer Netherlands, pp. 113–127.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier.
- Colbo, K., Ross, T., Brown, C., Weber, T., 2014. A review of oceanographic applications of water column data from multibeam echosounders. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 145, 41–56. doi:10.1016/j.ecss.2014.04.002.
- Danovaro, R., Canals, M., Tangherlini, M., Dell'Anno, A., Gambi, C., Lastras, G., Amblas, D., Sanchez-Vidal, A., Frigola, J., Calafat, A.M., Pedrosa, R., Rivera, J., Rayo, X., Corinaldesi, C., 2017. A submarine volcanic eruption leads to a novel microbial habitat. *Nature Ecology & Evolution* 1, 0144.
- Fisher, A.T., Davis, E.E., Hutnak, M., Spiess, V., Zühlsdorff, L., Cherkaoui, A., Christiansen, L., Edwards, K., Macdonald, R., Villinger, H., Mottl, M.J., Wheat, C.G., Becker, K., 2003. Hydrothermal recharge and discharge across 50 km guided by seamounts on a young ridge flank. *Nature* 421, 618–621. doi:10.1038/nature01352.
- Fisher, A.T., Wheat, C.G., 2010. Seamounts as Conduits for Massive Fluid, Heat, and Solute Fluxes on Ridge Flanks. *Oceanography*.
- Fuster, J.M., 1968. *Geología y volcanología de las Islas Canarias: Fuerteventura*. CSIC, Instituto Lucas Mallada.
- Gee, M.J.R., Masson, D.G., Watts, A.B., Mitchell, N.C., 2001. Offshore continuation of volcanic rift zones, El Hierro, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 105, 107–119. doi:10.1016/S0377-0273(00)00241-9
- González, P.J., Samsonov, S.V., Pepe, S., Tiampo, K.F., Tizzani, P., Casu, F., Fernández, J., Camacho, A.G., Sansosti, E., 2013. Magma storage and migration associated with the 2011–2012 El Hierro eruption: Implications for crustal magmatic systems at oceanic island volcanoes. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118, 4361–4377. doi:10.1002/jgrb.50289
- Harris, R.N., Fisher, A.T., Chapman, D.S., 2004. Fluid flow through seamounts and implications for global mass fluxes. *Geology* 32, 725–728. doi:10.1130/G20387.1
- IEO., 2013. Caracterización del banco de La Concepción. Informe del Instituto Español de Oceanografía-Centro Oceanográfico de Canarias. Proyecto LIFE+ INDEMARES (LIFE07/NAT/E/000732). Coordinación: Fundación Biodiversidad, Madrid, 278 pág.
- King, S.D., Ritsema, J., 2000. African Hot Spot Volcanism: Small-Scale Convection in the Upper Mantle Beneath Cratons. *Science* 290, 1137–1140. doi:10.1126/science.290.5494.1137
- Klügel, A., Hansteen, T.H., Van den Bogaard, P., Strauss, H., Hauff, F., 2011. Holocene fluid venting at an extinct Cretaceous seamount, Canary archipelago. *Geology* 39, 855–858. doi:10.1130/G32006.1
- Longpré, M.-A., Klügel, A., Diehl, A., Stix, J., 2014. Mixing in mantle magma reservoirs prior to and during the 2011–2012 eruption at El Hierro, Canary Islands. *Geology* 42, 315–318. doi:10.1130/G35165.1
- Ludwig, K.R., Szabo, B.J., Moore, J.G., Simmons, K.R., 1991. Crustal subsidence rate off Hawaii determined from ²³⁴U/²³⁸U ages of drowned coral reefs. *Geology* 19, 171–174. doi:10.1130/0091-7613(1991)019<0171:CSROHD>2.3.CO;2
- Martí, J., Villaseñor, A., Geyer, A., López, C., Tryggvason, A., 2017. Stress barriers controlling lateral migration of magma revealed by seismic tomography. *Sci. Rep.* 7, 40757. doi:10.1038/srep40757
- Menéndez, I., Silva, P.G., Martín-Betancor, M., Pérez-Torrado, F.J., Guillou, H., Scaillet, S., 2008. Fluvial dissection, isostatic uplift, and geomorphological evolution of volcanic islands (Gran Canaria, Canary Islands, Spain). *Geomorphology, Impact of Active*

- Tectonics and Uplift on Fluvial Landscapes and Drainage Development 102, 189–203. doi:10.1016/j.geomorph.2007.06.022
- Montesinos, F.G., Arnoso, J., Benavent, M., Vieira, R., 2006. The crustal structure of El Hierro (Canary Islands) from 3-D gravity inversion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, The Changing Shapes of Active Volcanoes Recent Results and Advances in Volcano Geodesy 150, 283–299. doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.07.018
- Mottl, M., 2003. Partitioning of energy and mass fluxes between mid-ocean ridge axes and flanks at high and low temperature. *Energy Mass Transf. Mar. Hydrothermal Syst.* 271–286.
- Pellicer, M.J., 1977. Estudio volcanológico de la isla de El Hierro (Islas Canarias). *Estud. Geológicos* 33, 181.
- Puga-Bernabé, Á., Webster, J.M., Braga, J.C., Clague, D.A., Dutton, A., Eggins, S., Fallon, S., Jacobsen, G., Paduan, J.B., Potts, D.C., 2016. Morphology and evolution of drowned carbonate terraces during the last two interglacial cycles, off Hilo, NE Hawaii. *Mar. Geol.* 371, 57–81. doi:10.1016/j.margeo.2015.10.016
- Robertson, A.H.F., Stillman, C.J., 1979. Late Mesozoic sedimentary rocks of Fuerteventura, Canary Islands: Implications for West African continental margin evolution. *J. Geol. Soc.* 136, 47–60. doi:10.1144/gsjgs.136.1.0047
- Rodriguez-Losada, J.A., Eff-Darwich, A., Hernandez, L.E., Viñas, R., Pérez, N., Hernandez, P., Melián, G., Martínez-Frías, J., Romero-Ruiz, M.C., Coello-Bravo, J.J., 2015. Petrological and geochemical Highlights in the floating fragments of the October 2011 submarine eruption offshore El Hierro (Canary Islands): Relevance of submarine hydrothermal processes. *J. Afr. Earth Sci.* 102, 41–49. doi:10.1016/j.jafrearsci.2014.11.005
- Sánchez-Guzmán, J., Abad, J., 1986. Sondeo geotérmico Lanzarote-1, significado geológico y geotérmico, in: *Anales de Física*. pp. 102–109.
- Staudigel, H., Clague, D., 2010. The geological history of deep-sea volcanoes: biosphere, hydrosphere, and lithosphere interactions. *Oceanography* 23, 58–71. doi:10.5670/oceanog.2010.62
- Steiner, C., Hobson, A., Favre, P., Stampfli, G.M., Hernandez, J., 1998. Mesozoic sequence of Fuerteventura (Canary Islands): Witness of Early Jurassic sea-floor spreading in the central Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.* 110, 1304–1317. doi:10.1130/0016-7606(1998)110<1304:MSOFCI>2.3.CO;2
- Troll, V.R., Klügel, A., Longpré, M.-A., Burchardt, S., Deegan, F.M., Carracedo, J.C., Wiesmaier, S., Kueppers, U., Dahren, B., Blythe, L.S., Hansteen, T.H., Freda, C., Budd, D.A., Jolis, E.M., Jonsson, E., Meade, F.C., Harris, C., Berg, S.E., Mancini, L., Polacci, M., Pedroza, K., 2012. Floating stones off El Hierro, Canary Islands: xenoliths of pre-island sedimentary origin in the early products of the October 2011 eruption. *Solid Earth* 3, 97–110. doi:10.5194/se-3-97-2012
- Van den Bogaard, P., 2013. The origin of the Canary Island Seamount Province - New ages of old seamounts. *Sci. Rep.* 3. doi:10.1038/srep02107
- Watts, A.B., 1994. Crustal structure, gravity anomalies and flexure of the lithosphere in the vicinity of the Canary Islands. *Geophys. J. Int.* 119, 648–666. doi:10.1111/j.1365-246X.1994.tb00147.x
- Zaczek, K., Troll, V.R., Cachao, M., Ferreira, J., Deegan, F.M., Carracedo, J.C., Soler, V., Meade, F.C., Burchardt, S., 2015. Nannofossils in 2011 El Hierro eruptive products reinstate plume model for Canary Islands. *Sci. Rep.* 5. doi:10.1038/srep07945
- Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Gillot, P.-Y., Soler, V., González, J.Á., Dabrio, C.J., 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. *Quat. Sci. Rev.* 21, 2019–2046. doi:10.1016/S0277-3791(02)00009-4

ANEXOS



ANEXO I

LISTA DE FIGURAS

	<i>Página</i>
<i>Figura 1.1. Primeras etapas de formación de un monte submarino (fase de escudo)</i>	19
<i>Figura 1.2. Últimas etapas en el desarrollo de un monte submarino</i>	20
<i>Figura 1.3. Sifones hidrotermales</i>	22
<i>Figura 1.4. Esquema de la estructura interna de un Eddy</i>	24
<i>Figura 1.5. Esquema de una Taylor cap sobre un guyot en el hemisferio norte</i>	25
<i>Figura 1.6. Mapa de la Macaronesia</i>	31
<i>Figura 1.7. Esquema del modelo propuesto por la teoría de los bloques levantados</i>	35
<i>Figura 1.8. Esquema del modelo propuesto por la teoría de punto caliente</i>	35
<i>Figura 1.9. Esquema del modelo propuesto por la teoría de la fractura propagante</i>	36
<i>Figura 1.10. Esquema del modelo propuesto por la teoría de convección impulsada por el borde</i>	37
<i>Figura 1.11. Giro subtropical noratlántico</i>	38
<i>Figura 1.12. Polvo sahariano atmosférico</i>	39
<i>Figura 1.13. Sección hidrográfica del océano Atlántico entre 60°S y 60°N</i>	40
<i>Figura 1.14. Mapa de salinidad del Atlántico norte a 1.000 m de profundidad</i>	41
<i>Figura 2.1. Draga de roca empleada</i>	53
<i>Figura 2.2. Sacatestigos de caja empleado</i>	54
<i>Figura 2.3. ROV Liropus 2000</i>	55
<i>Figura 2.4. Esquema de operación de una ecosonda de multihaz</i>	60
<i>Figura 2.5. Conceptos de precisión y exactitud en mediciones de profundidad efectuadas con ecosonda</i>	62
<i>Figura 2.6. Ecograma de la columna de agua</i>	63
<i>Figura 2.7. Gestión de datos</i>	67
<i>Figura 2.8. Geomorfometría</i>	69
<i>Figure 3.1. Age of the Canary Islands</i>	79

Figure 3.2. Four of the eight successive multibeam bathymetries obtained during the El Hierro eruption	81
Figure 3.3. Bathymetric cross sections of El Hierro 2011–2012 cone during the eruption	82
Figure 3.4. Location of Canary Archipelago	86
Figure 3.5. Surface pictures	87
Figure 3.6. Water column from multibeam echo sounder record	89
Figure 3.7. Echogram from EK60 18 kHz transducer	91
Figure 3.8. General bathymetric map of the Canary Islands Seamount Province (CISP)	98
Figure 3.9. Bathymetry of Concepcion Bank and surrounding deep seafloor	103
Figure 3.10. Depth and slope analysis of Concepcion Bank	104
Figure 3.11. Relationship between the depth of the summit plateau slope break (SPB) and the depth of the flank foot (FF) at Concepcion Bank	105
Figure 3.12. Bathymetric sections across Concepcion Bank and relationship between depth of the flank foot and slope of the summit plateau	106
Figure 3.13. Images and plots showing how the depth of summit plateau slope break (SPB) and the depth of flank foot (FF) have been calculated	107
Figure 3.14. Geomorphologic features of the Concepcion Bank	109
Figure 3.15. Distribution and properties of sediment waves at the Concepcion Bank summit plateau	110
Figure 3.16: Sub-bottom seismic reflection profiles across bedforms on the summit plateau of Concepcion Bank.	111
Figure 3.17. Depth-wise distribution and roughness analysis of the fresh-looking mounds on Concepcion Bank summit plateau	112
Figure 3.18. Fresh-looking mounds on the SW quadrant of the Concepcion Bank summit plateau	113
Figure 3.19. Backscatter images of Concepción Bank derived from multibeam bathymetry	115
Figure 3.20. Depth profiles of rim scarps extended in a clockwise direction from N	116
Figure 3.21. Plan curvature and characterization of submarine canyons cutting through the Concepcion Bank flanks	117
Figure 3.22. ROV seabed pictures from the northeastern part of the study area, where winding bedforms and volcanic cones co-occur	119
Figure 3.23. Internal waves hypothesis	121
Figura 4.1. Emisiones subaéreas y submarinas	139

Figura 4.2. Contexto estructural de la erupción submarina de la Restinga	142
Figura 4.3. Basculamiento de los niveles de terrazas del banco de Concepción	144
Figura 4.4. Registro de temperatura de surgencias hidrotermales	148
Figura 4.5. Frecuencia de Brunt-Väisälä en el banco de Concepción	149

LISTA DE TABLAS

Tabla 1.1. Edades edificios volcánicos	33
Tabla 2.1. Alcance y frecuencia de distintas familias de instrumentación acústica de uso común	58
Table 3.1. Summary of campaigns and datasets	88
Table 3.2. Multibeam bathymetry and sub-bottom profiling systems mounted onboard the three vessels used to survey the Concepcion Bank	102
Table 3.3. Slope and depth values of the summit plateau, flanks and surrounding deep seafloor of Concepcion Bank according to the depth profiles in Figure 3.12	106

FIGURAS ANEXOS

Figure DR1. 3D views of eight successive multibeam bathymetries	170
Figure DR2. EK60 echograms	171
Figure DR3. General topo bathymetric map of El Hierro Island	172
Figure. Striking image	215
Figure S1. Seismic profile of the winding bedforms	216
Figure S2. Seismic profile of the winding bedforms	217
Figure S3. Seismic profile of the Southeast flank bulges	218
Figure S4. 3D view and bathymetric profile of the East flank	218
Figure S5. Seismic profile of the transition between Canary Channel and deep seafloor	219

ANEXO II

LISTA DE ACRÓNIMOS

AABW	Antarctic Bottom Water <i>Agua de Fondo Antártica</i>
AAIW	Antarctic Intermediate Water <i>Agua Intermedia Antártica</i>
ASCII	American Standard Code for Information Interchange <i>Código estándar americano para intercambio de ficheros</i>
ASF	Average Slope of Seamount Flanks <i>Pendiente media de los flancos del monte submarino</i>
ASSF	Average Slope of Surrounding abyssal Sea Floor <i>Pendiente media del fondo marino circundante</i>
ASSP	Average Slope of the Summit Plateau <i>Pendiente media de la meseta cumbre</i>
AUV	Autonomous Underwater Vehicle <i>Vehículo autónomo subacuático</i>
B/H	Buque Hidrográfico
B/O	Buque Oceanográfico <i>(cf. R/V)</i>
cf.	Confer <i>Consultar</i>
CTD	Conductivity Temperature Depth probe <i>Sonda de conductividad, temperatura y profundidad</i>
CCS	Canary Current System <i>Sistema de Corrientes de Canarias</i>
CWC	Cold Water Corals <i>Corales de aguas frías</i>
dB	Decibelio
DEM	Digital Elevation Model <i>Modelo digital de elevaciones</i>
DFF	Depth of Flank Foot <i>Profundidad del pie de flanco</i>
DGPS	Differential Global Positioning System <i>Sistema de posicionamiento global diferencial</i>
DSPB	Depth of the Summit Plateau Break <i>Profundidad del borde de la meseta</i>
DTM	Digital Terrain Model <i>Modelo digital del terreno</i>
EL	Echo Level <i>Nivel del eco</i>

ESRI	Environmental Systems Research Institute <i>Instituto de Investigación de Sistemas Ambientales</i>
FF	Flank Foot <i>Pie de flanco</i>
GEBCO	General Bathymetric Chart of the Oceans <i>Carta batimétrica general de los océanos</i>
GIS	Geographic Information System <i>Sistema de Información Geográfica</i>
GPS	Global Positioning System <i>Sistema de posicionamiento global</i>
IGN	Instituto Geográfico Nacional
IHM	Instituto Hidrográfico de la Marina
IHO	International Hydrographic Organization. <i>Organización Hidrográfica Internacional</i>
IEO	Instituto Español de Oceanografía
IP	Inflection Point <i>Punto de inflexión</i>
JMQZ	Jurassic Magnetic Quiet Zone <i>Zona de calma magnética jurásica</i>
Ka	Kilo-annum <i>Miles de años</i>
LFGZ	Lanzarote - Fuerteventura Gradient Zone <i>Zona de gradiente Lanzarote - Fuerteventura</i>
Ma	Mega-annum <i>Millones de años</i>
MBES	MultiBeam Echo Sounder <i>Ecosonda de multihaz</i>
MOW	Mediterranean Outflow Water <i>Agua de salida mediterránea</i>
MRU	Motion Reference Unit Unidad de referencia de movimiento
NADW	North Atlantic Deep Water <i>Agua Profunda Noratlántica</i>
NACW	North Atlantic Central Water <i>Agua central noratlántica</i>
NASA	National Aeronautics and Space Administration <i>Administración nacional de aeronáutica y el espacio</i>
NDRE	Non-Dense Rock Equivalent <i>Roca equivalente no densa (o roca porosa)</i>
NMMH	Nivel Medio del Mar en El Hierro
PEVOLCA	Plan Especial de prevención de riesgos VOLcánicos en CAnarias

Psu	Practical Salinity Units <i>Unidad práctica de salinidad</i>
REDMAR	RED de MAREógrafos de Puertos del Estado
ROV	Remotely Operated Vehicle <i>Vehículo operado remotamente</i>
R/V	Research Vessel <i>Buque Oceanográfico (cf. B/O)</i>
SL	Source Level <i>Nivel de la fuente</i>
SONAR	SOund Navigation And Ranging <i>Navegación y Distancia por sonido</i>
SPB	Summit Plateau Break <i>Borde de meseta</i>
SSS	Side Scan Sonar <i>Sonar de barrido lateral</i>
SVP	Sound Velocity Profiler <i>Perfilador de velocidad del sonido</i>
SW	Surface Water <i>Agua Superficial</i>
TL	Transmission Loss <i>Perdida de transmisión</i>
TMS	Tether Management System <i>Sistema gestor de umbilical de excursión</i>
TOPAS	TOpographic PArametric Sonar <i>Sonar paramétrico topográfico</i>
TPU	Total Propagated Uncertainty <i>Incertidumbre total propagada</i>
TS	Target Strength <i>Intensidad del objetivo</i>
TWT	Two-Way travel Time <i>Tiempo de ida y vuelta</i>
UB	Universidad de Barcelona
UTM	Universal Transversal Mercator <i>Transversa universal de Mercator</i>
VP	Volcanic Province <i>Provincia volcánica</i>
VRM	Vector Ruggedness Measure <i>Medida de la rugosidad por vectores</i>
WGS84	World Geodetic System 1984 <i>Sistema geodésico mundial de 1984</i>
ZEEE	Zona Económica Exclusiva Española

ANEXO III

ARTÍCULOS EN VERSIÓN DEL EDITOR

Artículo 1: *J. Rivera, G. Lastras, M. Canals, J. Acosta, B. Arrese, N. Hermida, A. Micallef, O. Tello, and D. Amblàs. Construction of an oceanic island: Insights from the El Hierro (Canary Islands) 2011–2012 submarine volcanic eruption.(2013) Geology, 41 (3), 355-358.*

Pag. 168 de esta memoria.

Artículo 2: *J. Rivera, N. Hermida, B. Arrese, D. González-Aller, J. L. Sánchez de La Madrid, Gutiérrez de la Flor, D., & Acosta, J. (2014). Bathymetry of a new-born submarine volcano: El Hierro. Canary Islands. Journal of Maps, 10 (1), 82-89.*

Pag. 173 de esta memoria.

Artículo 3: *J. Rivera, M. Canals, G. Lastras, N. Hermida, D. Amblas, B. Arrese, P. Martín-Sosa, J. Acosta (2016). Morphometry of Concepcion Bank: Evidence of geological and biological processes on a large volcanic seamount of the Canary Islands Seamount Province. PLoS ONE, 11 (5), e0156337.*

Pag. 182 de esta memoria.

Construction of an oceanic island: Insights from the El Hierro (Canary Islands) 2011–2012 submarine volcanic eruption

J. Rivera¹, G. Lastras², M. Canals^{2*}, J. Acosta¹, B. Arrese¹, N. Hermida¹, A. Micallef², O. Tello¹, and D. Amblas²

¹Instituto Español de Oceanografía, Corazón de María 8, Madrid E-28002, Spain

²GRC Geociències Marines, Universitat de Barcelona, Barcelona E-08028, Spain

ABSTRACT

Eight consecutive swath bathymetry data sets were obtained to monitor the submarine eruption that occurred from 10 October 2011 to 5 March 2012 south of El Hierro Island in the Canary Islands. An increase in seismic activity since July 2011 preceded the onset of the eruption, which was marked by seismic tremor and stained waters. The first bathymetry, 15 d after the eruption started, depicts a cone topping at 205 m depth, growing on a preexisting valley. Recurrent mapping shows changes in the morphology and depth of the cone, allowing us to identify collapses and calculate eruptive volumes and rates, which peaked at $12.7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$ of non-dense rock equivalent (NDRE) on 29–30 October. The final cone consists of at least four vents along a north-northwest–south-southeast lineation, with the shallowest summit at 89 m depth. The total accumulated volume was $329 \times 10^6 \text{ NDRE m}^3$, of which one-third formed the cone. Similar cones have been identified on the submerged flanks of the island, with volumes ranging from $<50 \times 10^6$ to $>1000 \times 10^6 \text{ NDRE m}^3$. As in many other volcanic islands, large-scale landslides play an important role in the evolution of El Hierro. A giant flank landslide (El Golfo, 13–134 ka, $150\text{--}180 \text{ km}^3$) mobilized, in a single event, a volume equivalent to 450–550 eruptions of the size of the reported one, showing striking differences in the construction and destruction rates of the island. This study is relevant for future monitoring programs and geohazard assessment of new submarine eruptions.

INTRODUCTION

Most of Earth's volcanic activity occurs beneath the sea, at water depths exceeding 1000 m (Carey and Sigurdsson, 2007). Water depth is one of the main controls of submarine eruptions, together with magma supply and its composition and volatile content (McBirney, 1963; Head and Wilson, 2003). Volcanic activity in shallow water may result in explosive eruptions (Kokelaar and Durant, 1983) and tsunami generation (Latter, 1981). Tracking the depth of an eruption and how it evolves is essential for risk analysis. The recent eruption south of El Hierro Island, Canary Islands, from 10 October 2011 to 5 March 2012, resulted in a remarkable opportunity to monitor the growth of a new submarine volcano. In this paper, we present eight swath bathymetry data sets obtained along this eruption and discuss its role in the evolution of the entire volcanic edifice. Surveys of an active submarine eruption have previously been conducted on Monowai cone, Kermadec Islands, with a frequency of 6 yr to 14 d (Wright et al., 2008; Watts et al., 2012). High-frequency, repetitive multibeam monitoring of a single eruptive episode was unprecedented before the El Hierro 2011–2012 eruption.

The Canary Islands, off northwest Africa, originated in the Early Miocene as the African plate moved over a mantle hotspot (Carracedo et al., 1998; Schmincke and Sumita, 2010). The islands show a general age progression from the eastern islands ($>20 \text{ Ma}$) toward La Palma

and El Hierro ($<2 \text{ Ma}$) (Carracedo et al., 2002) (Fig. 1A). The oldest subaerial rocks in El Hierro have been dated at $1.12 \pm 0.02 \text{ Ma}$, and the only two known subaerial prehistoric eruptions (Tanganasoga and Montaña Chamuscada) have been dated at ca. 4000 and 2500 yr ago (Guillou et al., 1996).

El Hierro Island covers 273 km^2 and peaks at 1500 m above sea level. The whole volcanic edifice is 5500 km^3 and rises from 4000 m water depth (Schmincke and Sumita, 2010) (Fig. 1B). The island displays three large embayments (El Golfo, Las Playas, and El Julan; Fig. 1B) resulting from large flank collapses during the past 200 k.y. that involved $\sim 10\%$ of its total volume (Gee et al., 2001). These embayments are separated by three topographically elevated volcanic rift zones (Carracedo, 1994) defined by fissuring, faulting, and aligned eruptive centers, which continue offshore. The submarine extension of the southern ridge (Fig. 1B) consists of narrow volcanic lobes trending northeast to southwest that extend to a depth of 2500 m (Acosta et al., 2003), with many non-eroded cones at the top.

The El Hierro 2011–2012 Eruption

A sudden increase of seismic activity began in July 2011 (IGN, 2012), which obliged the authorities to issue a first alert. The seismic crisis peaked on 21 August (454 events), but magnitudes continued to increase and a yellow alert was declared on 23 September 2011. The number of earthquakes exceeded 12,500 for the whole event (Fig. 1C). Very shallow earthquakes on 9 October, a seismic tremor, and the

presence of dead fish and a staining of the water south of La Restinga on 10 October indicated the onset of a submarine eruption in the southern ridge of El Hierro (Figs. 1B and 1C) (Carracedo et al., 2012). A red alert was declared on 11 October 2011. The eruption, of basaltic character (Carracedo et al., 2012), continued, as indicated by seismic tremors and stained water, and decreased gradually until 6 March 2012, when the alert was removed.

METHODS

From 22 October 2011 to 24 February 2012, six surveys onboard the R/V *Ramón Margalef* focused on changes in seabed elevation and the water column using acoustic techniques. Bathymetry data were acquired with an EM710 echo sounder. Real-time surface sound-velocity corrections were conducted using a Micro SV probe, whereas water-column corrections were based on SVPlus V2 sound-velocity profiles obtained on a subdaily basis. Processed bathymetric grid cell size was 10 m. The first survey mapped the new volcanic edifice and its surroundings on 25 October (Fig. 2A; Fig. DR1C in the GSA Data Repository¹), 29 October (Fig. DR1D), and 31 October 2011 (Fig. DR1E); successive surveys were conducted on 13 November 2011 (Fig. 2B; Fig. DR1F), 2 December 2011 (Fig. 2C; Fig. DR1G), 11 January 2012 (Fig. DR1H), 8 February 2012 (Fig. DR1I), and 24 February 2012 (Fig. 2D; Fig. DR1J).

The Spanish Navy Hydrographic Institute (IHM) made available pre-eruption, multibeam-derived bathymetry for the flanks of El Hierro (Fig. 1B; Fig. DR1B). Outside of the eruption area, all data sets are coincident, except this IHM bathymetry, which displays a mean depth diminution of 26.4 m (standard deviation is 15.8 m) with respect to the other data sets. Such differences have been treated as a static error in volumetric calculations and corrected for accordingly.

The water column was acoustically surveyed using an EK60 echo sounder, which operates

¹GSA Data Repository item 2013094, Figure DR1 (three-dimensional views of the eight bathymetries), Figure DR2 (EK60 echograms displaying backscatter in the water column), and Figure DR3 (location and volumes of other cones identified in El Hierro edifice), is available online at www.geosociety.org/pubs/ft2013.htm, or on request from editing@geosociety.org or Documents Secretary, GSA, P.O. Box 9140, Boulder, CO 80301, USA.

*E-mail: miquelcanals@ub.edu.

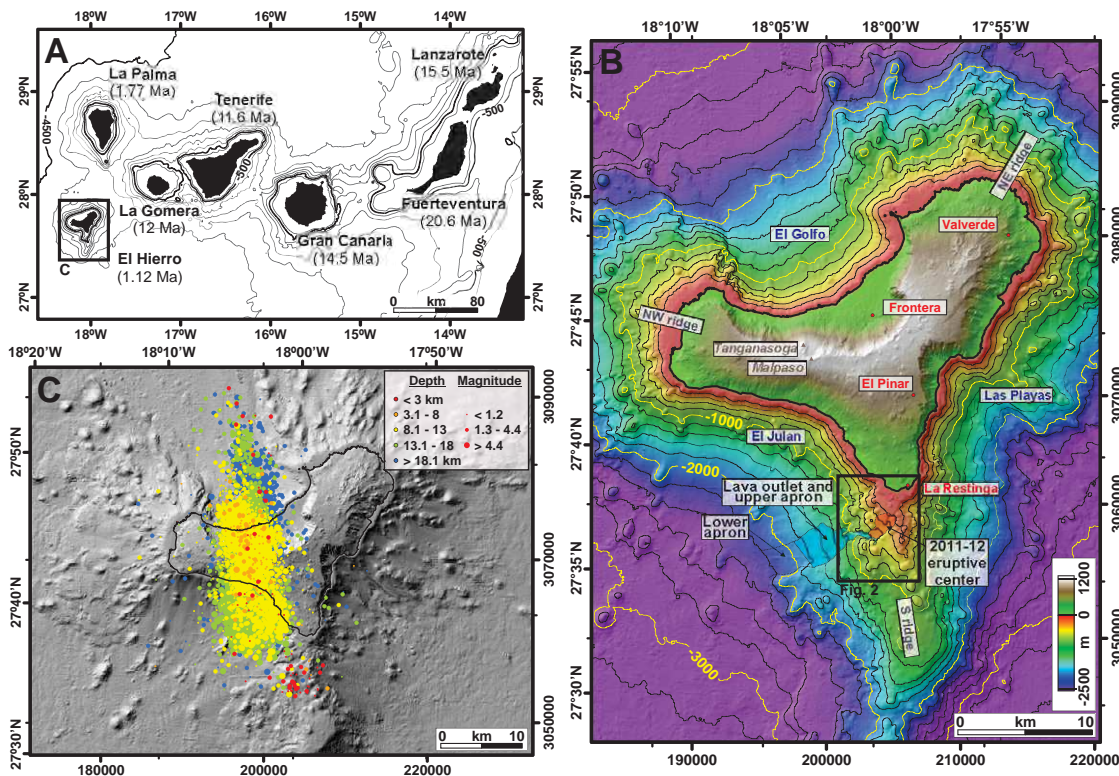


Figure 1. A: Age of the Canary Islands (Carracedo et al., 2002). B: Topobathymetric map of El Hierro Island. Locations of main geographical features and of Figure 2 are shown. Main components of the 2011–2012 eruption and resulting deposits are depicted. Pre-eruption bathymetry is from Spanish Navy Hydrographic Institute (IHM). C: Location of earthquakes from 19 July 2011 to 6 March 2012 (IGN, 2012).

at six different frequencies, yielding a volume backscattering coefficient in decibels (or reflectivity) and imaging emission spots and plumes (Fig. DR2). Vessel positioning was ensured by a differential GPS system with EUSAT differential correction by OmniSTAR, yielding a horizontal accuracy within 15 cm.

Non-dense rock equivalent (NDRE) volumes (i.e., the volumes of volcanic material accumulated without porosity corrections needed to calculate the volume of erupted magma) and rates during the eruption were calculated by computing depth changes for each 10×10 m cell between two consecutive data sets. If a cell was not surveyed during a given survey, depth change was calculated with respect to the temporally closest data set and proportionally distributed, taking into account the lapsed time between the two data sets used. Extreme values in depth changes caused by acquisition artifacts were corrected. Volumes of 221 older submarine volcanic cones were calculated by simplifying each edifice to an ideal cone with a basal area equal to the area occupied by the cone and a height equal to the difference between the summit depth and the mean depth of the area perimeter.

THE SEAFLOOR EXPRESSION

The first bathymetric survey (Fig. 2A), 15 d after the eruption started, depicts a volcanic cone located at $27^{\circ}37.12'N$ and $17^{\circ}59.48'W$, with a summit masked by an eruptive plume (Figs. DR1 and DR2). The shallowest surveyed point on the cone was at 205 m water depth; the same point was at 363 m (corrected) depth

before the eruption. In this first survey, the cone, 33×10^6 NDRE m^3 in volume, was developing within a pre-existing valley (Figs. 1B and 3A) in the western flank of the southern ridge of El Hierro. The valley directed the lava flow toward an apron at depths exceeding 1000 m, which by then had accumulated 57×10^6 NDRE m^3 of lava (Figs. 1B and 3B). The eruptive plume in the water column was advected southwestward following the dominant path of the Canary Current.

The cone growth in a sloping area contributed to instability. Cone deconstruction occurred between 25 and 29 October (Fig. 3; Fig. DR1) and again between 31 October and 13 November (Figs. 2B and 3). During both episodes, the cone's height and volume decreased while the apron accumulated new material. Contrastingly, during the first episode, cone height decreased uniformly, probably indicating deflation or collapse of a shallow magmatic chamber; during the second, height decreased only for the southwestern flank, suggesting cone instability and sliding of a large block (Figs. 2B and 3A). Eruption rates peaked after the first collapse, with a value of 12.7×10^6 NDRE $m^3 d^{-1}$ during 29 and 30 October.

The 13 November bathymetry (Fig. 2B) revealed that the eruption, which continued generating a plume in the water column (Fig. DR2), was occurring through two vents, the second growing to the northwest. Fifty-three (53) d after the start of the eruption (2 December) (Fig. 2C), the two vents developed into a double cone, almost infilling the upper part of the valley. Between 13 November and 2 December,

failure at the lower part of the valley took place, with valley walls affected by small-scale landsliding (Figs. 2B and 2C). Subsequent bathymetries indicate that the cone continued growing and that its summit moved gradually to the northwest (Fig. DR1).

The 24 February 2012 bathymetry, 137 d after the eruption's onset, shows that the double cone, which was eroded by small landslides (Fig. 2D), developed into a fissure eruption with at least four attached vents following a north-northwest–south-southeast lineation (Fig. 3A); the shallowest summit was at 89 m water depth. Eruption rates had decreased since January (Fig. 3B), as also shown by the fainter plume (Fig. DR2), probably indicating that only degassing was occurring at that time. The accumulated volume throughout the eruption was 329×10^6 NDRE m^3 , one-third of which represents the cone buildup and valley infill (Fig. 3B). No data are available to account for volumes accumulated in the lower apron or for material transported away within the water column.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

In addition to the new cone, several other cones, both larger and smaller in volume, can be identified in the southern ridge (Fig. 2D; Fig. DR3). Some are also multi-vent, probably fissure fed, aligned along a north-northwest–south-southeast direction; i.e., following the structural trend of the ridge and of the 2011–2012 event seismicity (Fig. 1). Some cones are located at valley headwalls similarly to the 2011–2012 eruption (Figs. 2A and 2D).

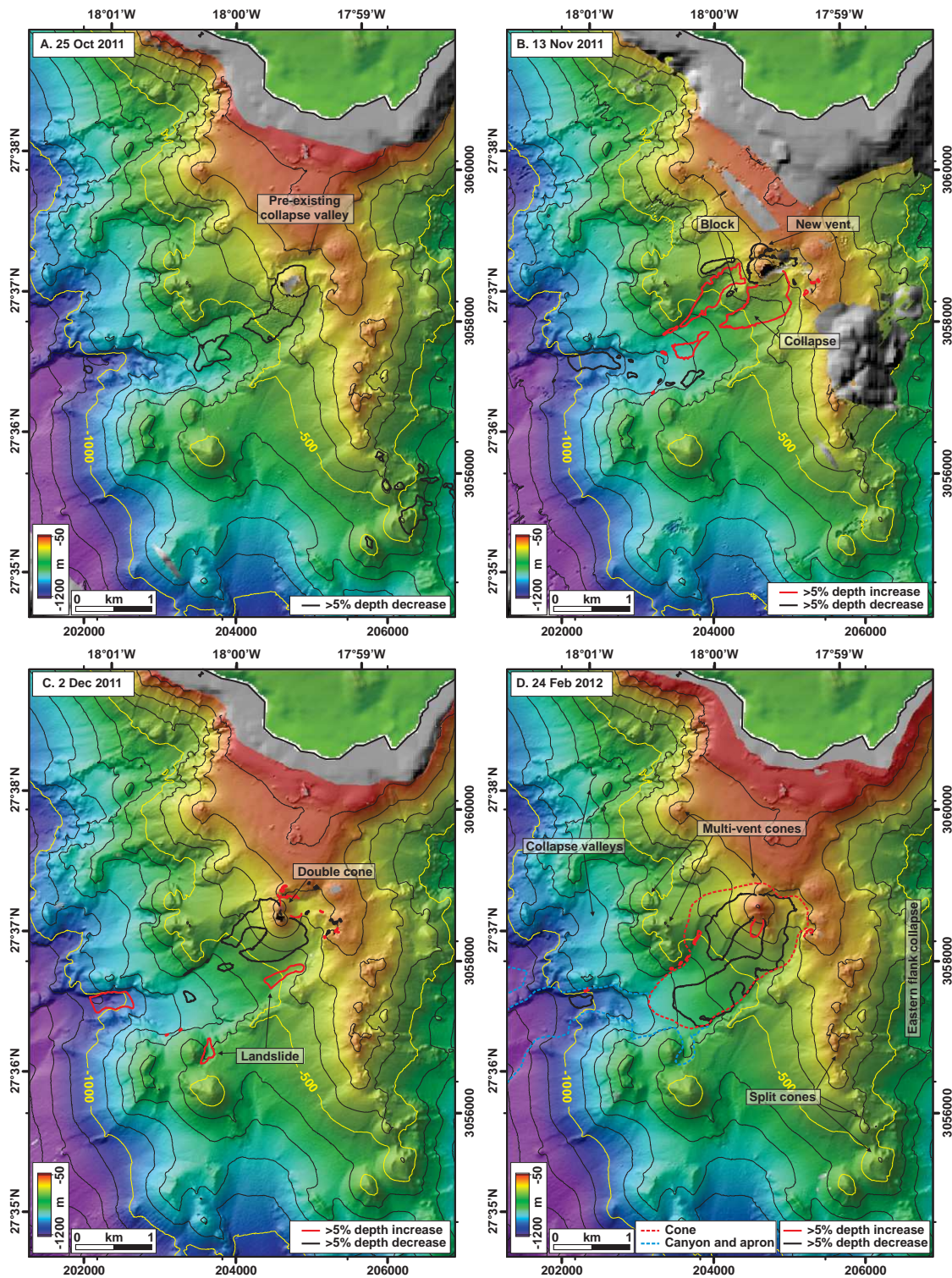


Figure 2. Four of the eight successive multibeam bathymetries obtained during the El Hierro eruption. A: 25 October 2011. B: 13 November 2011. C: 2 December 2011. D: 24 February 2012. Unserved areas are shown in gray. Changes in depth values of >5% with respect to previous survey are outlined in B, C, and D in black (depth decrease: inflation or deposition) and red (depth increase: deflation or erosion). In A, depth change is with respect to Spanish Navy Hydrographic Institute (IHM) bathymetry (Fig. 1C) after correcting static error. In D, the volcanic cone and the canyon and apron areas used in volumetric calculations (Fig. 3B) are depicted.

Similar valleys, described as downslope-facing horseshoe-shaped scarps, have been attributed to small-scale flank collapses in active volcanoes, such as Kick'em Jenny volcano, Grenada (Lindsay et al., 2005), and Monowai cone, Kermadec Islands, where repeated surveys have evidenced the growth of a cone within a scarp (Wright et al., 2008).

The new cone adds to a large number of similar structures both on land and offshore in

the flanks of El Hierro. A total of 221 submarine cones have been identified over an area of 6100 km², with volumes ranging from <50 × 10⁶ to >1000 × 10⁶ NDRE m³ (Fig. DR3). In rough numbers, the 2011–2012 eruption is an addition of 0.006% to the volume of the edifice (5500 km³) (Schmincke and Sumita, 2010). Assuming that half of the 1.12 Ma edifice is formed by extrusive rocks, and that 450 km³ of rock has been removed by flank collapse in the

past, some 9000 similar past eruptions, with a recurrence interval of 125 yr, are needed to build it up to its present size.

The El Hierro 2011–2012 eruption lasted 138 d, most likely representing a typical growth episode of the island. Volcanic islands undergo periods of destruction through large-scale flank collapses, such as those represented by El Golfo, El Julian, and Las Playas; medium-scale collapses of ridge flanks, such as the eastern

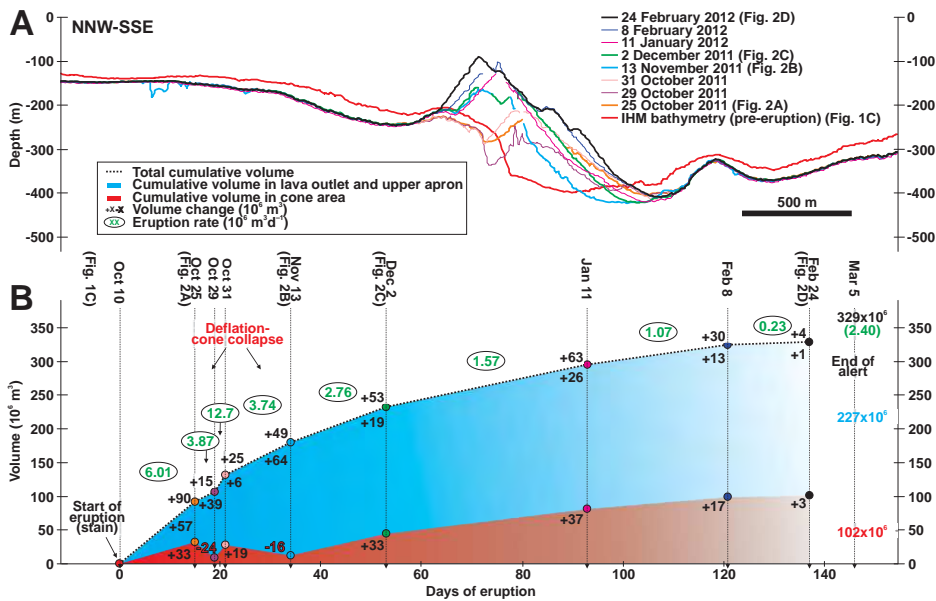


Figure 3. A: Bathymetric cross sections of El Hierro 2011–2012 cone during the eruption. The last bathymetry (24 February 2012) displays four successive vents in a north-northwest-south-southeast direction. Note the difference between the Spanish Navy Hydrographic Institute (IHM) data and the other data sets outside the new cone, which has been corrected for the volumetric calculations. B: Non-dense rock equivalent (NDRE) accumulated volumes and rates during the eruptive episode within the cone and the upper apron areas. Total values for each area (red and blue), as well as the mean eruption rate since the eruption's onset (green), are indicated below Mar 5. The total accumulated volume was $329 \times 10^6 \text{ NDRE m}^3$.

flank of the southern ridge, as evidenced by split cones in the new bathymetry (Fig. 2D; Fig. DR3); and small-scale collapses, such as the partial collapse of the new cone during the eruption or, likely, the valley in which it formed. Large-scale collapses mobilized $\sim 450 \text{ km}^3$ of El Hierro during the past 200–300 k.y., with each landslide involving $\sim 3\%$ of the edifice volume (Gee et al., 2001). A giant flank landslide such as the El Golfo debris avalanche ($150\text{--}180 \text{ km}^3$, 13–134 ka) (Masson, 1996) mobilized in a single event a volume equivalent to 450–550 eruptions similar in size to the recent one.

The above data suggest that while volcanic growth in El Hierro, and likely in other volcanic islands in equivalent geological settings worldwide, proceeds in terms of eruptive episodes producing modest volumes of rock spaced by at least a century, its destruction occurs, to a large extent, as a consequence of massive flank collapses. While evidence of massive debris-avalanche deposits has been found in a number of locations, the El Hierro 2011–2012 submarine eruption represents a rare occasion to observe how these islands are built. The morphological and volumetric evolution of the El Hierro submarine volcano reported here could be useful for guiding future monitoring programs and geohazard assessment. At the moment of writing (late June 2012), seismic activity and ground deformation had reactivated.

ACKNOWLEDGMENTS

The Spanish Institute of Oceanography (IEO) provided financial and ship-time support (Bimbache project). Generalitat de Catalunya is acknowledged (2009-SGR-1305). Micallef is a Marie Curie researcher (grant PIEF-GA-2009-252702). We thank the crew of the R/V *Ramón Margalef* for their courage in collecting the data. Two anonymous reviewers and J. Carracedo helped to improve the manuscript.

REFERENCES CITED

Acosta, J., Uchupi, E., Smith, D., Muñoz, A., Heranz, P., Palomo, C., Llanes, P., Ballesteros, M., and ZEE Working Group, 2003, Comparison of oceanic rifts on La Palma and El Hierro, Canary Islands and the Island of Hawaii: *Marine Geophysical Researches*, v. 24, p. 59–90, doi:10.1007/s11001-004-1162-6.

Carey, S., and Sigurdsson, H., 2007, Exploring submarine arc volcanoes: *Oceanography*, v. 20, no. 4, p. 80–89, doi:10.5670/oceanog.2007.08.

Carracedo, J.C., 1994, The Canary Islands: An example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 60, p. 225–241, doi:10.1016/0377-0273(94)90053-1.

Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H., Rodríguez Badiola, E., Cañas, J.A., and Pérez-Torrado, F.J., 1998, Hotspot volcanism close to a passive continental margin: The Canary Islands: *Geological Magazine*, v. 135, p. 591–604, doi:10.1017/S0016756898001447.

Carracedo, J.C., Pérez, F.J., Ancochea, E., Meco, J., Hernán, F., Cubas, C.R., Casillas, R., Rodríguez, E., and Ahijado, A., 2002, Cenozoic volcanism II: The Canary Islands, in Gibbons, W., and Moreno, T., eds., *The Geology of Spain*: London, Geological Society of London, p. 439–472.

Carracedo, J.C., Pérez-Torrado, F.J., Rodríguez-González, A., Fernández-Turiel, J.L., Klügel, A., Troll, V.R., and Wiesmaier, S., 2012, The ongoing volcanic eruption of El Hierro, Canary Islands: *Eos [Transactions, American Geophysical Union]*, v. 93, p. 89–90, doi:10.1029/2012EO090002.

Gee, M.J.R., Watts, A.B., Masson, D.G., and Mitchell, N.C., 2001, Landslides and the evolution of El Hierro in the Canary Islands: *Marine Geology*, v. 177, p. 271–293, doi:10.1016/S0025-3227(01)00153-0.

Guillou, H., Carracedo, J.C., Pérez-Torrado, F., and Rodríguez Badiola, E., 1996, K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast-grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 73, p. 141–155, doi:10.1016/0377-0273(96)00021-2.

Head, J.W.I., and Wilson, L., 2003, Deep submarine pyroclastic eruptions: Theory and predicted landforms and deposits: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 121, p. 155–193, doi:10.1016/S0377-0273(02)00425-0.

IGN (Instituto Geográfico Nacional), 2012, Boletín de El Hierro: http://www.ign.es/ign/recursos/volcanologia/txt/boletin_HIERRO.txt (March 2012).

Kokelaar, B.P., and Durant, G.P., 1983, The submarine eruption and erosion of Surtla (Surtsey), Iceland: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 19, p. 239–246, doi:10.1016/0377-0273(83)90112-9.

Latter, J.H., 1981, Tsunamis of volcanic origin: *Bulletin of Volcanology*, v. 44, p. 467–490, doi:10.1007/BF02600578.

Lindsay, J.M., Shepherd, J.B., and Wilson, D., 2005, Volcanic and scientific activity at Kick 'em Jenny submarine volcano 2001–2002: Implications for volcanic hazard in the Southern Grenadines, Lesser Antilles: *Natural Hazards*, v. 34, p. 1–24, doi:10.1007/s11069-004-1566-2.

Masson, D.G., 1996, Catastrophic collapse of the flank of El Hierro about 15,000 years ago, and the history of large flank collapses in the Canary Islands: *Geology*, v. 24, p. 231–234, doi:10.1130/0091-7613(1996)024<0231:CCOTVI>2.3.CO;2.

McBirney, A.R., 1963, Factors governing the nature of submarine volcanism: *Bulletin of Volcanology*, v. 26, p. 455–469, doi:10.1007/BF02597304.

Schmincke, H.U., and Sumita, M., 2010, *Geological Evolution of the Canary Islands*: Koblenz, Germany, Görres-Verlag, 200 p.

Watts, A.B., Peirce, C., Grevenmeyer, I., Paulatto, M., Stratford, W., Bassett, D., Hunter, J.A., Kalnins, L.M., and de Ronde, C.E.J., 2012, Rapid rates of growth and collapse of Monowai submarine volcano in the Kermadec Arc: *Nature Geoscience*, v. 5, p. 510–515, doi:10.1038/ngeo1473.

Wright, I.C., Chadwick, W.W., Jr., de Ronde, C.E.J., Raymond, D., Hyvernaud, O., Gennerich, H.H., Stoffers, P., Mackay, K., Dunkin, M.A., and Bannister, S.C., 2008, Collapse and reconstruction of Monowai submarine volcano, Kermadec arc, 1998–2004: *Journal of Geophysical Research*, v. 113, B08S03, doi:10.1029/2007JB005138.

Manuscript received 18 July 2012

Revised manuscript received 1 October 2012

Manuscript accepted 1 October 2012

Printed in USA

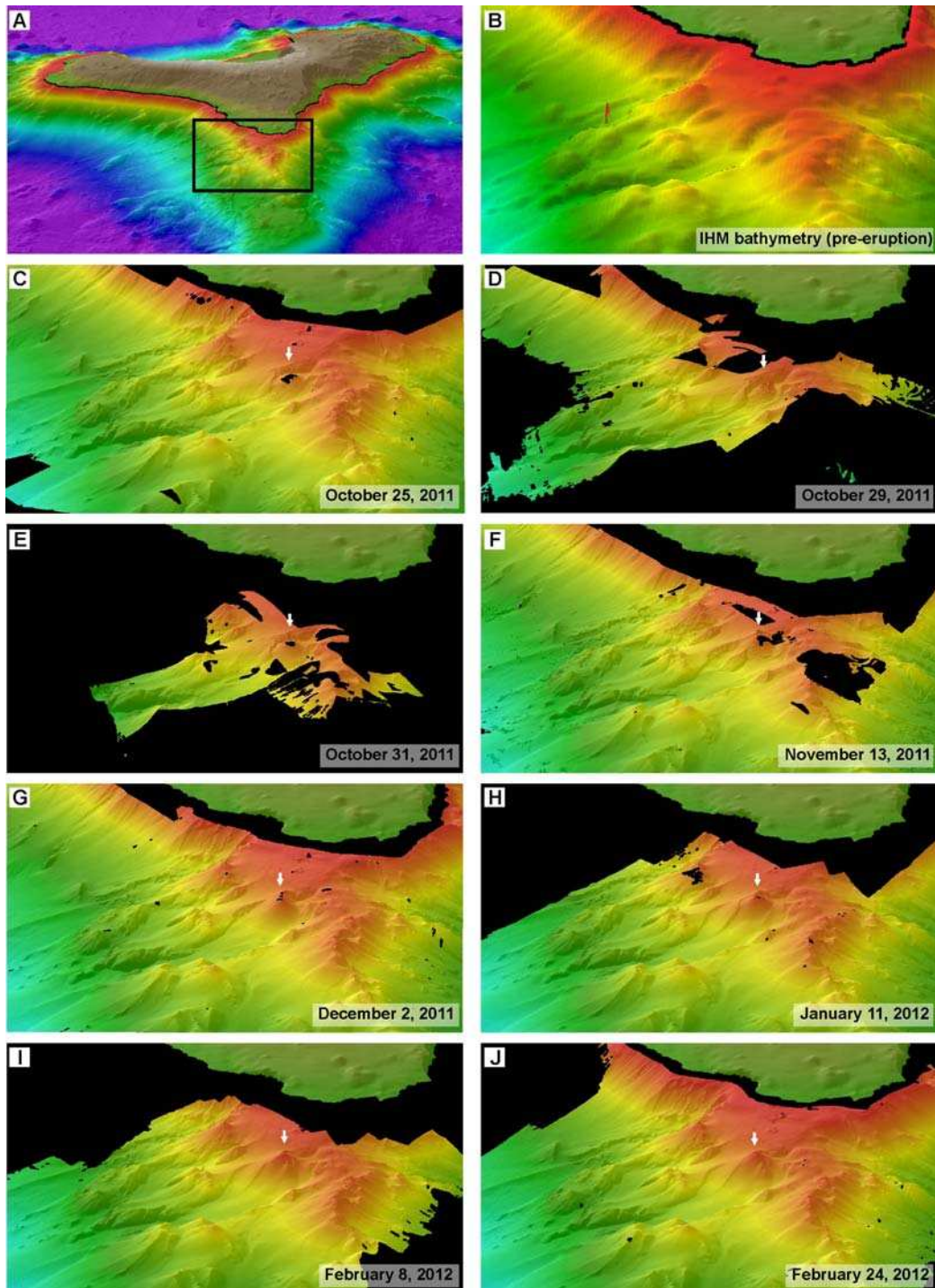


Figure DR1. 3D views of eight successive multibeam bathymetries obtained during the eruption. A: General view of the island and location of the views. B: Pre-eruption IHM bathymetry. C: October 25, 2011. D: October 29, 2011. E: October 31, 2011. F: November 13, 2011. G:

December 2, 2011. H: January 11, 2012. I: February 8, 2012. J: February 24, 2011. The eruptive center is indicated in C-J with a white arrow.

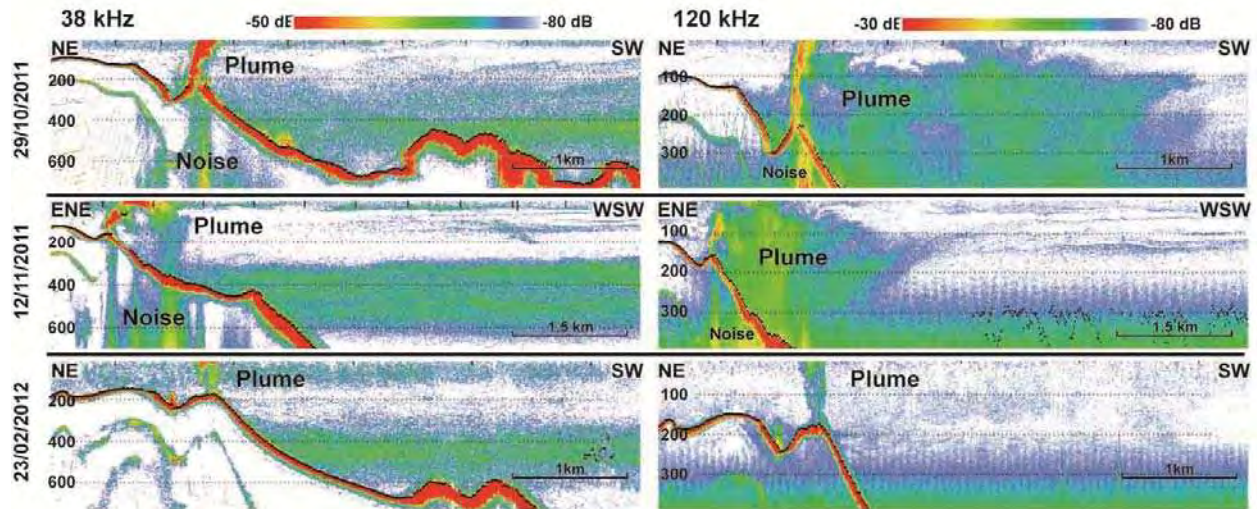


Figure DR2. EK60 echograms recorded at frequencies of 38 kHz (left) and 120 kHz (right) during three stages of the eruption: October 29, 2011 (top), November 12, 2011 (middle) and February 23, 2012 (bottom). Vertical scales are in meters; color depicts volume backscattering coefficient (Sv) in decibels (dB) from red (max) to blue (min). Seabed displays the highest backscatter value and is marked also with a thin black line; below seafloor only artifacts (noise and multiples) are recorded. Within the water column, plumes of volcanic material are indicated. Intermediate backscatter below 300 m water depth in the high frequency record is static noise. Note the high backscatter layer around 400 m water depth in the low frequency records, which probably relates to a density boundary in the water column acting as a trap for light pyroclastic material.

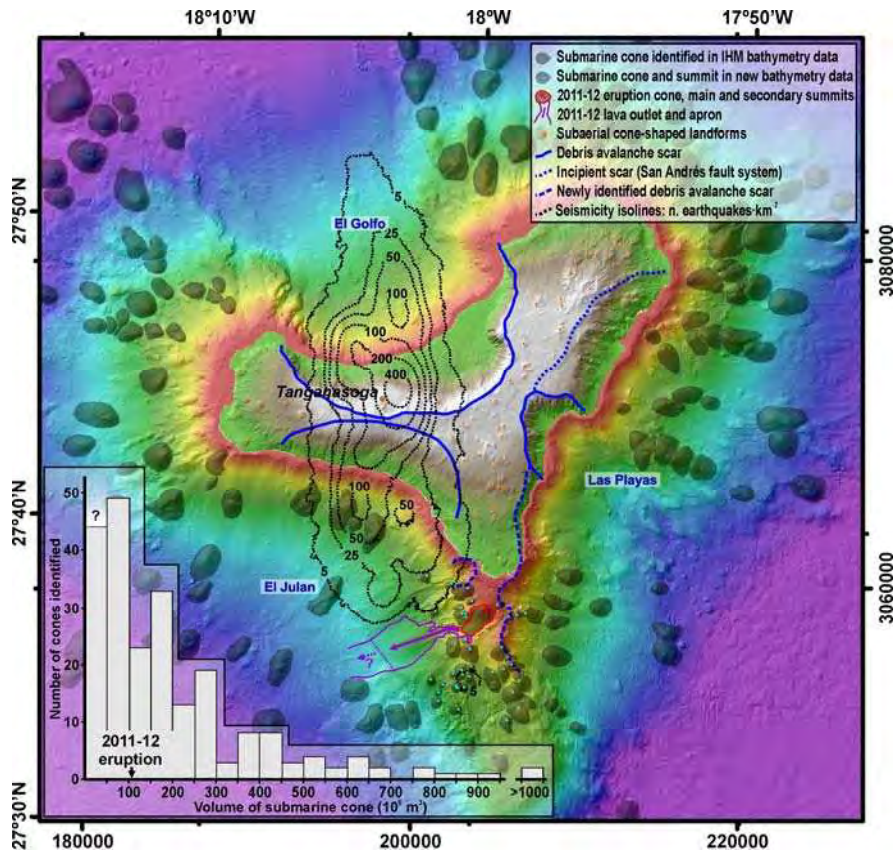


Figure DR3. General topo-bathymetric map of El Hierro Island, with the most recent bathymetric data in the eruption area. Locations of the new and older volcanic cones identified in El Hierro submarine and emerged edifice are shown. Histogram depicts the volumetric distribution of 221 submarine cones, with the 2011 eruption indicated as a reference. Number of submarine cones below $50 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ is probably underestimated, since they are barely identifiable in the bathymetry. Debris avalanche scars and San Andrés fault system from Gee et al. (2001).



Bathymetry of a new-born submarine volcano: El Hierro. Canary Islands

Jesús Rivera, Nuria Hermida, Beatriz Arrese, Daniel González-Aller, Jose L. Sánchez de Lamadrid, Daniel Gutiérrez de la Flor & Juan Acosta

To cite this article: Jesús Rivera, Nuria Hermida, Beatriz Arrese, Daniel González-Aller, Jose L. Sánchez de Lamadrid, Daniel Gutiérrez de la Flor & Juan Acosta (2014) Bathymetry of a new-born submarine volcano: El Hierro. Canary Islands, Journal of Maps, 10:1, 82-89, DOI: 10.1080/17445647.2013.849620

To link to this article: <http://dx.doi.org/10.1080/17445647.2013.849620>



© 2013 Jesús Rivera



[View supplementary material](#)



Published online: 11 Oct 2013.



[Submit your article to this journal](#)



Article views: 207



[View related articles](#)



[View Crossmark data](#)



Citing articles: 1 [View citing articles](#)

SCIENCE

Bathymetry of a new-born submarine volcano: El Hierro. Canary Islands

Jesús Rivera^{a*}, Nuria Hermida^a, Beatriz Arrese^a, Daniel González-Aller^b,
Jose L. Sánchez de Lamadrid^b, Daniel Gutiérrez de la Flor^b and Juan Acosta^a

^aSpanish Oceanographic Institute, C/C. de María 8, 28002 Madrid, Spain; ^bHydrographic Institute of the Navy, Pl. San Severiano, 3, 11007 Cádiz, Spain

(Received 8 July 2013; Resubmitted 17 September 2013; Accepted 21 September 2013)

We present here a bathymetric map of a new underwater volcano which began its growth on 10 October 2011 to the south of El Hierro Island (Canary Is., Spain). The map scale is 1:25,000 and the map covers 210.9 sq. km. In July 2011, the seismic monitoring network of Spanish National Geographic Institute (IGN), began to detect an increase in low-intensity earthquakes around El Hierro Island along with ground deformation. This seismic crisis culminated on 10th October with a submarine eruption 2 km south of the small port of La Restinga, and lasted until March 2012 when IGN determined the end of the eruption process. After eight surveys monitoring the morphological and bathymetric evolution during the eruptive phase that ended in March 2012, Spanish Oceanographic Institute and the Hydrographic Institute of the Navy, carried out a survey from the 6th to the 8th of December 2012 to map the bathymetric and morphologic situation after the 2011–2012 eruptive period. The map presented here is based on full seafloor coverage by multibeam swath data echosounder carried out when the submarine volcano was in a quiet phase, using a grid mesh size of 12 × 12 meters.

Keywords: submarine volcano; multibeam bathymetry; Canary Islands; oceanography; volcanic hazards; acoustic techniques; seabed mapping; civil defense

1. Introduction

El Hierro is the youngest and smallest island of the Canary archipelago (Guillou, Carracedo, Torrado, & Badiola, 1996; Van den Bogaard, 2013). It has a surface area of 273 km², lies up to 1500 m above sea level and is located at the westernmost point of the Canary archipelago (Figure 1). Geologically, it is still in a ‘juvenile stage’ of shield growth, and is probably located over the present position of the Canary Hotspot that generated the islands (Holik, Rabinowitz, & Austin, 1991).

In plan view the island has three lobes whose intersections form a central tableland on which are superimposed numerous extinct cinder cones. The submarine geomorphology presents a three submarine rifts: Northeast, Northwest and South. The ridge-like submarine South Rift, also known as the Southern Ridge, curves southwestward from its mid-section outwards and is

*Corresponding author. Email: jesus.rivera@md.ieo.es



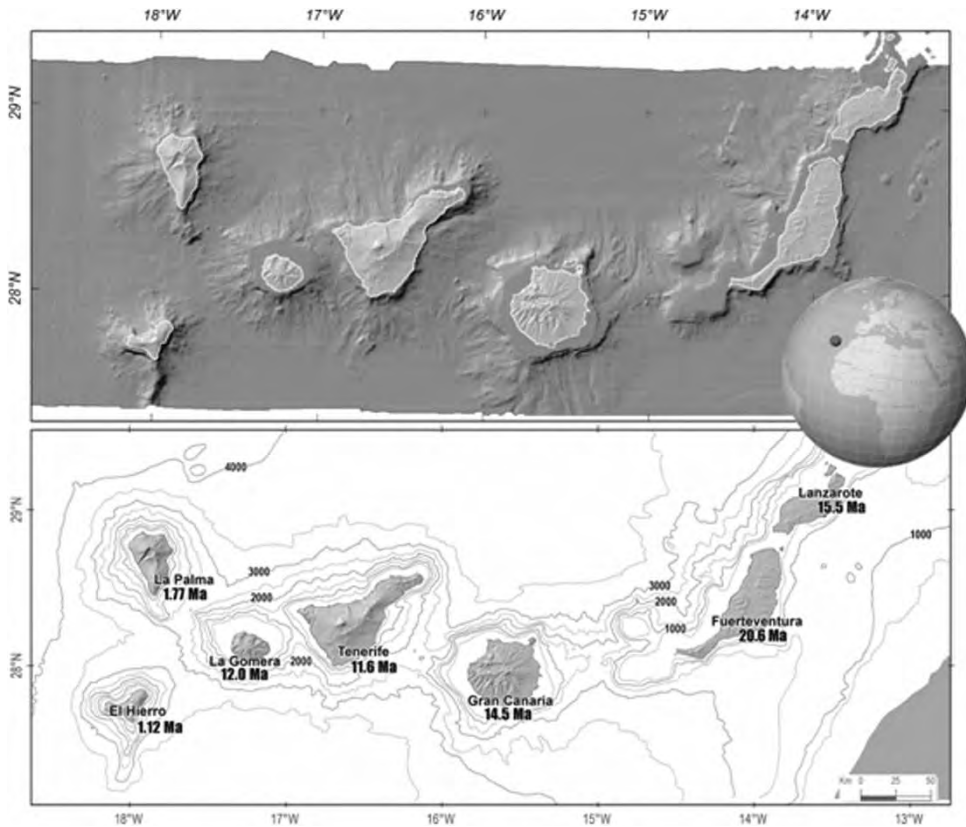


Figure 1. Location of Canary Archipelago (Globe). (a) Shaded bathymetry from IEO-IHM, EEZ program. (b) Age of Canary Islands according to Van der Bogaard, 2013.

asymmetrical in cross-section, with its steeper side facing southeast. The width of the rift ranges from 3 km on its proximal end to 18 km at its distal end (Acosta et al., 2005).

In the middle of July 2011, the Spanish National Geographic Institute (IGN) seismic network detected an increase in seismicity with hypocenters migrating from the North of the Island to the South. On 10th October, after the occurrence of more than 10,000 seismic events (López et al., 2012) IGN recorded a volcanic tremor (indicative of the onset of a submarine eruption), off the coast of the village of La Restinga and approximately 1.8 km southwestwards. In the following days dead fish appeared in the vicinity of the eruption area as well as a huge stain in the sea water caused by the presence of pyroclasts, gases and other products of the submarine eruption. This stain varied in shape and size due to interaction with the ocean currents throughout the eruptive process and was visible from NASA's satellites (Figure 2a), (Allen & Simmon, 2012).

The Civil Defense and Emergency Attendance for Volcanic Risk Special Plan in The Canary Islands PEVOLCA (for its acronym in Spanish), asked for the advice and scientific collaboration of the Spanish Oceanographic Institute (IEO), because of the potential eruption hazard may evolve into a Surtseyan eruption (Vaughan & Webley, 2010).

The IEO commissioned their brand-new ship Research Vessel (R/V) Ramón Margalef, which at the time was conducting sea trials in Vigo (NW Spain). The vessel navigated to the eruption area and provided real-time information needed by PEVOLCA scientific committee to advise and manage the possible risks arising from the submarine eruption. The R/V Ramón Margalef

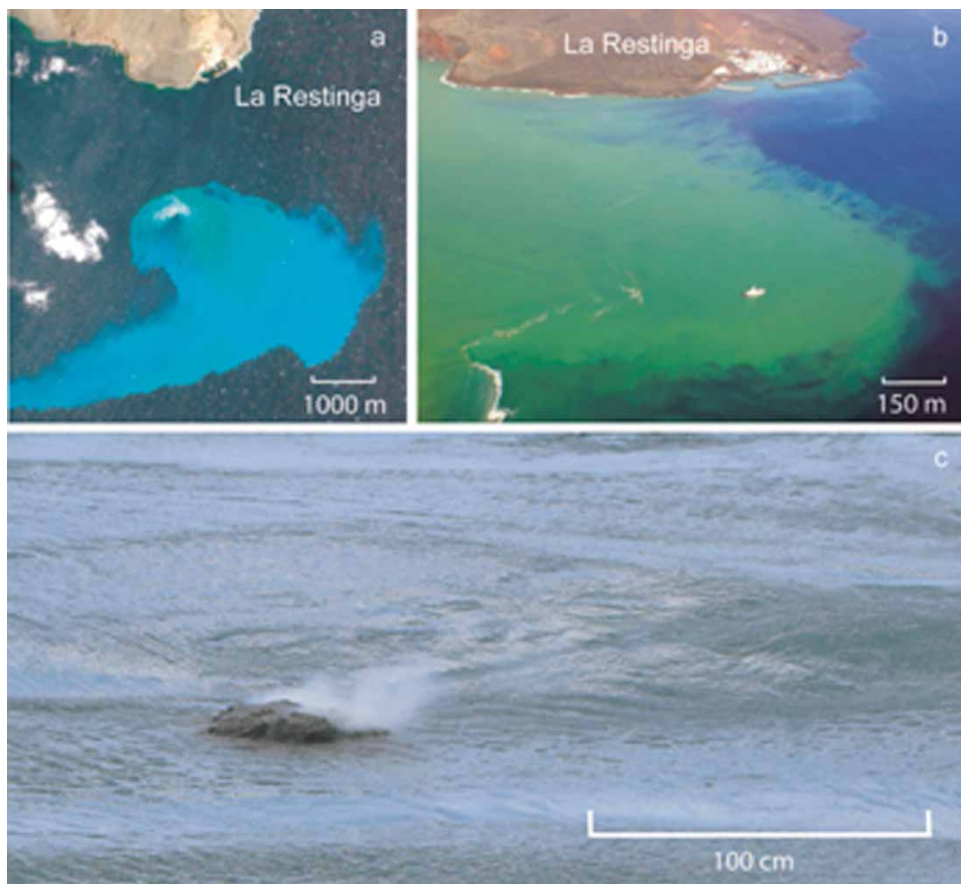


Figure 2. (a) NASA Earth Observatory images by Jesse Allen and Robert Simmon, using EO-1 ALI data. Image collected on 10 February 2012 (Allen & Simmon, 2012). Note the stain due the high concentration of volcanic materials. (b) Aerial picture took from Guardia Civil helicopter (Involcan 2012). Scale bar is referred to R/V Ramón Margalef position (46.7 m length). (c) Picture showing a pyroclast degassing on surface. Scale bar referred to the center of the image.

arrived at El Hierro on 23rd October, 13 days after the eruption began on 24th October, the multi-beam record located the new volcanic edifice on the southwest flank of the South Rift in a submarine canyon at a depth of about 300 m.

The research vessel then started a series of oceanographic cruises alternating between geophysical and physicochemical surveys. The first cruise focused on mapping and geology, and the second on the study of water column conditions in the eruption area. A total of 12 legs were conducted, six of them focused on geophysical tasks and six on physicochemical (Table 1). The IEO team completed its scientific advisory mission in the eruption area in March 2012, when IGN officially declared the eruptive process over.

Because of the unusual physicochemical conditions of the water column (Fraile-Nuez et al., 2012), as well as the high content of suspended material during Bimbache cruises (Figure 3), acquisition and processing of bathymetric data was slow and laborious. After the return to a period of calm in the eruptive process, and in order to establish the exact bathymetry and morphology of the new volcano, a new geological/hydrographic cruise was carried out in December

Table 1. The table summarizes the different campaigns and datasets used in this work. Area and km refer to the surface prospected and the km traveled in each project or leg.

DATE	VESSEL	PROJECT/LEG	AREA (Ha)	Km	DEM
1998–2000	BIO Hesperides	ZEE	-----	-----	IHM98
-----	BH Malaespina	N.Charts	-----	-----	IHM98
23, 24, 25/10/2011	R\VR. Margalef	BM-Leg01	12816	352.10	S1025
25, 26, 27/10/2011	R\VR. Margalef	BM-Leg02	14104	186.34	N1027
27, 28/10/2011	R\VR. Margalef	BM-Leg02	4262	41.22	E1028
28, 29/10/2011	R\VR. Margalef	BM-Leg02	2838	50.14	S1029
30, 31/10/2011	R\VR. Margalef	BM-Leg02	982	18.89	S1031
12/11/2011	R\VR. Margalef	BM-Leg04	10465	127.97	N1112
12, 13/11/2011	R\VR. Margalef	BM-Leg04	16547	270.44	S1113
1, 2/12/2011	R\VR. Margalef	BM-Leg06	23169	320.64	S1202
6–8/12/2011	R\VA. Alvariño	HIERRO12	20398	991.15	S1212H

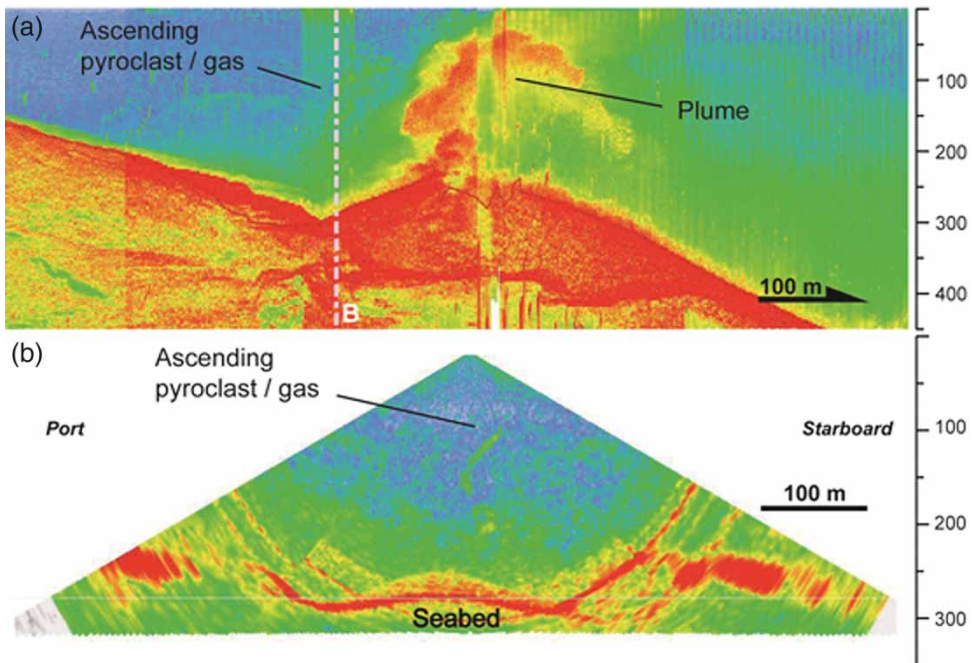


Figure 3. Water column from multibeam echo sounder record. Color scale means signal amplitude in dB from blue (less reflective) to red (more reflective). On top, figure A, shows a profile along track. The arrow indicates vessel direction (Heading SSW) and scale. The white dotted line marks a ‘cross_track slice’ showed in the bottom; figure B, these fans represent all the beams pinged in this particular swath. In both sections there are vertical trails, probably due to degassing pyroclasts ascending to surface. Depth scales in meters is shown at the right side of the figures.

2012 aboard R/V Angeles Alvariño, sister ship of R/V Ramón Margalef, incorporating in the scientific staff a team of hydrographers from IHM.

2. Methods

Various ships and different methods have been used to collect data bathymetric data depending on the stage of research in which the studies were conducted. Research vessels used were; R/V

Hespérides and Malaspina (pre-eruptive), R/V Ramón Margalef (eruptive phase) and R/V Ángeles Alvariño (quiescence period); these two last research vessels are twins. The following section describes the technical characteristics of the equipment used and the procedures of data acquisition and processing.

2.1 *Multibeam data acquisition*

2.1.1 *Pre-eruptive stage surveys*

Bathymetric information available prior to the 2011–2012 eruption were gathered under the Spanish Exclusive Economic Zone (EEZ) program, using R/V Hespérides, and the periodic updating of the Spanish cartographic plan, using R/V Malaspina.

The EEZ program was initiated in 1995 by the IHM-IEO to systematically map and study the Spanish EEZ. From 1997 to 2001 the EEZ program moved to the Canaries from the Iberian Peninsula, surveying much of the Canary Islands' EEZ (Figure 1).

R/V Hespérides equipped with Simrad multibeam echosounders EM1000 and EM12, covered 100% of the seabed with a 30% overlap between lines. The EM-12 echosounder operates at a frequency of 13 kHz and provides sweeps up to 3.5 times the water depth. Its accuracy is about 0.25% of the water depth. The EM1000 echosounder operates at a frequency of 95 kHz and was used for depths shallower than 200 m. The raw data from both echosounders and the navigation telegram were stored on a Sun workstation using Merlin software. Further processing and post processing was made using Neptune, Cflor and IberGIS among other software. Processed data were gridded to a 30 m bin size in order to create a Digital Elevation Model (DEM) (Figure 1).

The positioning and navigation system used was based on two navigators GPS Trimble 4000DL differential GPS with continuous differential corrections provided by the Omnistar and Skyfix systems.

The surveys to update the cartography of the area took place in 2010 with the Hydrographic vessel Malaspina, equipped with a multibeam system Kongsberg EM302. The overlap between lines was again 30%. EM302 operates at a nominal frequency of 30 kHz, covering approximately four times the water depth, and was used for depths between 80 and 200 meters to overlap with the Hespérides survey. The processing was performed using HIPS from CARIS, with a bin size of 1 meter. The attitude and navigation system used was Seapath 200, and the differential corrections (RTCM) were received from the Omnistar system through a Trimble AgGPS 132.

2.1.2 *Eruptive phase surveys*

After 13 days of the underwater eruption, the R/V Ramón Margalef began a series of oceanographic cruises called BIMBACHE1011 (Table 1) six of which were planned to achieve bathymetric and geomorphologic objectives (IEO Survey team et al., 2011). BIMBACHE1011-Leg01 was the first acoustic survey cruise carried out on the submarine volcano.

The brand-new R/V Ramón Margalef has a multibeam echo sounder Kongsberg EM-710 ($0.5^\circ \times 1^\circ$) and a scientific multi frequency echo sounder EK60 (18, 38, 70, 120, 200 and 333 kHz) that were used in the geophysical cruises.

The EM 710 operates at sonar frequencies in the 70–100 kHz range. The transmit fan is divided into three sectors to maximize range capability, but also to suppress interference from multiples of strong bottom echoes. A high-density beam operating mode provides up to 400 soundings per ping; 200 beams to starboard and 200 to the port side (Kongsberg, 2011).

Other auxiliary equipment included: an attitude and position signal integration system SEAPATH 200, a Motion Reference Unit, a sound velocity gauge for measuring sound speed

at the transducer depth in real time while surveying, and a sound velocity profiler SV-Plus (Applied Microsystems), used to measure the full water column and correct refraction of sound when needed.

Because of the poor condition of the water column due to the volcanic activity, the survey procedure had to be modified in order to achieve maps with the resolution and data quality needed to identify hazards and assess the risks.

Temperature, pH, dissolved ions and other physico-chemical parameters influence the way sound travels across the water column and these were very different from ordinary values (Figure 3). Anomalies in the sound velocity profile produce ray bending in the acoustic signal beams due to refraction. These artifacts in bathymetry data hinder correct interpretation of geomorphology and undergoing geologic processes. To minimize this kind of artifact it was required to analyze the sound velocity profiles more often than usual in order to counteract the strong gradients aggravated by the quick changes due to turbulence.

Another major problem was the presence of gas bubbles and suspended solids (pyroclasts and cinder) that blocked the signal on its way through the water column. Density differences between sea water and gas, and sea water and rock, drastically alters the acoustic impedance which has the effect of increasing signal reflectance significantly impairing the performance of the echo sounder and even masking wide seabed areas. Although gas bubbles and large pyroclasts had the most unfavorable influence, that influence was locally restricted to the emission spots because its ascent was vertical or sub vertical; straight up to ocean surface. Furthermore rock fragments sunk straight to the bottom as soon as they cooled and degassing in about one minute (Figure 2c).

Ash and minor grain size pyroclasts also reflect and absorb acoustic energy but hopefully not as much as required to completely mask the seabed. Nevertheless, those particles were arranged in layers at certain depths covering wide areas where echo sounder coverage and range were reduced. Through the use of the EK60 and EM710 Water Column module it was possible to detect these layers in the echogram at certain frequencies (Figure 4). We can then infer that the

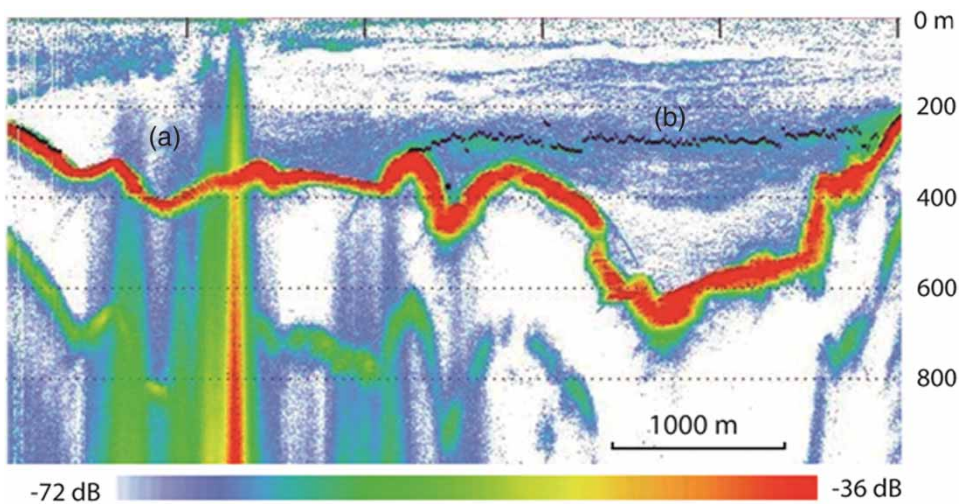


Figure 4. Echogram from EK60 18 kHz transducer. Signal amplitude from blue to red according to the scale bar. The black line indicates the sea-bottom detection according to the echo sounder algorithms. Notice that in zone (b) sea floor detection is mistaken, pointing to an important turbidity layer, instead of the seabed (red thick line). In zone (a) a black line is absent due to the noise appreciable in the echogram by a 'flame like' artifact.

volcano reach, in terms of volume increase, should extend farther than the area plotted on the present map although this impact due to sediment deposition is not detectable using acoustic techniques. Only video imagery and sediment sampling could detect such low sedimentation rates.

In order to alleviate the important problem of water column conditions, the number of planned survey lines was increased by more than two times the standard density in an ordinary survey. So in good weather and the proper conditions the overlap between lines is about 30% (15% per side) while during the eruption monitoring the overlap between passes was 60%. Even with such density, emission spots remained uncovered because of the presence of gas, large rocks of variable-buoyancy and suspended sediment masking the seabed (Figure 4). To prevent this masking effect, emission spots were insonified by the outside beams of the swath avoiding the vertical ascension of gas, sediment and blocks (Figure 3), and in addition, passes were spaced out in time. As the eruptive pattern fluctuated between high and low activity over time, this procedure decreased the probability of coincidence between a lava pulse emission and a survey pass. Depending on the intensity of volcanic activity at each survey, overlap between lines was adjusted in those specific areas. Up to 300% overlap was needed in some surveys. The last survey conducted in BIMBACHE1011-Leg12 (February 2012) showed morphology of the new volcano consisting of a conic edifice of more than 200 m height. Because the type of eruption was a fissural one, the summit presents a longitudinal axis crest oriented 336° instead of a single crater. Repeated BIMBACHE1011 cruises have allowed, by comparison with successive surveys, the average volume and the partial and total rate of material emitted (Rivera et al., 2013)

2.1.3 *Quiescent period surveys*

On 5 March 2012 IGN officially declared the end of the eruptive phase of the underwater volcano of El Hierro, with earthquakes decreasing in number and intensity.

From 6 to 8 December 2012, R/V Ángeles Alvariño, the sister ship of R/V Ramón Margalef, undertook a new oceanographic survey of the new submarine volcano area.

The cruise, named HIERRO-AA-1212, counted among its scientific team hydrographers from the IHM in order to establish the current bathymetric status of the new volcano without the noise and physico-chemical problems found in surveys conducted in the eruptive phase. As eruptive processes had finished (degassing was significantly present during the February cruise) the survey tasks were much easier. Vessel speed was increased up to 7 kn instead of 4–6 kn sailed in the eruptive phase, thanks to better conditions. However, line overlapping remained as high as 100% in the survey area in order to keep a high sounding density that allowed us to obtain a better final surface despite increased processing time. Thanks to this redundancy in data gathering, it was possible to achieve an average sounding density of 62.51 soundings inside a 12×12 m tile, with a sounding density standard deviation (STD) of 49.51. Such a high STD is due to the depth range of the surveyed area (from 13.9–2002 m) which implies a very high sounding density in shallow water but as low as just a few soundings per 12×12 m tile in the deep zone. To avoid interpolation in deep areas when creating the DEM, a 12 by 12 m cell size was chosen. This gives a DEM resolution suitable for use with a 1:25,000 scale map.

3. Conclusions

In this paper, we present the final bathymetric state of the new submarine volcano located south of El Hierro Island (Canary archipelago) as a result of the 2011–2012 submarine eruption. In addition, we provide a detailed description of the procedures conducted in order to reduce the problems of surveying an area affected by a submarine volcanic eruption through the use of multi-beam echo sounders, which is uncommon but essential in case a civil emergency like this occurs.

Repeated follow-up cruises for monitoring the morphological evolution of the new volcano in its eruptive phase has allowed us to understand, in real time, the mechanism and processes that occur in shallow submarine eruptions, as well as to provide civil protection authorities a useful tool for the mitigation of geological hazards and management of a volcano crisis. It is worth noting the importance that cartography had in this particular case, as the DEM presented in this map had been the only way to infer the reach of a risk hidden by the ocean.

Software

The multibeam bathymetric data for our study area was acquired from SIS-Sea-floor Information System (Kongsberg Maritime) and processed and gridded using the hydrographic software Hips&Ships v7.2.1 (CARIS). ASCII grids were rendered in Fledermaus v7.0 (QPS) for interpretation and virtual fly through movie creation. ArcGIS v10.0 (Esri) has been used for analysis and map editing.

Acknowledgements

We appreciate the cooperation and assistance of the captain and crew of the R/V *Ángeles Alvariño*, also a very special thanks must be given to the captain and crew of the R/V *Ramón Margalef*; their professionalism and courage during the first Bimbache campaigns allowed us to obtain the necessary data with months spent working above an area of active shallow-deep submarine volcanism. We appreciate the participation on some of the cruises of our colleagues Olvido Tello and J.L Vargas from IEO, and to Cristina Almisas, Manuela Bravo and Lucia Quirós from GRC Geociències Marines, Universitat de Barcelona.

References

- Acosta, J., Uchupi, E., Smith, D., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., ... ZEE Working Group. (2005). Comparison of volcanic rifts on La Palma and El Hierro, Canary Islands and the Island of Hawaii. In P. Clift, & Juan Acosta (Eds.), *Geophysics of the Canary Islands* (pp. 59–90). Dordrecht: Springer Netherlands.
- Allen, J., & Simmon, R. (2012). NASA. El Hierro Submarine Volcano Eruption?: Image of the Day [WWW Document]. Retrieved May 9, 2013, from <http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=77171>
- Fraile-Nuez, E., González-Dávila, M., Santana-Casiano, J. M., Aristegui, J., Alonso-González, I. J., Hernández-León, S., ... Benítez-Barrios, V. M. (2012). The submarine volcano eruption at the island of El Hierro: physical-chemical perturbation and biological response. *Sci. Reports* 2.
- Guillou, H., Carracedo, J. C., Torrado, F. P., & Badiola, E. R. (1996). K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73, 141–155.
- Holik, J. S., Rabinowitz, P. D., & Austin, J. A. (1991). Effects of Canary hotspot volcanism on structure of oceanic crust off Morocco. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96, 12039–12067.
- IEO Survey team, Rivera, J., Hermida, N., Arrese, B., Tello, O., & Acosta, J. (2011). IEO - Bimbache Report Cruises [WWW Document]. Retrieved May 9, 2013, from <http://www.ieo.es/hierro.htm>
- Kongsberg. (2011). EM 710 Multibeam echosounder data sheet - Kongsberg Maritime [WWW Document]. Retrieved May 9, 2013, from [http://www.km.kongsberg.com/ks/web/nokbg0397.nsf/AllWeb/71E3E270C5D26C47C1256FD30040DA3E/\\$file/164939ae_em710_product_specification.pdf?OpenElement](http://www.km.kongsberg.com/ks/web/nokbg0397.nsf/AllWeb/71E3E270C5D26C47C1256FD30040DA3E/$file/164939ae_em710_product_specification.pdf?OpenElement)
- López, C., Blanco, M. J., Abella, R., Brenes, B., Cabrera Rodríguez, V. M., Casas, B., ... Villasante-Marcos, V. (2012). Monitoring the volcanic unrest of El Hierro (Canary Islands) before the onset of the 2011–2012 submarine eruption. *Geophysical Research Letters*, 39, L13303.
- Rivera, J., Lastras, G., Canals, M., Acosta, J., Arrese, B., Hermida, N., ... Amblas, D. (2013). Construction of an oceanic island: Insights from the El Hierro (Canary Islands) 2011–2012 submarine volcanic eruption. *Geology*, 41, 355–358.
- Van den Bogaard, P. (2013). The origin of the Canary Island Seamount Province – New ages of old seamounts. *Sci. Reports* 3.
- Vaughan, R. G., & Webley, P. W. (2010). Satellite observations of a surtseyan eruption: Hunga Ha’apai, Tonga. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198, 177–186.

RESEARCH ARTICLE

Morphometry of Concepcion Bank: Evidence of Geological and Biological Processes on a Large Volcanic Seamount of the Canary Islands Seamount Province

Jesus Rivera^{1*}, Miquel Canals², Galderic Lastras², Nuria Hermida¹, David Amblas², Beatriz Arrese¹, Pablo Martín-Sosa³, Juan Acosta¹

1 Instituto Español de Oceanografía, Corazón de María 8, Madrid E-28002, Spain, **2** GRC Geociències Marines, Universitat de Barcelona, Barcelona E-08028, Spain, **3** Instituto Español de Oceanografía, Vía Espaldón, dársena pesquera, Parcela 8, Santa Cruz de Tenerife E-38180, Spain

* jesus.rivera@md.ieo.es



OPEN ACCESS

Citation: Rivera J, Canals M, Lastras G, Hermida N, Amblas D, Arrese B, et al. (2016) Morphometry of Concepcion Bank: Evidence of Geological and Biological Processes on a Large Volcanic Seamount of the Canary Islands Seamount Province. PLoS ONE 11(5): e0156337. doi:10.1371/journal.pone.0156337

Editor: Vanesa Magar, Centro de Investigacion Científica y Educacion Superior de Ensenada, MEXICO

Received: November 24, 2015

Accepted: May 12, 2016

Published: May 31, 2016

Copyright: © 2016 Rivera et al. This is an open access article distributed under the terms of the [Creative Commons Attribution License](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original author and source are credited.

Data Availability Statement: All relevant data are within the paper and its Supporting Information files.

Funding: The data used in this article has been gathered in the scope of Life+ INDEMARES Project (07/NAT/E000732) funded by the EU. The coordination of the project was carried out by Fundacion Biodiversidad from the Spanish Ministry of Agriculture, Food and Environment. The technical and scientific work was led by the Instituto Español de Oceanografía. The involvement of UB researchers

Abstract

Concepcion Bank is the largest seamount in the Canary Islands Seamount Province (CISP), an oceanic area off NW Africa including 16 main seamounts, the Canaries archipelago and the Selvagens subarchipelago. The Bank is located 90 km northeast of Lanzarote Island and has been identified as a candidate Marine Protected Area (MPA) to be included in the Natura 2000 network. A compilation of complementary datasets consisting of multi-beam bathymetry, TOPAS seismic reflection profiles, side scan sonar sonographs, Remotely Operated Vehicle video records and seafloor samples allowed describing in detail and ground truthing the submarine landforms and bioconstructions exhibited by the bank. The Concepcion Bank presently rises up to 2,433 m above the adjacent seafloor and exhibits its two main domains: an extensive summit plateau and steep flanks. The sub-round summit plateau is 50km by 45 km and ranges from 158 to 1,485 m depth. The steep flanks that bound it descend to depths ranging between 1,700 and 2,500 m and define a seamount base that is 66km by 53 km. This morphology is the result of constructive and erosive processes involving different time scales, volumes of material and rates of change. The volcanic emplacement phase probably lasted 25–30 million years and was likely responsible for most of the 2,730 km³ of material that presently form the seamount. Subsequently, marine abrasion and, possibly, subaerial erosion modulated by global sea level oscillations, levelled the formerly emerging seamount summit plateau, in particular its shallower (<400 m), flatter (<0.5°) eastern half. Subsidence associated to the crustal cooling that followed the emplacement phase further contributed the current depth range of the seamount. The deeper and steeper (2.3°) western half of Concepcion Bank may result from tectonic tilting normal to a NNE-SSW fracture line. This fracture may still be expressed on the seafloor surface at some scarps detected on the seamount's summit. Sediment waves and cold-water coral (CWC) mounds on the bank summit plateau are the youngest features contributing to its final shaping, and may be indicative of internal wave effects. Numerous submarine

in the analysis of the dataset was made possible by the EC funded research project MIDAS (GA n. 603418). Generalitat de Catalunya supported GRC Geociències Marines through grant 2014 SGR 1068.

Competing Interests: The authors have declared that no competing interests exist.

canyons generally less than 10 km in length are incised on the bank's flanks. The most developed, hierarchized canyon system runs southwest of the bank, where it merges with other canyons coming from the southern bulges attached to some sections of the seamount flanks. These bulges are postulated as having an intrusive origin, as no major headwall landslide scars have been detected and their role as deposition areas for the submarine canyons seems to be minor. The results presented document how geological processes in the past and recent to subrecent oceanographic conditions and associated active processes determined the current physiography, morphology and sedimentary patterns of Concepcion Bank, including the development and decline of CWC mounds. The setting of the seamount in the regional crustal structure is also discussed.

Introduction

Seamounts are classically viewed as “isolated seafloor features”, whose ecological and geological relevance is nowadays widely recognised (e.g. [1–3]). Seamounts often represent a sort of “island” or “seafloor nunataks” bringing heterogeneity to vast, uniform ocean expanses. As such they have been shown to have an effect on biodiversity, including living resources, and ocean circulation [4–7]. From a geological perspective, their distribution and lithology also help to explain the evolution of ocean basins and the continental margins bounding them.

Several attempts have been made to define, classify and identify the numerous seamounts in the world's oceans (e.g. [5,8]), most of which revolve around three main concepts: size, shape and isolation. Amongst other seafloor isolated positive relieves, which are more subdued or lower in height such as hills or knolls, strictly speaking a seamount is “an elevation of the seafloor, 1,000 m or higher, either flat-topped (called a guyot or table mount) or peaked (called a seapeak)” [9]. Seamounts may be either discrete, arranged in a linear or random grouping, or connected at their bases and aligned along a ridge or rise [10].

The term “bank” that is applied to Concepcion Bank is defined by the International Hydrographic Office (IHO) as “an isolated (or group of) elevation(s) of the sea floor, over which the depth of water is relatively shallow, but sufficient for safe surface navigation” [10]. Above all, this term is a navigation concept that does not refer to a minimum elevation (e.g. 1,000 m) with respect to the surrounding seafloor. Consequently, only some “banks” are also “seamounts” but most seamounts cannot either be considered “banks” as their summit is too deep. Our target feature falls under both designations, as it respects both the geomorphological and hydrographical criteria.

Seamounts are closely related to oceanic islands as they undergo several similar stages of development from their origin on the abyssal plain to, in many cases, their submergence due to isostasy. This is why oceanic islands and seamounts often occur in association. An oceanic island can be viewed as a tall seamount in its middle age, and a guyot like an old seamount that underwent truncation by surf erosion. A knoll with a few hundred meters high can represent a young growing seamount or a partially buried old one [11]. These considerations moved some authors to propose a less restrictive height of 100 m for seamounts allowing including young and old seamounts [12–14]. The concept of isolation is included in the previous definitions and criteria, but very often seamounts are also referred to as sets of entities using terms like *group*, *seamount chain*, *ridge* or *province* [10] to express the fact that seamounts tend to concentrate in specific settings. Seamounts are more frequent on oceanic crust but appear also on transitional crust. It is relatively common that seamounts form alignments or clusters by

themselves, in particular nearby spreading mid-ocean ridges, over upwelling mantle plumes or in island-arc convergence zones, thus illustrating their close genetic relation with deep geological structures and processes [15–18].

Satellite altimetry has given us the ability to identify large seamounts (namely those higher than 1,000 m) on a global scale, including those located in the most remote oceanic regions. The world seamount population is currently estimated at 171,864 seamounts [18,19]. While substantial progress on the knowledge of seamounts has been made in recent years [15], highlighting the complex geological, physical, chemical and biological processes in which they are involved, seamounts still are considered “the least explored major morphological features on Earth” [11]. This is mainly due to their large number as well as their often remote oceanic locations. Therefore, detailed studies of seamounts using modern exploration, observation and sampling technologies in particular are needed in order to deepen the understanding of the processes shaping these seafloor features [20–24]. The present paper aims to contribute to this goal by focusing on a large seamount for which a detailed morphometric analysis is performed and the driving processes are interpreted.

Study Area

Geological setting

Of the total population of seamounts taller than 1,000 m, 23,754 occur in the Atlantic Ocean, with the highest density of these features located between parallels 40°N and 55°N in the NE Atlantic [18,25]. The Canary Islands Seamount Province (CISP) is located south of this latitudinal range, in between 23°N and 33°N. It is comprised of the Canary Archipelago with 7 major islands, the two Selvagens Islets and 16 main seamounts distributed throughout an area of about 540,000 km² roughly parallel to the continental margin off NW Africa (Fig 1). In addition to their geographical distribution, all these entities share clear geochemical similarities as pointed out by Geldmacher et al. [26,27]. Three main segments or alignments can be recognised along the CISP: (i) a 450 km long southern SW-NE oriented segment extending from the Tropic Seamount to the westernmost point of the Canary Islands; (ii) a 400 km long central segment roughly oriented WNW-ESE from La Palma and El Hierro islands to Fuerteventura Island; and (iii) a 500 km long northern segment, also known as the Canary Ridge, with a SW-NE oriented southern half from Fuerteventura Islands to Concepcion Bank and a S-N oriented northern part from nearby Concepcion Bank to Essaouira Seamount (Fig 1). The Selvagens Islands and the Last Minute Seamount are separated from the three main alignments and occupy a central position west of the broad crescent-shaped alignment defined by the Canary Islands and the Canary Ridge (Fig 1). The total cumulative length of the seamount and oceanic islands segments forming the CISP is therefore 1,350 km.

The features forming the CISP built up on three different crustal domains across the continental rise of NW Africa: (i) continental, (ii) transitional and (iii) oceanic crust, from east to west [29–32]. Crustal thickness decreases westwards from the continental shelf to the Canary Basin, whereas sedimentary thickness increases eastwards [30,31]. Such a gradient and the resultant isostatic balance, makes the Moho depth increase eastwards from 12 km below El Hierro Island to 20 km beneath the Canary Ridge [29].

The Concepcion Bank, along with the islands of Fuerteventura and Lanzarote, are located on the Canary Ridge (Fig 1). This is a remarkable high gravimetric gradient structure known as the Lanzarote and Fuerteventura Gradient Zone [33] that marks the limit between transitional and oceanic crust [33,34]. The Canary Ridge consists of a Tertiary volcanic core capped by the products of subsequent eruptions mainly Miocene in age [28,32,35,36]. Another prominent feature is the Canary Channel, opening between the Canary Ridge and the inner continental

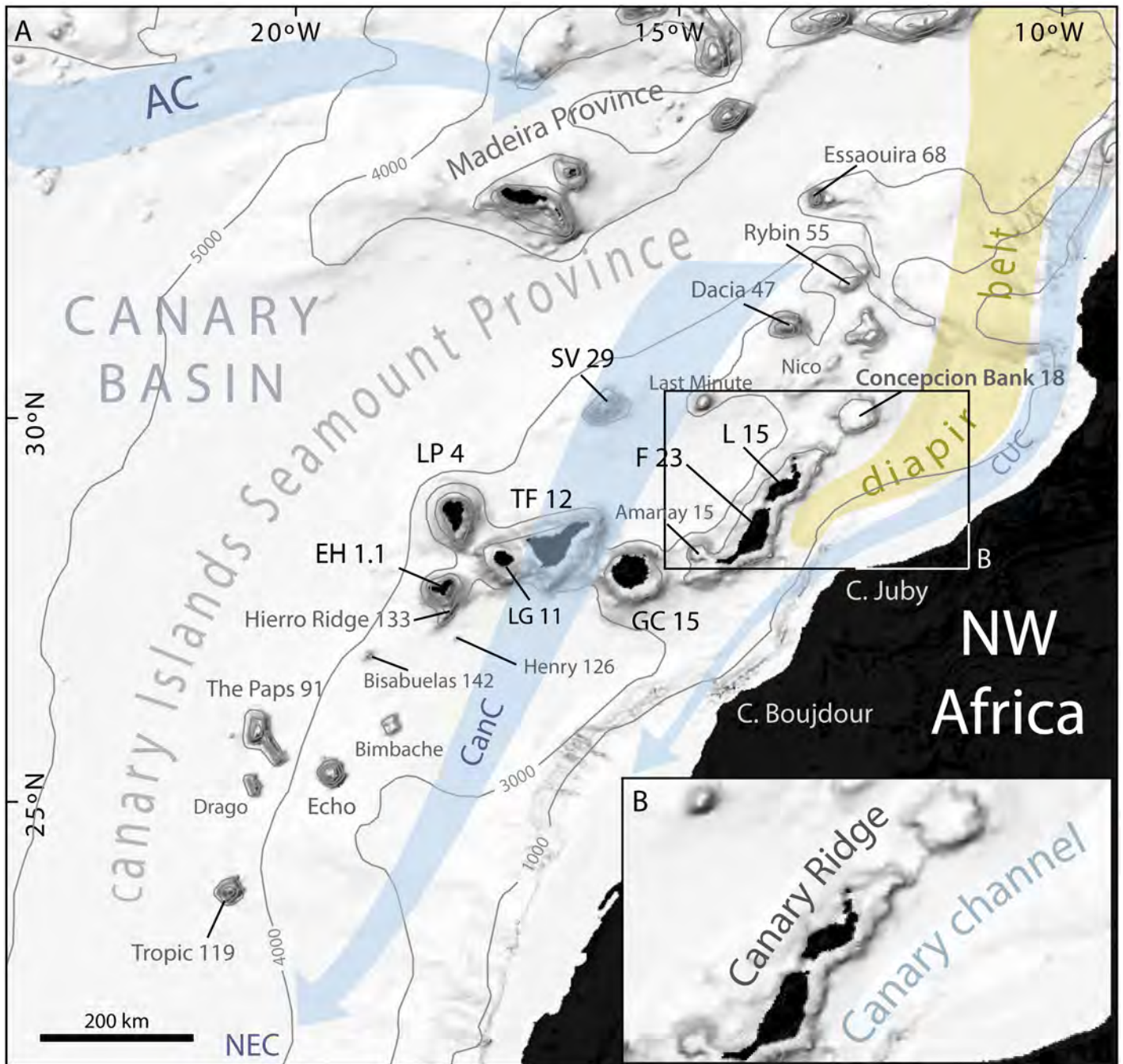


Fig 1. General bathymetric map of the Canary Islands Seamount Province (CISP). Note the seamounts, islands and other relevant physiographic features as well as the regional surface current system. The Canary Basin, the Canary Ridge, the Canary Channel and its diapir belt extending northwards are indicated. Numbers attached to seamounts and islands represent individual oldest age estimate where available, after Van den Bogaard [28]. AC: Azores Current. CC: Canary Current. CUC: Canary Upwelling Current. NEC: North Equatorial Current. SV: Selvagens. L: Lanzarote. F: Fuerteventura. GC: Gran Canaria. TF: Tenerife. LP: La Palma. EH: El Hierro. Bathymetry in meters from GEBCO.

doi:10.1371/journal.pone.0156337.g001

margin of NW Africa (Fig 1). The sediment cover in the Canary Channel is 10 km thick and ranges in age from Triassic to Present [30,31].

Evaporite deposits extend northward from the Canary Channel along a continental margin parallel belt (Fig 1). Seismic reflection profiles show early Triassic evaporites forming diapirs that intrude Mesozoic sedimentary units [30,31], occasionally reaching the seabed along the channel [30,31,37]. The diapir belt has attracted the interest of the oil industry which recently performed exploratory drillings in the area. Diapirs are absent west of the Canary Ridge where sediment thickness is much lower (i.e. up to 800 m) [29,31,38]. Another difference between the domains to the east and west of the Canary Ridge is igneous intrusions, which are very common west of the ridge and lacking east of it. Except for the main ones (i.e., those forming the modern islands, islets and seamounts), most of the structures resulting from such intrusions are nowadays covered and smoothed by sediments [35].

Of the seamounts in the Canary Ridge, Concepcion Bank (158 m), Dacia (400 m) and Essauira (900 m) seamounts are completely or partly flat-topped, whereas Nico, Rybin and the Last Minute Seamounts are not. Nico presents two summits at 300 m and 400 m depth, and Rybin shallowest point is at 412 m. The summit of Last Minute is at 1,100 m depth. The Selvagens Islands are low-lying and rise from a couple of flat-topped structures as well [30].

In addition of being the shallowest, Concepcion Bank is also the largest seamount of the CISP. Previous studies showed that its core consists of a 10 km thick layer with a velocity of 5.6 km/s described as massive basalt [32]. This layer is covered by a thin sedimentary sequence topping pillow basalts reaching 5 to 6 km in thickness near the bank's eastern flank [30]. The magnetic signal of Concepcion Bank shows an east to west gradient that has been interpreted as indicative of a structure with its basement kernel shifted to the west and covered by a low magnetic susceptibility volcano-sedimentary sequence increasing in thickness eastwards [39].

The origin of the Canary Islands and the CISP as a whole has been swinging between two main hypothesis: tectonics and mantle plumes [40]. The tectonic hypothesis relates the distribution of volcanic edifices to the main margin-parallel and conjugate fault systems in the region, a view that seems to be supported by the above described three main segments forming the CISP [41].

Alternatively, a mantle hotspot model has been suggested [42–44]. According to this model, volcanic edifices in the CISP should be aligned following tectonic plate drift direction and, therefore, arranged in accordance to their ages, with the western-most edifices being the youngest [45]. Long quiescence periods among eruptive events is the most important argument held by the detractors of the hotspot theory as the time gap between two eruptive episodes in the same location can last up to 40 Ma [26]. Therefore, volcanism induced from the upper mantle seems random, a view that is also supported by the distribution of historical eruption events (i.e. Lanzarote, 1824; Tenerife, 1909; La Palma, 1949, 1971; El Hierro, 2011). King and Ritsema [16] further elaborated the hotspot hypothesis, trying to overcome its weaknesses. They proposed a model describing the theoretical heat interaction between the thin oceanic crust and the thick African craton in the region, resulting in a small-scale convection cell in the upper mantle that drifts next to the craton. This model is consistent with a loose pattern of magma injection controlled by a fractured oceanic/transition crust over a sort of upper mantle bubbling area.

The recent dating of seamount rock samples has reinforced the concept of spatial randomness and long-term quiescence periods. For instance, the Bisabuelas Seamount, SW of El Hierro Island (Fig 1), is 142 Ma old whereas El Hierro is only 1.1 Ma old [32]. Furthermore, off the southern tip of El Hierro Island and adjacent to it, is a 132 Ma age ridge [28]. Interestingly, the last eruption in the Canary Islands took place in 2011–12 in between this ridge and El Hierro Island [46]. Such available ages create a puzzling situation as far as an overall age progression for the CISP goes.

Oceanographic setting

The CISP is located inside the Canary Current System (CCS), which corresponds to the eastern section of the clockwise North Atlantic subtropical gyre, also known as the Eastern Boundary Current. The Azores Current flowing from the NW bounds the CCS to the N, while the SW flowing North Equatorial Current represents the southward extension of the CCS (Fig 1). When reaching the Canary Archipelago, the surface current of the North Atlantic subtropical gyre splits into two roughly parallel southward flowing branches: the Canary Current passing through the islands, and the Canary Upwelling Current that flows close to the African coast (Fig 1). The latter induces the high primary production of the area, which supports a major fishery [47,48]. The CCS is driven by trade winds and a complex geostrophic balance resulting in a significant seasonal variability [49] also affected by the migration of the Azores high-pressure cell [50].

From top to bottom, the water column structure consists of four water masses, which are the surface water (SW), the North Atlantic Central Water (NACW), the Antarctic Intermediate Water (AAIW) and the North Atlantic Deep Water (NADW). SW is influenced by local atmospheric conditions and its lower boundary corresponds to the seasonal thermocline usually located at a depth of about 150 m [51]. Underneath the seasonal thermocline there is the NACW, a rather homogeneous water mass reaching 600 m depth and eventually more [51–54]. Below is the AAIW, which is strongly influenced, particularly in its lower levels, by the Mediterranean Water (MW) coming from the north and often forming persistent eddies called “meddies” [55–57]. This AAIW-MW layer extends down to about 1600 m. The deepest water mass is the NADW that extends from that depth down to the seabed [53]. Generally speaking, the motion of the upper water column, including the SW and the NACW is driven by trade winds. Instead, the main driving force of the deeper layers is the geostrophic balance. Between the Canary Ridge and the continental shelf (the Canary Channel) the highest velocities (>20 cm/s) have been recorded in the upper 600 m of the southward flow described above [58]. Inside this passage, a weaker poleward counter current (up to 10 cm/s) is known to exist underneath, in the AAIW depth range [59]. The boundary between these two opposite flows is at 27.3 kg m⁻³ neutral density that corresponds to 600 m depth throughout the region [59].

Seamounts in general, and those of the CISP in particular, are obstacles that interfere and alter the flowing of oceanic currents in different ways. For instance, White and Mohn [4] report the following ones: increase of current modulus, generation of vorticity cells with the formation of Taylor columns, baroclinic instabilities, vertical mixing, internal wave generation and resonant excitation of seamount-trapped waves through tidal forcing. These seamount-induced perturbations tend to enhance nutrient fluxes, thus leading to the development of habitats that are richer and more complex than those in the surroundings [60]. Such flow disturbance processes may also leave a morphosedimentary imprint on the seamounts.

Data Set and Methodology

From 2009 to 2012 the Instituto Español de Oceanografía (IEO) conducted five successive research cruises in order to study Concepcion Bank from a multidisciplinary viewpoint in the frame of the INDEMARES CONCEPCION Life+ project. The Ministry of Economy and Competitiveness commissioned the IEO to comprehensively characterize the seamount in order to establish its ecological significance as a candidate Marine Protected Area (MPA). Given the morphometric focus of this paper (see [Introduction](#)) the most relevant datasets used were a geophysical compilation comprising multibeam bathymetry, sub-bottom seismic reflection profiles and side scan sonar sonographs, which were supported by direct sampling and trawled camera and ROV footage for groundtruthing purposes. This data compilation allowed the first detailed geomorphic study and seafloor characterization of Concepcion Bank.

Table 1. Multibeam bathymetry and sub-bottom profiling systems mounted onboard the three vessels used to survey the Concepcion Bank.

ResearchVessel	MBES	MBESfreq.(kHz)	SBP	SBPfreq.(kHz)
R/VVizcondedeEza	EM300	30	TOPASPS18	15–21
R/VMiguelOliver	EM302	30	TOPASPS18	15–21
R/VAngelesAlvaríño	EM710	70–100	TOPASPS18	15–21

MBES: Multibeam echo-sounder. SBP: Sub-bottom profiler.

doi:10.1371/journal.pone.0156337.t001

[Table 1](#) summarizes information on the vessels, multibeam bathymetry echosounders and sub-bottom profiling systems applied in the study of Concepcion Bank. Regular sound velocity profiles and real-time sound velocity surface measurements were performed for sound refraction correction. Vessel speed and beam spacing of the multibeam sonar were adjusted to every particular depth range in order to obtain a sounding density as homogeneous as possible (equidistant mode setting). The surveyed area was systematically covered with a 50% overlap among adjacent swaths, and eventually more in certain locations, also insonifying specific seafloor targets in different directions to improve the backscatter record. The total area covered by the multibeam data is 3,673.88 km². Bathymetry and backscatter data were processed using CARISand Fledermaus software, applying post-processing refraction coefficients where needed.

The sub-bottom profiling system was a TOPAS PS18 in all cruises. This is a very high-resolution parametric sub-bottom profiler that uses non-linear interactions between two frequencies around 18 kHz in order to achieve a narrow emission beam in the 0.5 to 6 kHz range. Penetrations up to 50 m were achieved on the Concepcion Bank. The total length of TOPAS PS18 profiles was 2,590 km. Profiles acquired over the summit plateau and deep seafloor areas surrounding the bank were highly successful. Contrastingly, those collected over the flanks were rather ineffective as seafloor steepness often produced bottom losses and abundant refraction hyperbolae.

Digital sonographs were acquired with a Geoacoustics double frequency (114–410 kHz) side scan sonar. In total 35.86 linear km of sonographs were obtained, covering an area of 9.5 km². Data processing was carried out with SonarWiz. Individual sonographs were assembled to create georeferenced side scan sonar mosaics. Soft bottoms were sampled with a box corer and a beam trawl, while hard bottoms were sampled with rock dredges. Video transects were conducted using (i) the “Liropus 2000” ROV and a trawled sledge carrying a remotely operated Canon Legria HF R106 HD video camera and a Nikon D90 photo camera (ii). The ROV is a Super-Mohawk II model manufactured by SubAtlantic, rated up to 2,000 m depth and equipped with five video cameras: a Kongsberg OEI4365 colour camera, a Kongsberg OEI4-502A HD video camera, one low light camera and two movable supplementary mini cameras to keep visual control of the vehicle critical components while in operation (<http://www.eurofleets.eu/np4/329.html>). Remote handling sampling gear consists of two Hydro-Lek manipulators and a slurp gun suction system.

All relevant georeferenced data derived from the different tools were integrated into a GIS project in order to facilitate the analysis and interpretation. The morphometric analysis was conducted with ArcGIS 10.1 and Fledermaus 7. Some ‘R’ script files written specifically for this study have been used in the statistical analyses and plotting.

Results

Overall morphometry of Concepcion Bank

[Fig 2A](#) shows the new high-resolution bathymetry compiled for the Concepcion Bank. It highlights the two main morphologic domains: (i) an extensive summit plateau and (ii) steep flanks

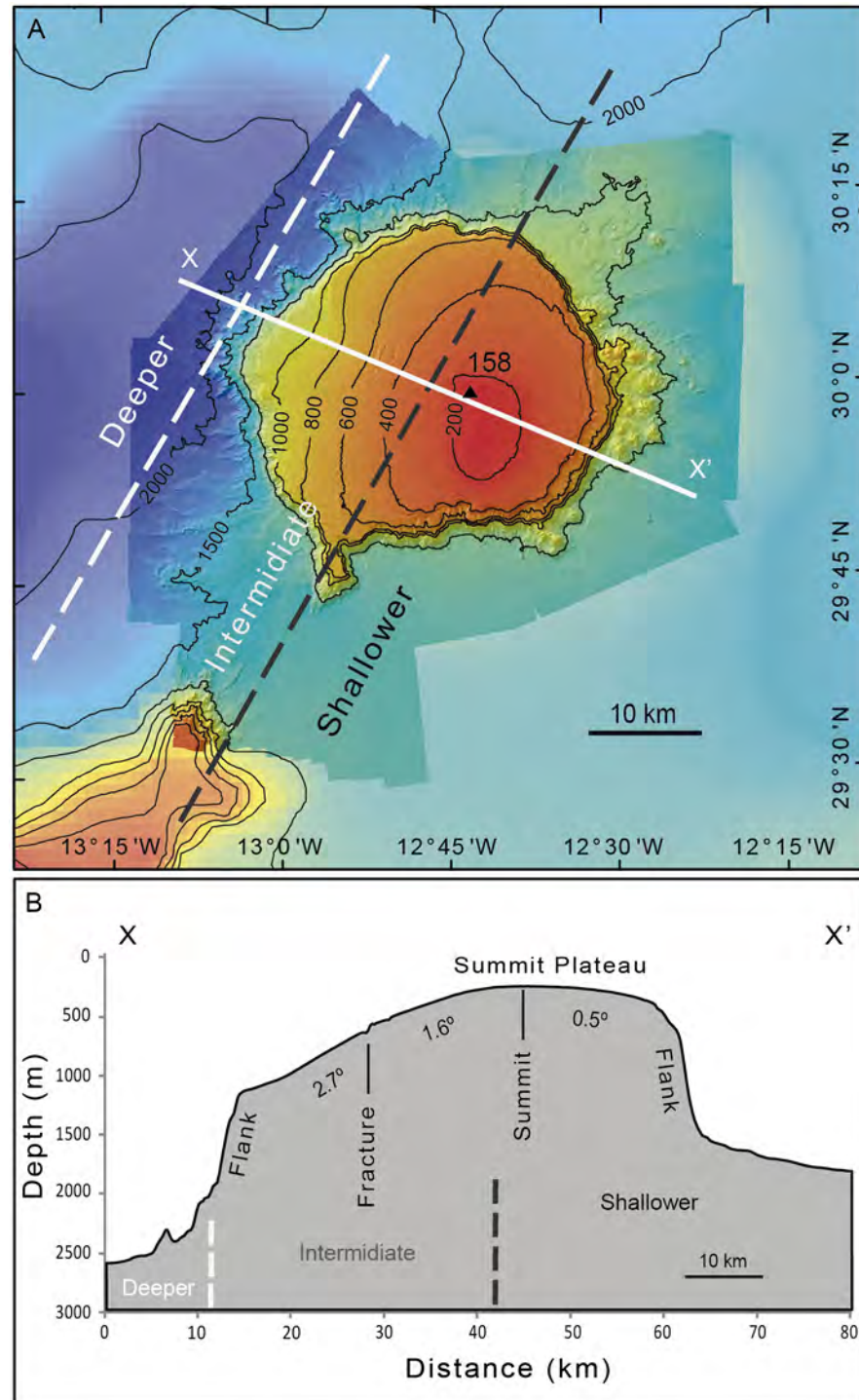


Fig 2. Bathymetry of Concepcion Bank and surrounding deep seafloor. (A) Bathymetric map from multibeam data (bright colours) and GEBCO (dull colours). The dashed lines delimit the three SWNW oriented parallel depth sectors described in section 4.4. (B) Bathymetric cross section along a SE-NW direction. Significant changes in slope are indicated. See location in A. Vertical exaggeration is 14:1. Summit location is indicated by a black triangle with a label showing its depth in meters.

doi:10.1371/journal.pone.0156337.g002

surrounded by smooth abyssal seafloor. The summit plateau has a mean diameter of 48 km, an area of 1,780 km² and a shallow peak rising to a minimum depth of 158m. The rim of this plateau varies in depth between 535 m and 1,485 m. [Fig 2B](#) displays a SE-NW oriented cross section of the Concepcion Bank highlighting these morphologic elements. A prominent 12 km length and up to 8 km width N-S oriented flat-topped spur, peaking at 750 m depth, occurs on the SW corner of the bank ([Fig 2A](#)). The base of the Concepcion Bank has a mean diameter of 57 km, with a shorter semi-axis of 48 km in the N-S direction and a longer 66 km semi-axis in the E-W direction.

An overall volume of 2,730 km³ is estimated above the seamount's 2,508 km² basal surface.

The depth histogram of the study area shows the prevalence of the depth range from 1,500 to 2,000 m followed by the depth range from 158 to 500 m. This reflects (i) the dominance of continental rise depths over which Concepcion Bank occurs and (ii) the noticeable extent of the area shallower than 500 m depth of the summit plateau ([Fig 3A](#)). The slope histogram of the study area shows the prevalence of slopes close to 2° and less than 5°, which again is due to the large areal extent of both the summit plateau and the deeper seafloor area surrounding the base of the bank ([Fig 3A](#)). The relatively small projected area taken up by the Bank flanks and the deepest area west of the flank results in lower densities for depth ranges from 500 to 1500 m and deeper than 2,000 m. Also the small size of the area covered by the bank flanks yields lower densities for slope gradients steeper than 5° ([Fig 3A](#)). This pattern becomes even more obvious when considering only the Concepcion Bank without the surrounding abyssal seafloor.

The basal depth of Concepcion Bank varies considerably. It is approximately 1,600 m to the E and 2,600 m on the W, yielding an longitudinal-wise basal height difference of 1,000 m ([Figs 2 and 4](#)). This is due to the location of the Bank on the continental rise, which is tilted west to north-west. In a latitudinal-wise direction the basal depth difference is much smaller (200 m) as the bank northern base lies at 1800 m and the southern one at 1600 m ([Fig 4](#)), thus reflecting the closeness of such direction to the general bathymetric trend of the continental rise.

The radial depth profiles from Concepcion Bank centroid in [Fig 5](#) are also illustrative of the morphometric variations in different directions. Variations in parameters such as the slope of the summit plateau and flanks, and the depths of the summit plateau slope break and the foot of bank flanks are highlighted ([Table 2](#)). Two main depth profile clusters emerge: (i) those heading from NE to S (orange and light blue in [Fig 5A](#)), and (ii) those heading from west to NW (dark blue and magenta), with the one heading north (red) and the one heading SW (medium blue) representing an intermediate situation. The high correlation between depth of flank foot and average slope of the summit plateau inferred by Pearson correlation coefficient ($r = 0.959$) should be noticed too ([Fig 5C](#)).

The boundaries of the three main morphometric domains in the study area (i.e. the plateau, the flanks and the abyssal seafloor surrounding the bank) have been calculated using profile curvature (the second derivative of the across slope depth). Its lowest value corresponded to the depth of summit plateau slope break, while the flank foot was delimited by a profile curvature value below 0.025 according to Heezen et al. criteria [[61–62](#)]. This is illustrated in [Fig 6](#). A mid flank inflection point divides the convex upper section (red colour in [Fig 6](#)) from the concave lower flank (blue colour in [Fig 6](#)). At the inflection point the second derivative is zero, whereas the slope value (first derivative) is maximum ([Fig 6](#)).

Summit plateau

The extensive summit plateau of Concepcion Bank covers one third of the surveyed area and represents 71.1% of the banks projected area. This corresponds to 2.5 times the projected area

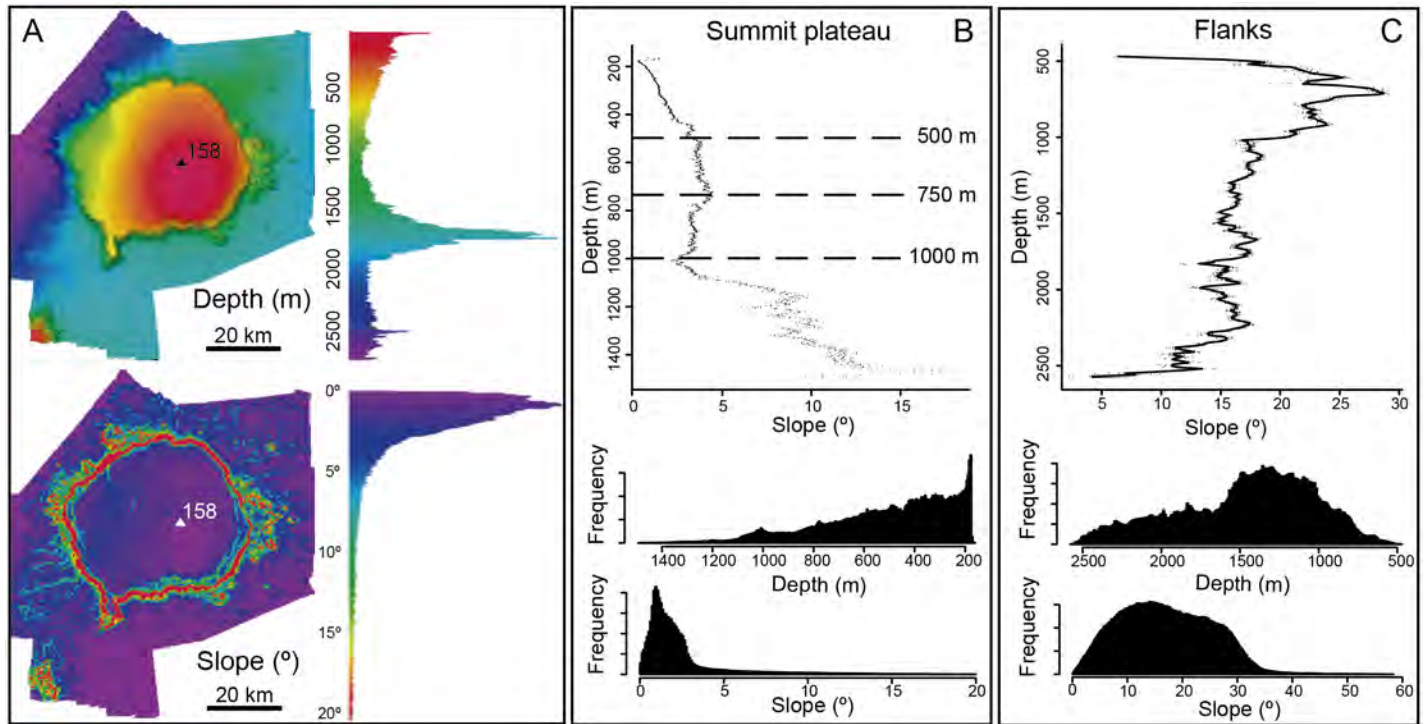


Fig 3. Depth and slope analysis of Concepcion Bank. (A) Depth and slope histograms. (B) Depth vs. slope plot and depth and slope histograms of the summit plateau. Dashed lines in the depth vs. slope plot indicate depths where slope changes markedly, thus helping identifying four depth ranges with distinct slope gradients and trends (158–500 m increasing, 500–750 m fairly constant, 750–1,000 m slightly decreasing, beyond 1,000 m increasing). (C) Depth vs. slope plot and depth and slope histograms of the bank flanks.

doi:10.1371/journal.pone.0156337.g003

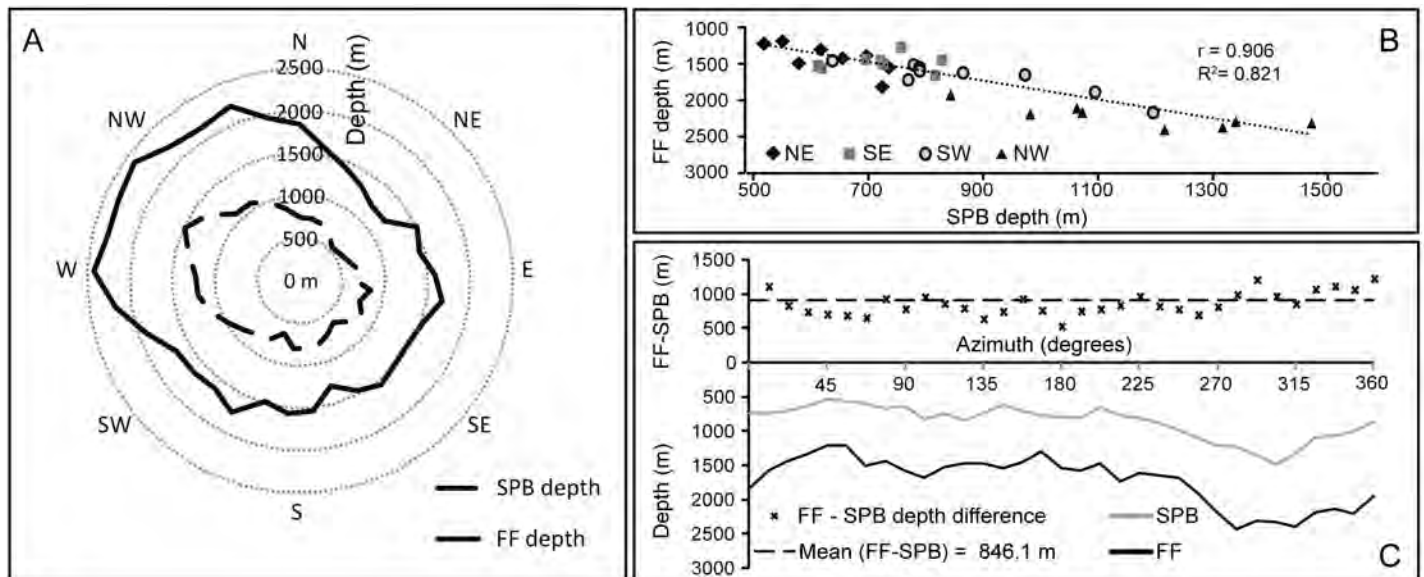


Fig 4. Relationship between the depth of the summit plateau slope break (SPB) and the depth of the flank foot (FF) at Concepcion Bank. (A) Polar histogram showing the SPB depth (dashed line) vs. FF depth (continuous line). (B) Correlation plot between SPB depth and FF depth per geographic sector (NE to NW). (C) Above: Height difference between FF depth and SPB depth (crosses) and the mean value of this difference (dashed line). Below: SPB and FF depths around the bank.

doi:10.1371/journal.pone.0156337.g004

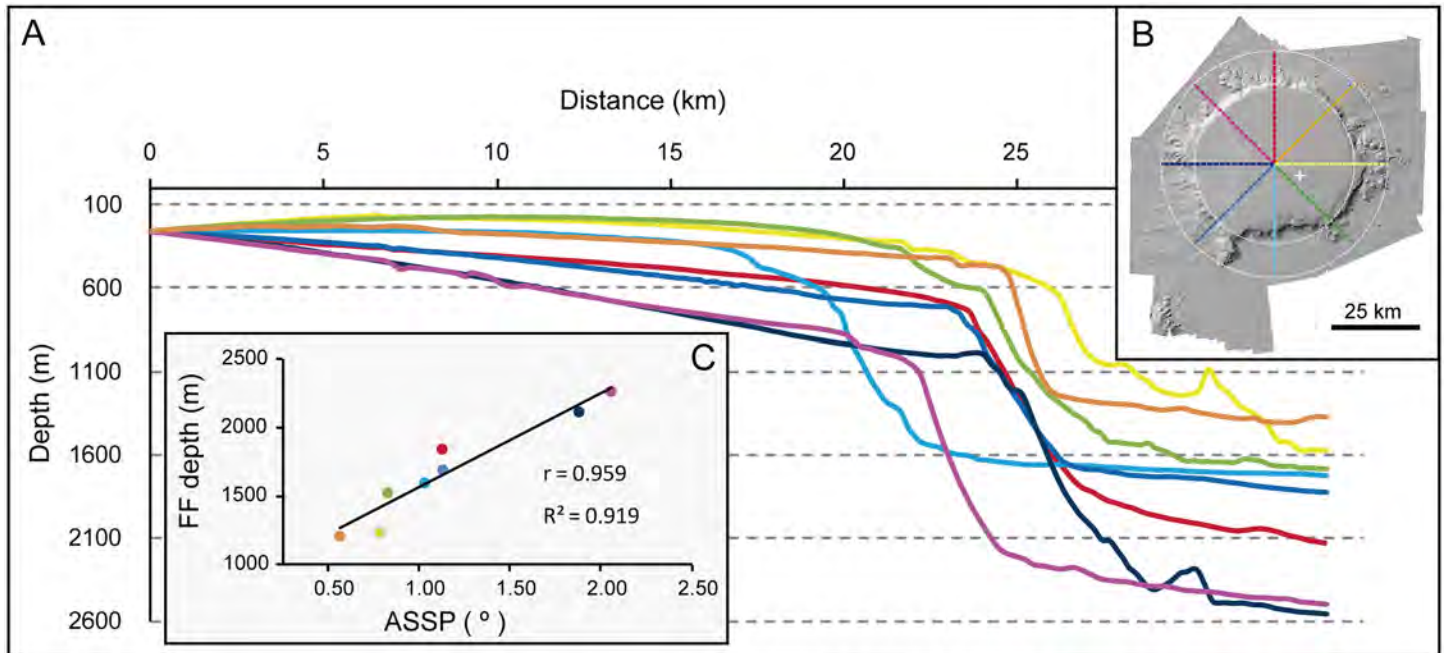


Fig 5. Bathymetric sections across Concepcion Bank and relationship between depth of the flank foot and slope of the summit plateau. (A) Radial depth sections from the geometric centre of Concepcion Bank outwards. Note the pronounced basal height difference between the west and northwest sectors (dark blue and magenta) and the rest of the bank. Vertical exaggeration is 5:1. (B) Shaded relief image shows the location of the depth sections in A. (C) Relationship between flank foot (FF) depth and average slope of the summit plateau (ASSP) for each depth section. Colours as in A and B. Also see [Table 2](#).

doi:10.1371/journal.pone.0156337.g005

of the flanks. Although the plateau surface may look essentially flat and featureless when the overall relief of the Bank is analysed, a closer inspection reveals that it is not actually flat. The western half is noticeably tilted to the W-NW ([Fig 2](#)). This means that the slope varies with direction, with the steepest summit plateau profile corresponding to west and northwest directions and the smoothest to northeast and east directions. Sectorial and local variations in average slope are well illustrated in [Fig 2C](#).

Table 2. Slope and depth values of the summit plateau, flanks and surrounding deep seafloor of Concepcion Bank according to the depth profiles in Fig 5.

Section	ASSP (°)	Std. ASSP	DSPB (m)	ASF(°)	Std. ASF	DFF (m)	ASSF(°)	Std. ASSF
North	1.13	0.72	726	16.06	5.69	1843	2.50	1.68
Northeast	0.57	1.34	507	28.35	7.96	1207	1.24	2.38
East	0.78	1.89	621	7.15	11.62	1238	6.21	6.13
Southeast	0.83	2.24	611	13.51	5.91	1525	1.46	2.77
South	1.03	1.96	615	13.67	8.52	1597	0.69	0.81
Southwest	1.13	0.97	713	12.72	6.61	1691	1.15	0.70
West	1.88	0.66	987	11.14	10.26	2115	3.83	8.40
Northwest	2.06	2.03	1052	17.69	10.10	2265	1.60	1.64

ASSP: Average slope of the summit plateau. Std. ASSP: Standard deviation of the slope of the summit plateau. DSPB: Depth of the summit plateau rim. ASF: Average slope of seamount flanks. Std. ASF: Standard deviation of slope of seamount flanks. DFF: Depth of flank foot. ASSF: Average slope of surrounding abyssal seafloor. Std. ASSF: Standard deviation of slope of surrounding abyssal seafloor.

doi:10.1371/journal.pone.0156337.t002

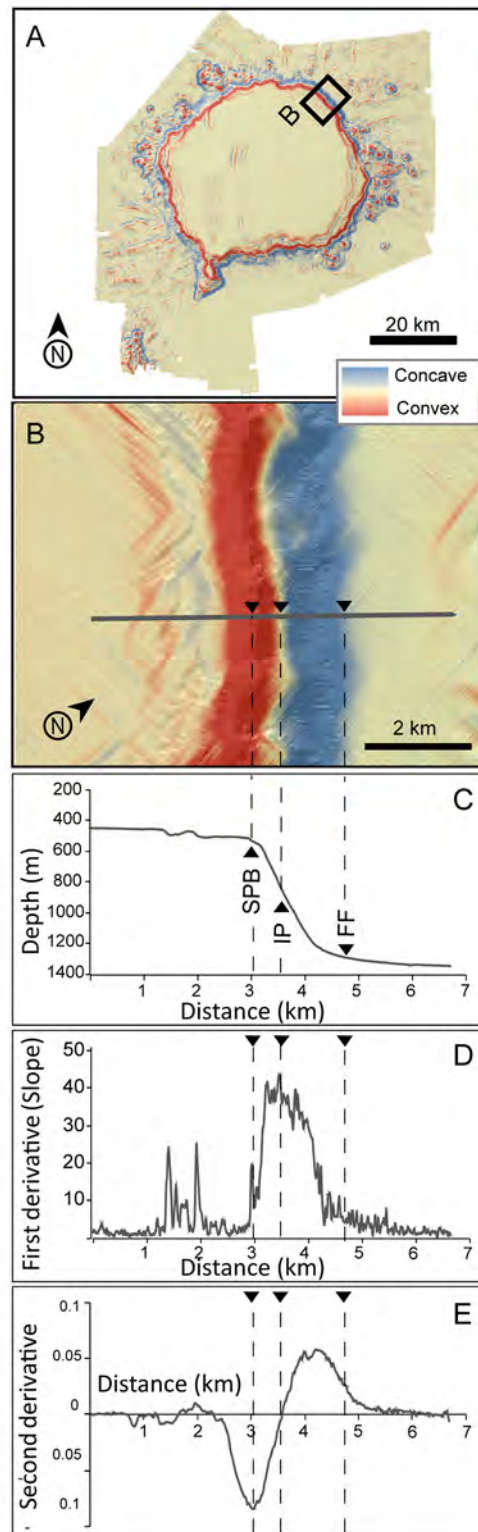


Fig 6. Images and plots showing how the depth of summit plateau slope break (SPB) and the depth of flank foot (FF) have been calculated. (A) Digital Terrain Model (DTM) of the along slope depth second derivative (red is negative, blue is positive). (B) Detail of the second derivative DEM across the edge of the summit plateau and foot of slope, showing a section normal to SPB and FF. An inflection point (IP) marks where the second derivative changes from convex (red) to concave (blue). (C) Depth of the section. Vertical

exaggeration is 3:1. (D) First derivative (slope) along the section. (E) Second derivative (profile curvature) along the section. Dashed lines in B, C, D and E point SPB, IP and FF.

doi:10.1371/journal.pone.0156337.g006

A westward slope increase is evident between the summit shallowest area and the western edge. The slope value varies with depth on the summit plateau, though not with the same rate for every depth interval. This is well illustrated by the slope vs. depth scatter plot in [Fig 3B](#) where different trends are shown. Between 200 and 500 m depth, a gentle depth-wise increase of the slope value is perceptible. From 500 to 750 m the slope rate increase is slightly lower and from 750 m to 1,000 m the slope is practically constant or even decreases depth-wise. In deeper areas, the slope vs. depth scatter plot does not show a clear trend due to the influence of escarpments and terraces located on the edge of the summit plateau.

The summit plateau presents a number of bedforms and morphological elements that are described below. It should be noted that the overall smoothness of the plateau facilitates the identification of low relief bedforms that could be easily missed on more abrupt terrains. This is further aided by the higher resolution of the multibeam bathymetry-derived Digital Elevation Model (DEM) at the comparatively shallower depths of the summit plateau, where the acoustic footprint is smaller than in deeper areas.

Sediment waves. The most prominent landforms on the summit plateau of Concepcion Bank are sediment waves forming a large field that covers an area of 300 km² located on a west-facing 2° slope at the SW quadrant of the plateau ([Fig 7](#)). Furthermore, several groups of barely perceptible smooth undulations occupy an additional cumulative area of 50 km² close to the northeast and east rims of the plateau, within a 200 to 400 m depth range ([Fig 7](#)).

After digitising individual sediment wave crests, an analysis of the morphometric and directional properties of sediment waves on the SW quadrant of the plateau has been performed. Length, orientation, wave amplitude (height) and wavelength were estimated. Accurate measurements in such a fine scale required special care mainly because of overlapping of wave trains with different directions and over seafloor mounds (see below). In addition, some local DEM distortions due to typical multibeam acquisition artefacts were removed or smoothed inasmuch as possible during data processing.

The sediment waveform and distribution analysis showed that the average sediment wave is 2 to 6 m in amplitude with a 300 m wavelength. Wave crests are all oriented SSE-NNW to SSW-NNE, roughly parallel to isobaths, with a north-south (azimuth 9.1° in average) wave crest orientation ([Fig 8C](#)). Variations in crest orientation allow grouping sediment waves to cluster (colours in [Fig 8A, 8B and 8C](#)). The crest orientation vs. average crest depth plot ([Fig 8D](#)) clearly shows: (i) that crest orientation is more constant with depth, and (ii) a decreasing trend in the number of distinguishable sediment waves with depths, ranging from 250m to 850m. According to this, the average crest depth frequency plot ([Fig 8E](#)) shows two modes: a dominant one at about 300m depth and a secondary one around 600m depth, which corresponds to the sediment waves with the most constant direction. Although the second mode show a lower number of sediment waves, it is worth noting that the sediment waves are larger at this depth, so comparing sediment wave abundance in terms of total length, enhances the relevance of the deeper ones.

Cross profiles of most sediment wave trains suggests that waves are generally rather symmetrical ([Fig 8F](#)), though there are places with downslope-facing sides (e.g. up to ~3°) steeper than upslope-facing sides (e.g. ~1°) and vice-versa. Sub-bottom seismic reflection profiles show that the sediment waves interspersed by fresh-looking mounds (see further down) amidst them form a thin layer up to 15 ms TWT thick that overlies a high amplitude reflector ([Fig 9A](#)).

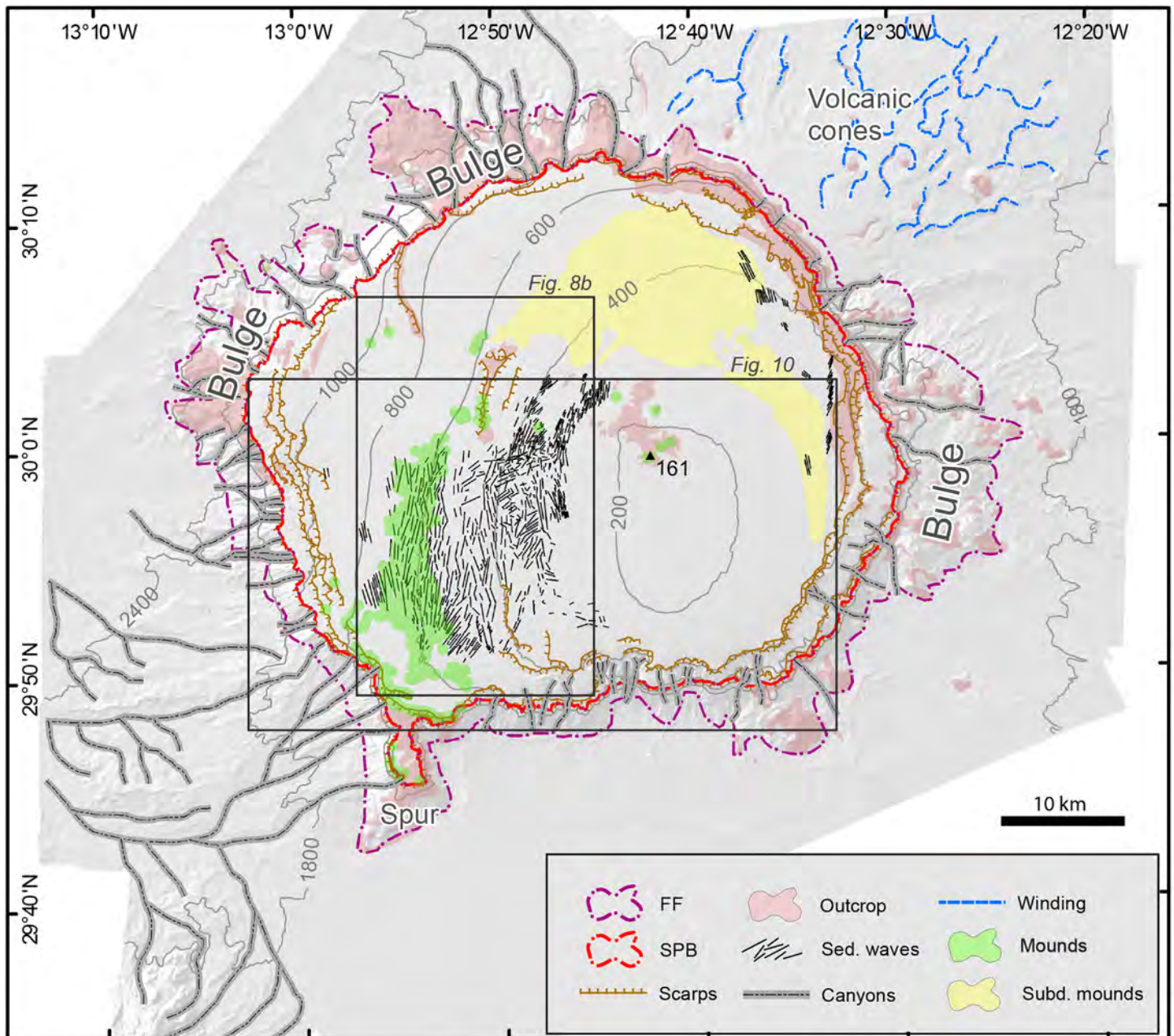


Fig 7. Geomorphologic features of the Concepcion Bank. The summit plateau slope break (SPB) and the flank foot (FF) separate the main morphologic domains of the bank: (i) the summit plateau, (ii) the flanks, and (iii) the surrounding abyssal seafloor.

doi:10.1371/journal.pone.0156337.g007

Mounds. Another noticeable morphological features on the Concepcion Bank summit plateau are mounds. Two types have been identified on distinct locations: (i) fresh-looking mounds and (ii) subdued mounds (Fig 7).

The average fresh-looking mound is round to oval shaped, with a 70 m radius and 20 m in height and an area of about 15,000 m². They are mostly concentrated in an isobaths-parallel 20 km-long belt at around 600 m depth on the SW quadrant of the summit plateau, where they overlap the tallest sediment waves from the field described above. Some isolated patches of fresh-looking mounds were also observed off the main belt.

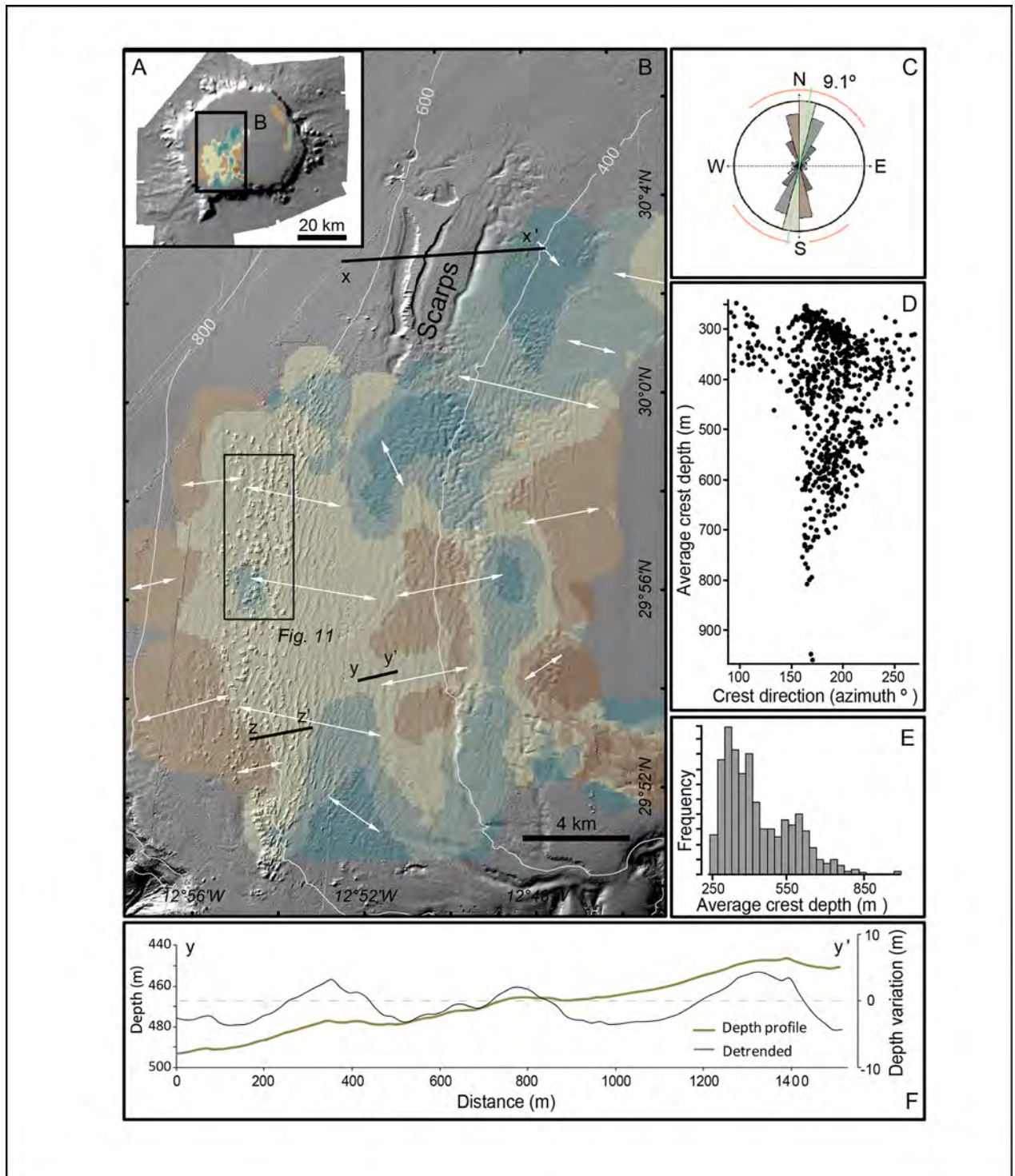


Fig 8. Distribution and properties of sediment waves at the Concepcion Bank summit plateau. (A) Shaded relief image showing the general distribution of sediment waves. (B) Details of the sediment wave field on the SW quadrant of the summit plateau, with colours representing different average crest directions and white arrows showing the interpreted wave migration directions. X-X' and Z-Z' lines locate sub-bottom profiles shown in Fig 9. Scattered isolated positive features aligned approximately NS, close to the western boundary of the sediment wave field, are mounds that are imaged in Figs 10, 11 and 12. (C) Polar diagram of the directions of sediment wave crests, with colours representing different crest directions according to B and length of sectors representing direction frequencies. (D) Crest direction vs. average crest depth plot. (E) Average crest depth frequency histogram. (F) Depth profiles across a sediment wave train. The brown solid line shows depth according to the Digital Elevation Model (DEM) of Concepcion Bank (left vertical scale), and the

black solid line shows depth variation after subtracting the slope local trend along profile (detrended, right vertical axis). See location in B. Vertical exaggeration is 5:1 for the brown line and 15:1 for the black line.

doi:10.1371/journal.pone.0156337.g008

In total, the area covered by the fresh-looking mounds amounts to 120 Km², of which 100 km² correspond to the main belt.

DEM roughness has been quantified using the Vector Ruggedness Measure (VRM) suggested by Hobson [63], which is defined as a function of the contiguous cells normal vector direction variance and ranges from 0 (all cells have same orientation) to 1 (complete variation). VRM for individual mounds ranged from 0 to 0.08, with most mounds (94.3%) in the interval 0–0.05, and 76.6% in the interval 0.005–0.035 (Fig 10). This means that mounds ruggedness is low in the 30 kHz multibeam records but still perceptible. No major differences in VRM were observed across the range of mound areas or depth. Independently of their area, the shallowest small and deepest larger mounds display VRM values <0.02, which means that roughness is low for deep and shallow mounds (Fig 10).

The multibeam backscatter signal is stronger on top of the mounds than around them, which suggest harder mound tops. The finer scale high frequency (500 kHz) side scan sonar sonographs show an irregular surface on top of the bigger mounds but not in small ones. Some of the smaller mounds do not even exhibit high backscatter in the multibeam record (Fig 11).

Beam trawl and rock dredge samples from the fresh-looking mounds provided numerous branches of *Madrepora oculata* and *Lophelia pertusa* cold-water corals (CWC), of which dead fragments were more abundant than living ones. They also provided other species of corals and benthic organisms [64]. This allowed classification of the fresh-looking mounds of Concepcion Bank as bioconstructions. Unfortunately, the limited number of samples and the way the sampling devices work (samples are collected along more or less long strip transects over the seabed) preclude determining the precise location of living CWC colonies, both on individual mounds and over the entire mound belt.

The average subdued mound has a diameter of about 100 meters, though some may reach 500 m, but they are not perceptible in the DEMs as they have no three dimensional shape on the seabed. Their signature in the multibeam backscatter images is also weak but a relatively higher backscatter signal can be perceived, including a mottled pattern where individual mounds can be discriminated (Fig 12A and 12B). Where discernible, the plan shape of individual mounds is highly variable. The largest subdued mounds (>500 m in diameter) concentrate along the northwest limit of the subdued mound belt (i.e. following a straight line from the escarpments on the summit plateau to the escarpments adjacent to the plateau's northern slope break).

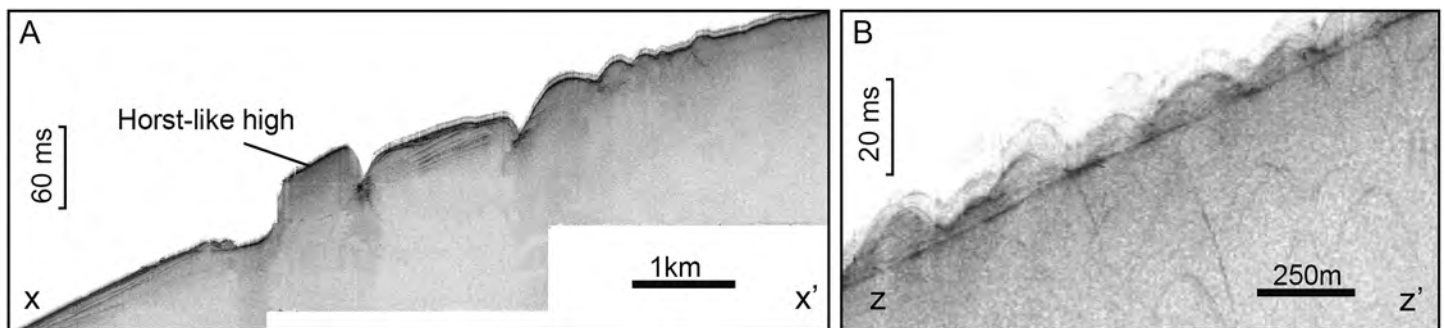


Fig 9. Sub-bottom seismic reflection profiles across bedforms on the summit plateau of Concepcion Bank. (A) Profile across subparallel scarps north of the sediment wave field (X-X' in Fig 8B). These scarps mark the change in average slope indicated in Fig 2B, from 1.6° to 2.7°. Vertical exaggeration is 15:1 (Z-Z' in Fig 8B). (B) Profile across the sediment waves interspersed with fresh-looking mounds. Vertical exaggeration is 20:1.

doi:10.1371/journal.pone.0156337.g009

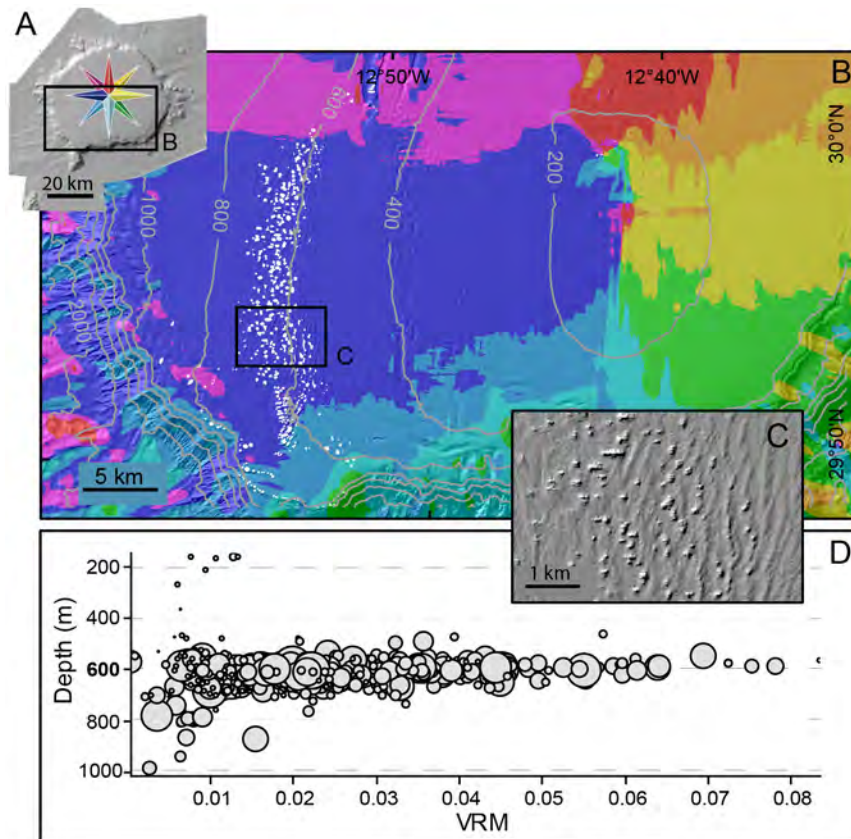


Fig 10. Depth-wise distribution and roughness analysis of the fresh-looking mounds on Concepcion Bank summit plateau. (A) Shaded relief of the Bank indicating area illustrated in B (color code for seafloor orientation identical to cross sections in Fig 5). (B) Seafloor orientation map of the SW quadrant of the summit plateau with white dots highlighting the location of the fresh-looking mound forming a belt of up to 4 km width, close to the 600 m isobath. Colour code in A and Fig 7. (C) DEM detail showing scattered mounds amidst the sediment wave field. (D) Mound roughness vs. depth. Each mound is represented by a circle where diameter is proportional to mound area. Roughness has been quantified using the Vector Ruggedness Measure (VRM; Hobson [63]).

doi:10.1371/journal.pone.0156337.g010

Immediately to the southeast, there is a 5 km wide parallel stripe where mounds seem to be smaller though they appear in such a high density that is difficult to distinguish individual entities. Mound density decreases farther to the SE, where mounds exhibit an average diameter of 100 m. No evidence of living or dead CWCs has been obtained from the subdued mound belt.

Scarps and central rocky outcrop. Two different sets of scarps are located on the summit plateau of Concepción Bank. Immediately to the north of the sediment wave field, three sub-parallel N-S to NNE-SSW are located pairs of scarps, 4 to 7 km in length and up to 100 m in height were identified (Figs 7 and 8). Apart from these, numerous rim scarps were identified roughly parallel and close to the edge of the plateau, occasionally extending towards the plateau's interior (Fig 7). The first set of scarps resemble open cracks tapering towards their extremities until they vanish in the surrounding seafloor. A possible rotational destabilisation of the surface sediments is also observed to the east of these scarps. The location of this set of scarps coincides with a pronounced change in the average seafloor inclination, from 1.6° upslope to 2.7° downslope (Fig 9B).

Rim scarps appear at varying depths along the edge of the plateau. In some places, up to four successive steps are visible. The height difference amongst successive scarps at a given location

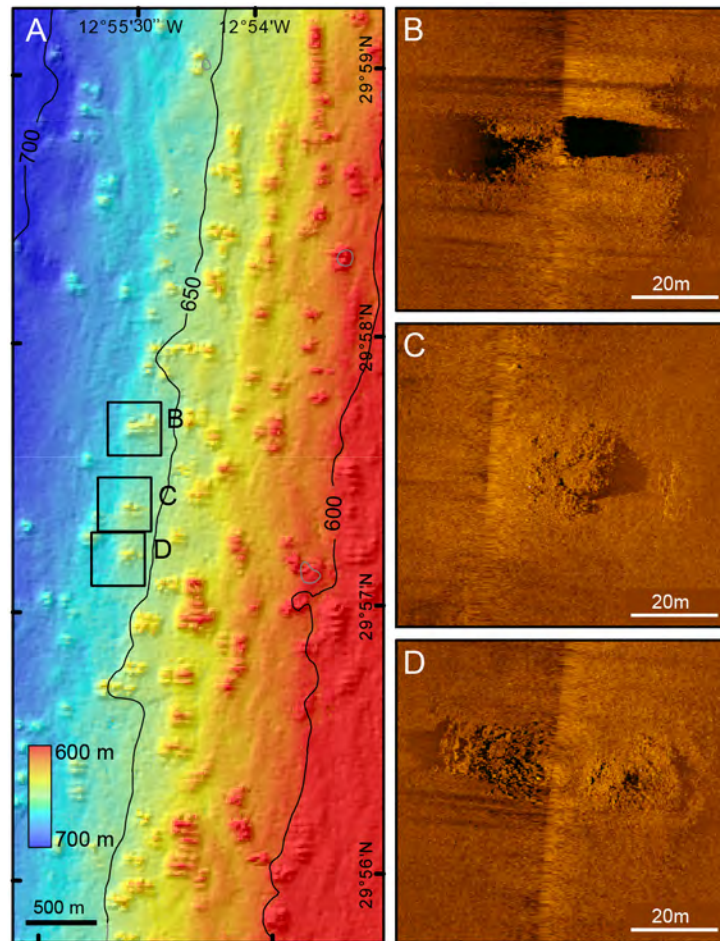


Fig 11. Fresh-looking mounds on the SW quadrant of the Concepcion Bank summit plateau. (A) Shaded relief image coloured by depth of mounds amidst and often on top of sediment wave crests. See location in Fig 8. (B), (C) and (D) 500 kHz side scan sonar images of three mounds. Note the higher backscatter of the rough mound tops.

doi:10.1371/journal.pone.0156337.g011

also is highly variable (i.e. from 10 m to 300 m). The north-starting clockwise extended plot in Fig 13 shows that these rim steps are markedly shallower from north to southwest (depth range from 320 m to 800 m), and deeper from southwest to north (600 to 1,500 m). The deepest ones (800 to 1,500 m) are in the west to northwest sector, while the shallowest ones occur in the northeast to south sector. This is obviously related to the general depth profile of the bank and, in particular, to the summit plateau, which noticeably increases depth in a westward direction (Figs 2B, 3A and 7). Single scarps can be followed for up to 50 km with a maximum depth variation of 590 m. However, in most cases such depth variation is between 10 m and 200 m (Fig 13).

An “L” shaped prominent rocky outcrop 5.5 km by 5.5 km in size and up to 30 m height occurs at about 200 m depth close to the centre of the summit plateau. The shallowest point of the seamount (158 m) is located on it (Figs 7 and 12C).

Flanks

The summit plateau slope break, on the upper side, and the flank foot lines, on the lower side, delimit the flanks of Concepcion Bank. They cover 28.9% of the seamount area with a projected

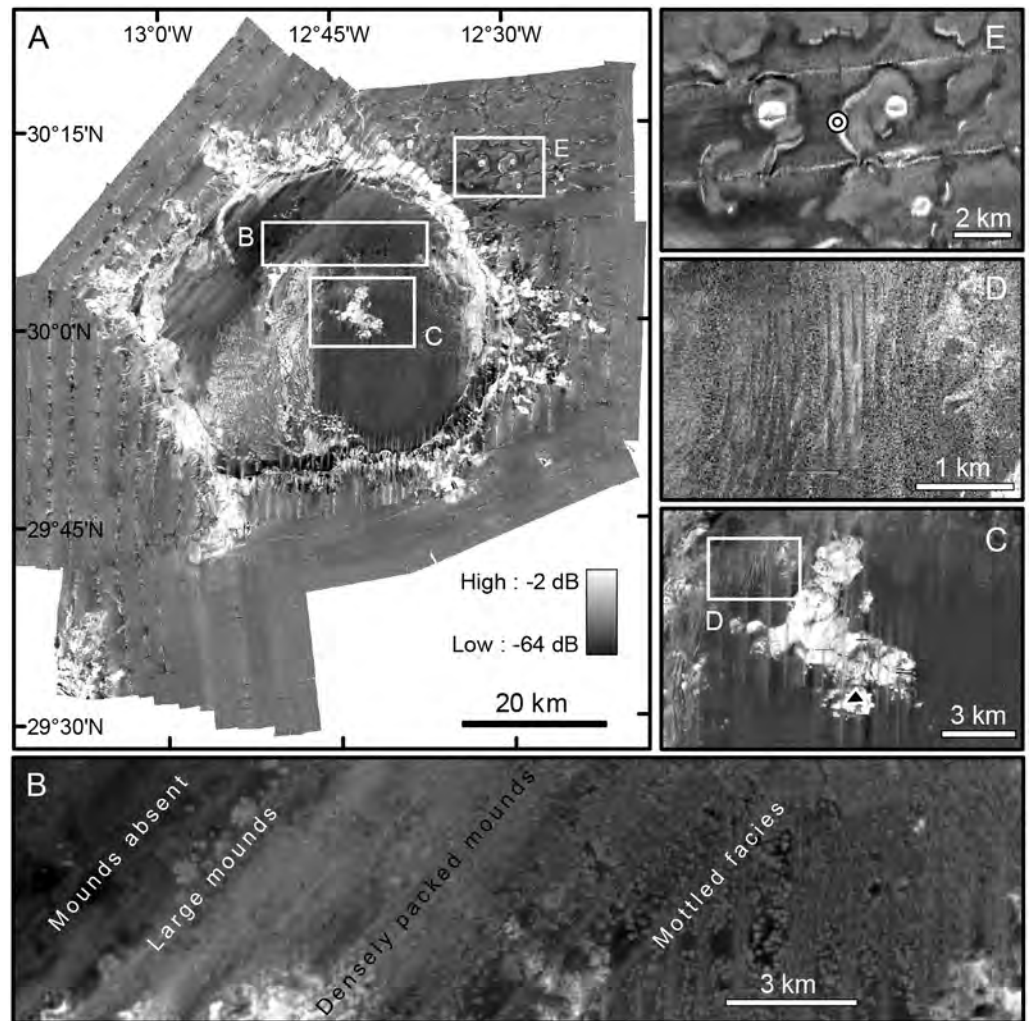


Fig 12. Backscatter images of Concepción Bank derived from multibeam bathymetry. High and low relative backscatter in black and white, respectively (See legend in A). (A) A general backscatter mosaic of the Bank and surrounding seafloor. Note the high backscatter of the area occupied by the sediment wave field, locally with mounds on top of the waves, on the SW part of the summit plateau (see Figs 7 and 8). The flanks of the bank mostly show high backscatter, which we mainly attribute to their steepness and presumed rocky nature. (B) Backscatter facies of the subdued mounds. Note the mottled facies to the right of the image where isolated mounds can be distinguished. A sharp backscatter shift to the left of the image marks the limit between high-density subdued mounds and an area devoid of mounds to the west. (C) Rocky outcrops on the Bank's summit; the shallowest peak is indicated by a black triangle. (D) Sediment waves with no mounds to the northwest of the rocky outcrop in C. (E) Three volcanic cones surrounded by low backscatter sediments and high backscatter moats. Small circle between the two northern cones indicate the location of pictures shown in Fig 15.

doi:10.1371/journal.pone.0156337.g012

surface area of 724 km². The plateau slope break ranges from 535 m to 1,485 m depth whereas the depth of the flank foot varies from 1,211 m to 2,429 m depth. Despite the wide depth ranges of both bounding lines, the height difference between both is fairly constant around a mean value of 846.1 m. This is accompanied by a high correlation (Pearson correlation coefficient = 0.906) between the depths of the summit plateau slope break and the flank foot in the different sectors of the Bank (Fig 4).

The average slope of the bank's flanks ranges between 28.4° to the northeast and 7.2° to the east, but there is no clear spatial pattern. Fluctuations of the average slope of the bank flanks

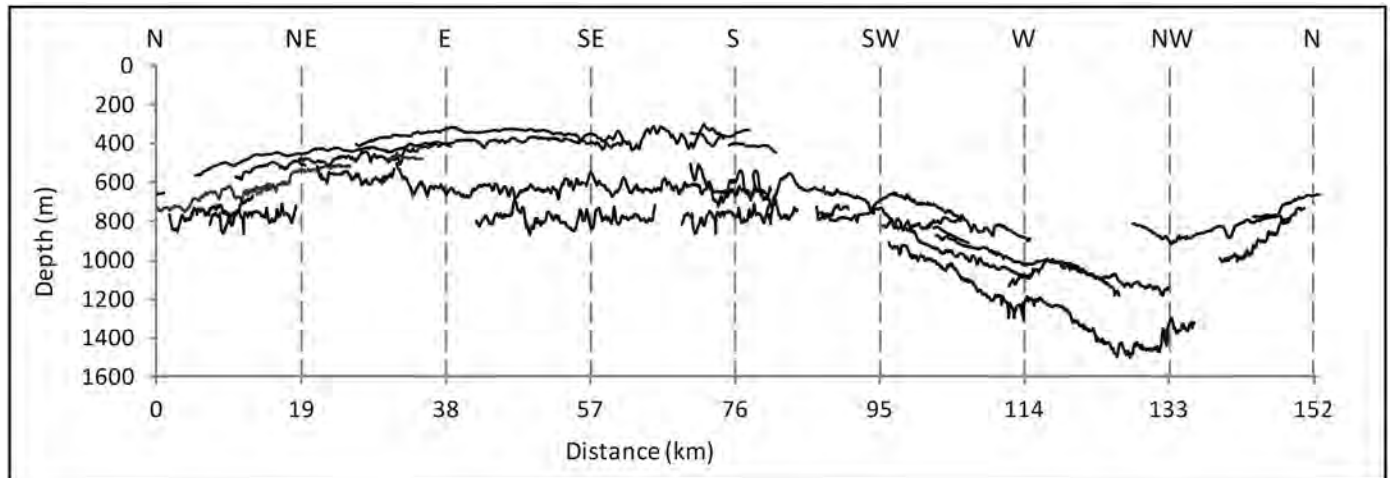


Fig 13. Depth profiles of rim scarps extended in a clockwise direction from N. Rim scarps are located on Fig 7. Vertical exaggeration is 20:1.

doi:10.1371/journal.pone.0156337.g013

are due to the presence of bulges forming a sort of piedmonts attached to the main structure of the Bank. Such bulges result in a rough surface but a gentler average slope. The most prominent three are attached to the east, west and northwest flanks of Concepcion Bank (Fig 7). Cone-shaped features are locally observed within the flank bulges, with the main group in the larger eastern bulge that stretches 20 km in length from north to south and 12 km in width from east to west (Figs 2A and 7). The across slope profiles of Concepcion Bank flanks are close to a sigmoidal curve according to the submarine slope curvature classification of Adams and Schlager [62]. However, in many sectors, a combination of the three equations proposed by the authors (Linear, Exponential and Sigmoidal), is needed in order to achieve an adequate adjustment, thus reflecting the morphological complexity of Concepcion Bank's flanks.

In addition to calculating profile curvature, we also calculated plan curvature (i.e., the second derivative of depth value normal to the slope direction) (Fig 14A). Negative values in the resulting raster identify convex surfaces indicative of ridges, knolls and other positive relief features. On the other hand, positive values identify concave features indicative of gullies, canyons, slump sidewalls and other negative relief features. This analysis highlights the main erosive morphologies along slope and, therefore, illustrates the distribution and degree of development of submarine canyons cutting through the bank flanks. In most cases, canyon axes run straight down from the summit plateau slope break to the flank's foot on the continental rise. These straight canyons are remarkably short (3 to 5 km) and steep (15° in average). These characteristics correspond to a poor degree of canyon development, with no (or incipient) hierarchization and no (or rare) tributaries and distributaries (Fig 7). Exceptions occur where the canyons intersect flank attached bulges. Their average gentler slopes and roughness favour canyon sinuosity and length. Canyons cutting through the bulge to the northwest of the bank provide a good illustration of it (Fig 14B). These canyons extend for 9 to 12 km and have an average axial gradient of 7° with a steeper upper course (15°) and a smoother lower course (3°).

The main exception to the poorly-developed short and straight canyons is at the SW segment of the bank's flank, including the prominent N-S oriented spur, where canyons forming a well-developed dendritic network are observed (Fig 7). Since most of the length of the canyons constituting this network is off the bank's flank foot, we describe it in the following section on the abyssal seafloor surrounding Concepcion Bank.

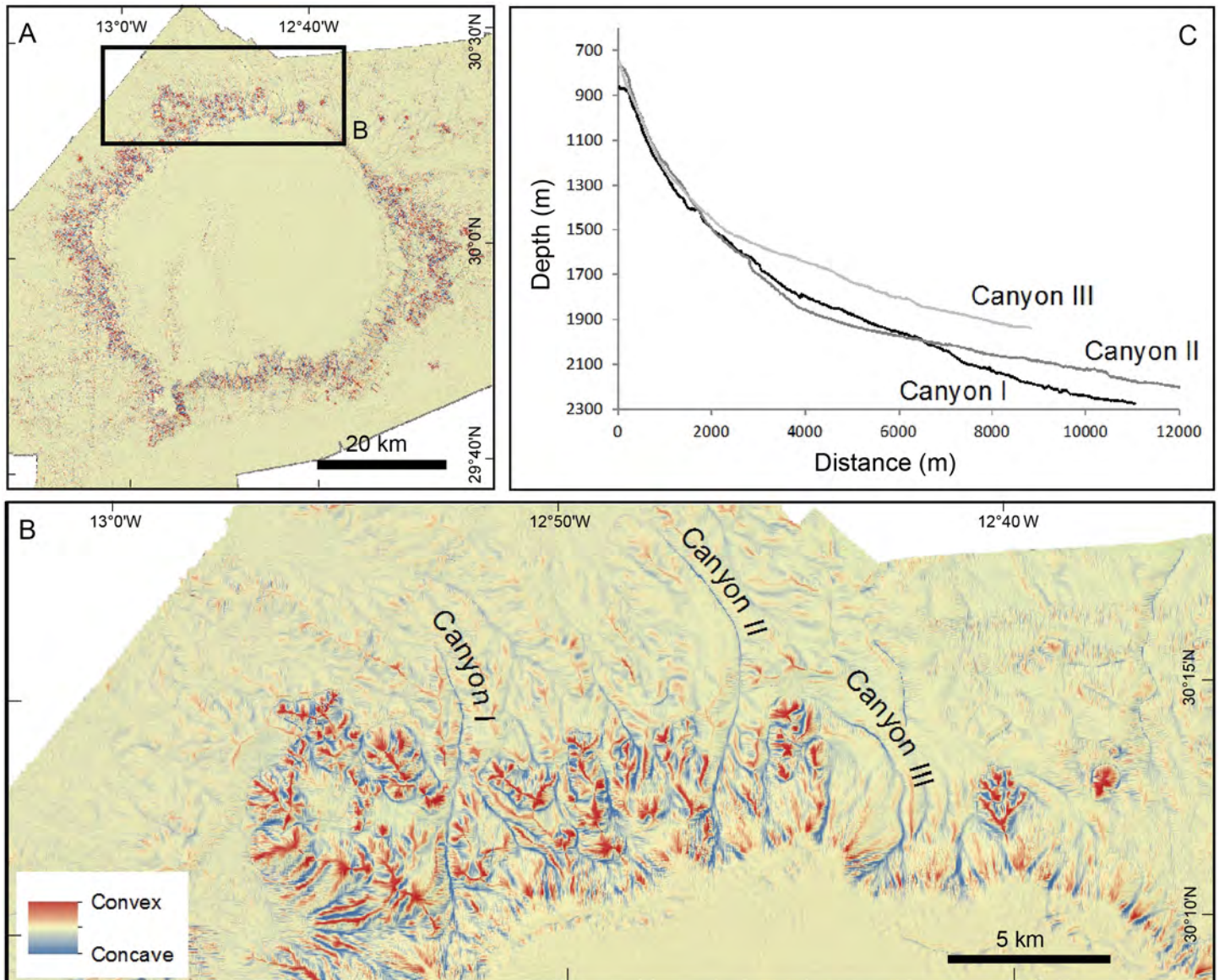


Fig 14. Plan curvature and characterization of submarine canyons cutting through the Concepcion Bank flanks. (A) Plan curvature map of the bank. Red colours correspond to positive plan curvature values (convex shapes) and blue to negative ones (concave shapes) highlighting crests and incisions amongst other positive and negative reliefs. (B) Detail of the plan curvature map in the northwest flank of the Bank where a submarine canyon cut into a flank-attached bulge. Coloured as in A. (C) Along-axis profiles of the three longest submarine canyons crossing the bulge attached to the northwest flank of the bank. Note differences in axial gradient between the upper and lower stretches. Vertical exaggeration is 5:1.

doi:10.1371/journal.pone.0156337.g014

Surrounding abyssal seafloor

The extent beyond the polygon drawn by the foot of slope line represents more than 50% of the surveyed area and it is the deepest part. This section of abyssal seafloor is generally smooth and can be divided into three SW-NE oriented parallel sectors: (i) a flat (0.1° slope to the SE) shallower sector to the SE corresponding to the main mode (1,700 m) in the depth histogram (Fig 3), (ii) a flat (0.3° to the NW) deeper sector to the northwest indicated by the 2,500 m depth mode (Fig 3), and (iii) an intermediate sector accommodating the 800 m depth difference between the former two (Fig 2). This intermediate sector is rather narrow (20 km on average),

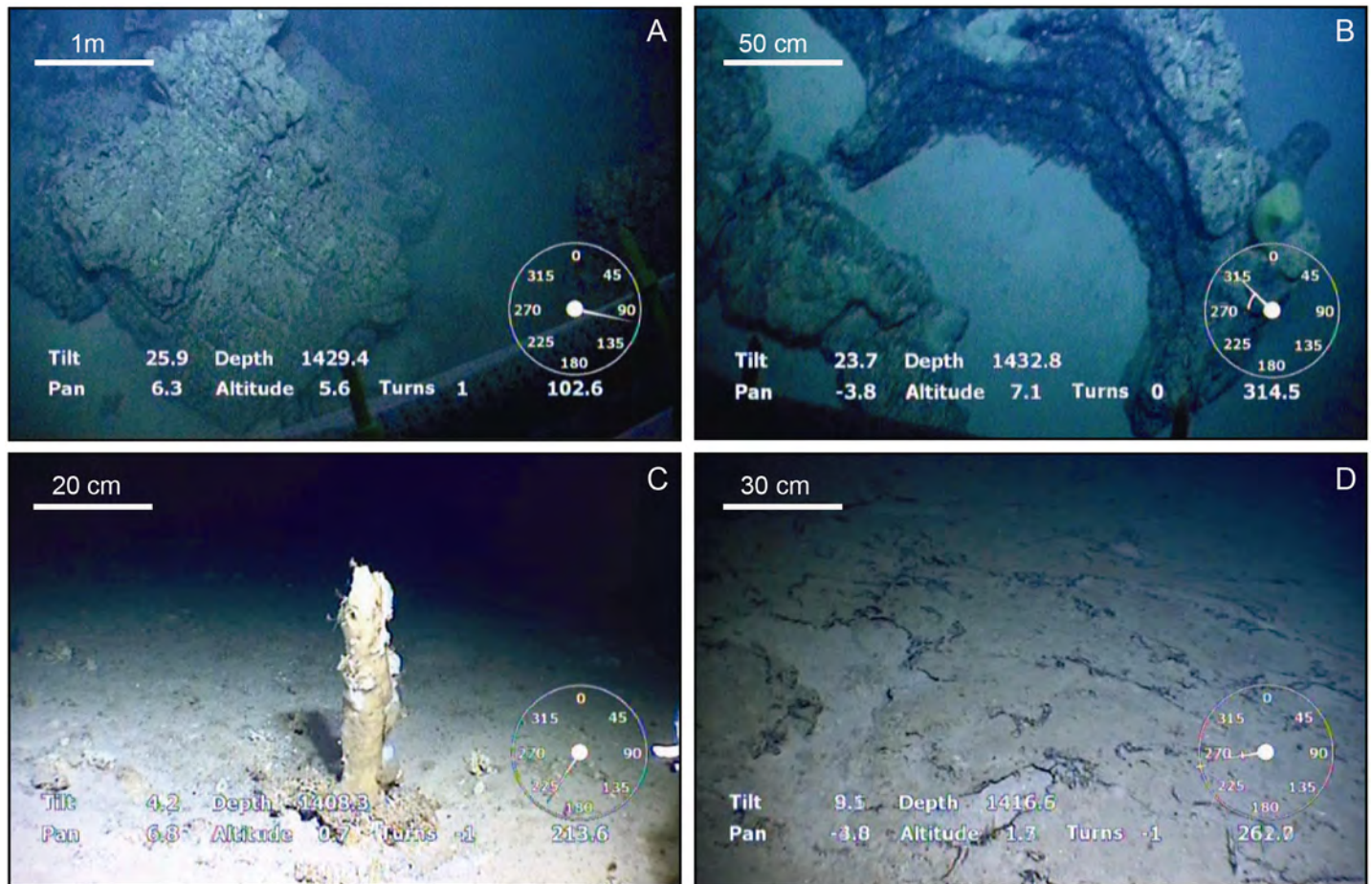


Fig 15. ROV seabed pictures from the northeastern part of the study area, where winding bedforms and volcanic cones co-occur (see Fig 7). (A) rocky outcrop, likely a basalt, amidst a muddy flat seafloor at 1,434 m depth. (B) Oblique view of the same rocky outcrop showing a horseshoe-shape resembling a remnant of the wall of a drained lava lobe with a collapsed upper crust. (C) 30 cm height vertical tubular shape possibly made of authigenic carbonates, surrounded by a flat seabed with scattered rock fragments at 1,409 m depth. Location of pictures is shown in Fig 12E.

doi:10.1371/journal.pone.0156337.g015

slopes 2.6° north westwards and largely supports the north easternmost extension of the Canary Ridge (see Section 2.1 and Fig 1) that is Concepcion Bank. Such intermediate accommodation loses expression to the south against the Fuerteventura-Lanzarote high. In the same sector, the spur at the SW corner of Concepcion Bank also bounds the intermediate accommodation sector to the east (Fig 7).

The abyssal seafloor around Concepcion Bank is mostly sediment-covered, though there are local exceptions such as the area shown in Fig 12E, where rocky outcrops, seabed crusts and hard tubular structures are visible in ROV videos (Fig 15). Our high-resolution swath bathymetry data (Fig 12E), seismic profiles (S1 and S2 Figs) and video records (Fig 15) show relatively fresh volcanic cones surrounded by winding sediment bedforms northeast of the bank. Among these winding bedforms, are moats with a high backscatter signal occurrence. The high reflective signature of volcanic cones and moats in contrast to the low reflective surrounding sediments is due to the presence of bare basalts. ROV video records show seabed crusts, lava pillar-like, and other vertical tubular structures inside moats (Fig 15C and 15D).

Winding bedforms were identified only in the NE sector of the study area, in between 1,300 and 1,800 m depth. They cover about 500 km² and occur in the vicinity of a few volcanic cones and other rocky outcrops (Figs 7 and 12E). These bedforms do not show any preferred orientation and are rather sinuous, occasionally anastomosing. They rise up to 80 m with respect to the adjacent seafloor and individual crests can be followed for up to 12 km (Fig 12E).

Other relatively small outcrops have also been mapped in the abyssal seafloor surrounding the bank. Erosional forms are mostly represented by the continuation of some of the submarine canyons descending from the Bank's flanks (Fig 7). A dendritic network of submarine canyons is particularly noticeable southwest of Concepcion Bank, where courses draining the bank's flank merge with courses coming from the Canary Channel and the flanks of the Fuerteventura-Lanzarote high to the south (Figs 2 and 7). The maximum measured length for a single course within that network was 35 km, which is likely an underestimation of its total length as some courses seem to extend beyond the study area both downslope and upslope. Within that network, the canyons cutting through the flank and base-of-flank of Concepcion Bank have more incised, V-shaped cross-sections in their steeper upper courses. As they continue downslope, they become more open in cross-sections, to the point that the seafloor expression of some of them is significantly subdued.

Discussion

Underlying geological control and evolution

The morphometric data presented in section 4.1 confirms the Concepcion Bank as the largest seamount of the CISP. Following the seamount classification criteria described in the Introduction, the Bank constitutes a seamount in *strictu sensu* as it is an isolated elevation much taller than 1,000 m. Given its truncated profile, it can also be classified as a guyot or tablemount, although only the eastern half of its summit is actually "flat"; its western half is tilted to the WNW as illustrated by the bathymetric map in Fig 2 (see detailed description below). The fact that, in addition to Concepcion Bank, other seamounts in the Canary Ridge such as Dacia are totally or partly flat-topped, suggesting that in the past they had reached the ocean surface, where they experienced abrasion and evolved into a guyot. Further sampling may bring new dates, 18 million years (Ma) constitutes an approximate time for Concepcion Bank to achieve its modern configuration. This makes Concepcion Bank one of the youngest features of the northern sector of the CISP, as the nearby seamounts (Esaouira, Rybin and Dacia) are dated around 50 Ma (Fig 1). Fuerteventura (23 Ma) and Lanzarote (15 Ma) islands are closer to the Concepcion Bank age, and the three of them belong to the Canary Ridge [26,27,28].

Gravity gradients are the expression of structural discontinuities and the most remarkable one in the area is the Lanzarote-Fuerteventura Gradient Zone [33] which is aligned with the Canary Ridge. Previous geophysical studies also show that the horizontal heterogeneity of crustal velocities across the ridge increases westward whereas the Moho depth decreases in the same direction [29]. Consequently, the thickness of the crust and the sediment cover drops off westward [31]. Because of this, a significant isostatic response gradient in the east-west direction exists what means that Concepcion Bank is resting on a foundation with a westward diminishing supporting capability. This could explain the plateaus westwards tilting height drop between the summit plateau slope break and rim scarps from east to west (Fig 13) and the east-west foot of slope depth increase (Figs 2 and 4).

The contact between different crust types are favourable locations for the occurrence of fracture zones and subsequent magma intrusions. The SW-NE oriented intermediate sector (Fig 2) accommodating the 800 m depth difference between the neighbouring shallower and deeper flat seabed sectors on the deep continental rise (see section 4.4) may indicate an underlying

crustal transition. An underlying fractured crust would favour magma injection [16], and could be the origin of the Canary Ridge edifices. The fact that such sector largely underlies the Concepcion Bank corroborates this view. Interestingly, the N-S oriented scarps on the central part of the summit plateau overlie this sector and may indicate a “hinge line” or flexure (Figs 2, 7, 8 and 9).

Overimposed bedforms and bioconstructions

Sharp morphological entities. The slight changes in the direction of the crests and wavelengths of sediment waves forming the large field on the summit plateau (Figs 7 and 8) suggest a local variation of the driving processes or, at least, of their interaction with the plateau’s floor and the sediments on it. Two main hypotheses could help explain this sediment wave field: (i) water dynamics involving currents and/or internal waves, and (ii) downslope creep movements of the sediments.

Creeping was dismissed as a mechanism explaining the corrugated surface as sub-bottom profiles (Fig 9A) do not provide any evidence of this process, namely, deformed internal reflectors. Also, the limited sediment thickness (less than 5 m) on top of the basal high amplitude reflector (Fig 9A) and the average slope (2.7°) of the area where the sediment wave field occurs (Fig 15) seem too low for generalised creeping to occur, even if we assume that the sediment properties may allow such a type of plastic deformation. Nevertheless, localised sediment creeping may occur close to the scarps in the central part of the summit plateau (Fig 8) where some rotational destabilisation of the uppermost sediment layers is suggested (Fig 9B).

The high backscatter signature of the sediment wave field (Fig 12A) indicates that the seafloor is covered by relatively coarse sediments suggesting the occurrence of moderate to high-energy processes in this particular area. Seamounts have the capability to interfere with and divert ocean currents eventually favouring vertical mixing and creating particular structures like Taylor caps [4,65] (See also section 2.2). In addition, submarine slopes either on continental margins, seamounts or other seafloor relieves have the potential to interact with internal waves and promote their breaking, delivering energy to the seafloor.

Fresh-looking mounds with CWCs occur within the sediment wave field along a 4 km wide belt at between 570 and 710m depth (Figs 7, 8 and 10). A large majority of the mounds occur in an area of the plateau that slopes westwards (Fig 10). Most mounds lie on top of the sediment wave crests and show an elliptical shape (Fig 11). Such a position better exposes them to the incoming flows driving the sediment wave field whereas the elliptical shape (major semi-axis perpendicular to sediment waves) could be explained by the fact that the flow-facing parts of CWC colonies have higher development rates than the less exposed ones [66,67]. These observations on sediment waves and mound patterns suggest that a west-east predominant flow impinges the seabed in the area where both features co-occur. However, no direct current measurements have been made in the area so far.

The water depth where these two features co-occur coincides with the oscillating limit between the NACW flowing southward through the Canary Channel and the underlying AAIW flowing northward [52]. Density discontinuities and transitions, such as the one between these two water masses, are critical for the propagation of internal waves that eventually break against facing slopes. Breaking internal waves are a potentially relevant source of turbulent energy as they enable vertical mixing and particle re-suspension thus favouring coral development, as suggested by Wing [68]. The energy they deliver, mainly at the breaking zone, has also been recognised in the sedimentary record [69]. Therefore, we hypothesize that the occurrence of the sediment wave field and CWC mounds on the SW of the summit plateau is directly related to breaking waves at the interface between NACW and AAIW water masses, as

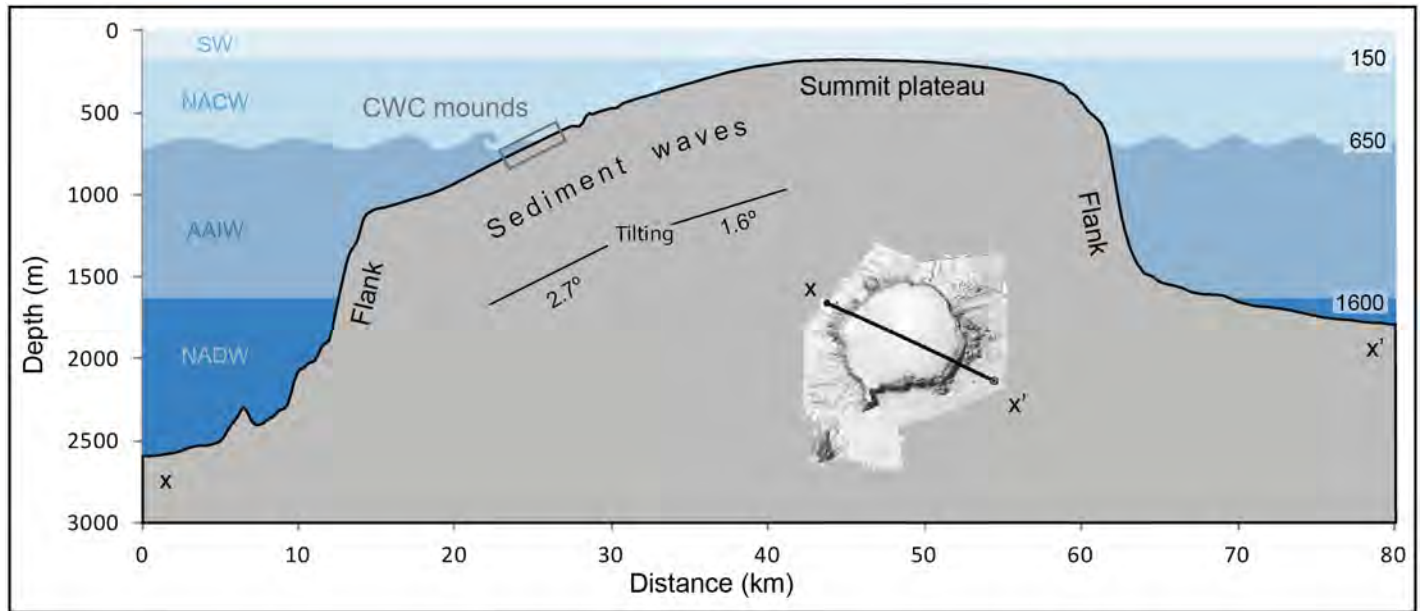


Fig 16. Internal waves hypothesis. Sketch illustrating the hypothesis of breaking internal waves as the main mechanism explaining the presence of the sediment wave field and the associated depth-restricted narrow belt of cold-water coral mounds on the SW sector of Concepcion Bank summit plateau. The bathymetric section is the same as in Fig 2B. See location in the shaded-relief DTM included in this figure.

doi:10.1371/journal.pone.0156337.g016

illustrated in Fig 16. The mounds in particular concentrate in a narrow depth range close to 600 m depth that is where, according to our hypothesis, most energy and favourable conditions for coral growth would exist. The westward-sloping area where mounds concentrate (Fig 10) can be viewed as a sort of gentle submarine “beach” with the right orientation and inclination for breaking internal waves. The occurrence of the largest sediment waves and fresh-looking mounds along the same depth range suggests that both depend on the same process.

Faded morphological entities

The several scattered groups of barely perceptible undulations close to the northeast and east rims of the plateau (Fig 7) are also interpreted as sediment waves. Their subdued character suggests that they may be relict or produced by weaker currents on finer sediments. These sediment waves are somehow associated to the belt of subdued mounds east and northwest of the plateau, as they occur between the edge of the belt and the plateau’s rim.

The barely perceptible relief, shape and size, and the relatively low backscatter and acoustic facies of the subdued mounds (Fig 12A and 12B) in the broad belt roughly parallel to the north-eastern and eastern edges of the summit plateau, within a depth range of 500 to 300 m (Fig 7), suggest that they are relict bioconstructions equivalent to the fresh-looking mounds in the SW corner of the plateau. The lack of dead coral branches, which are common around sub-fossil CWC mounds, indicates that these subdued mounds are quite old and that they remain detectable nowadays only because they are barely buried due to low sedimentation rates. Values of less than $10 \text{ g cm}^{-2} \text{ ky}^{-1}$ have been reported by Kuhlmann et al. [70] since the last glacial maximum. The spatial association between the subdued mounds and the smooth undulations close to the northeastern and eastern rims of the plateau reinforces the relict character of these two features. Whether living reefs on the SE sector co-existed with living mounds on the NE sector or instead CWC mound development shifted between seamount sectors is unknown at present. With or without the hypothesized shift of sediment waves and CWC mounds, what

bedforms and mounds clearly show is that the energy level and associated shear stress over the bottom is nowadays much higher in the relatively steep, westward-oriented SW quadrant than in the smoother northeastern one. This observation further supports internal breaking waves at the boundary between NACW and AAIW as the main source of hydrodynamic energy over the summit plateau under present conditions.

Mound structures, both exposed and buried, similar to the ones found in Concepcion Bank, exhibiting also distinct acoustic signatures [71] have been identified in other parts of the world, namely by the numerous projects focusing on the NE Atlantic [72]. The internal structure of these mounds consists of a coral skeletal framework infilled with sediment [71]. The onset of present day living CWC mounds in the NE Atlantic has been related to the beginning of the present post-glacial period [73]. Oceanographic conditions in high latitudes during glacial periods would have been unfavourable for the development of CWC mounds while lower latitude settings, such as Concepcion Bank, were likely able to support such habitats also during glaciations. Eustatic sea-level fluctuations and the associated changes in hydrodynamic conditions are perhaps behind environmental shifts that regulate sediment wave activity and living conditions for the associated CWC, which eventually become relict features. It should be kept in mind that the 120 m global sea level lowstand of the Last Glacial Maximum [74] implied that the shallowest point of Concepcion Bank, without considering subsidence, was only at about 50 m below the sea surface. Whether or not the subdued and the fresh-looking CWC mounds and related sediment waves on Concepcion Bank represent sea level minima and maxima or different interglacial episodes remains an open question that may only be answered by drilling.

The large “L” shaped rocky outcrop close to the centre of the summit plateau (Figs 7 and 12C) constitutes a unique, single feature that stands by itself. It is detached from sediment wave and mound fields, either fresh-looking or relict, and despite it is shallower than all other mound occurrences on the plateau, some small CWC patches have been identified around and atop of it. Other guyots exhibit this type of central peak. It typically represents a residual erosional feature corresponding to the hard core of the igneous intrusion. The presence of more solid basalts offers higher resistance to marine erosion than the outer layers of volcanoclastic material originating this type of geomorphology.

Flank processes

The best fit for the across slope profiles is achieved by the sigmoidal curve model, despite the interference of smaller scale morphological features like canyons and attached bulges. According to Adams and Schlager, “fluctuations of the wave base due to changing tides and weather or, on longer time scales, changes in sea level, interfere with the development of an exponential curvature” [62], highlighting the relevance of eustasy and subsidence on the shaping of structures intersecting the sea surface.

Canyons. The submarine canyons cutting into the flanks of Concepcion Bank might have a structural control though this would be clearly different from the main SW-NE direction determining the Canary Ridge and the NW African margin, including the depth accommodation sector over which the bank stands. The length and development stage of the canyons in Concepcion Bank vary from one sector to the other. At first sight it may look as canyons are more developed where flank-attached bulges occur (i.e. northwest, north and east of the bank) and highly incipient where bulges are lacking or are poorly developed (i.e. northeast, southeast and south of the bank) (Fig 7). This could suggest a genetic relationship between bulges and canyons, perhaps related to the slope attenuation induced by the bulges that could favour canyon development, or to a bulge-feeding role of the canyons. The SW flank of the bank contradicts this view, as there is no attached bulge there and the canyon attains its maximum

development (Fig 7). However the morphology of this canyon network is very different from the canyons previously referred. They are wider and longer and their cross profile is U-shaped showing a very different signature in the planar curvature DTM (Fig 14). These morphological differences should respond to different flow regimes and to the influence of the passage separating Concepcion Bank and Lanzarote Island. This passage is set on the Canary Ridge dividing the eastern and relatively shallower Canary Channel from the western and deeper abyssal seafloor (Fig 1). Seismic profiles (S5 Fig) show a chaotic facies between both domains evidencing mass wasting flows.

Bulges. Rocky bulges can correspond to mass wasting deposits, lava flows, igneous intrusions, or a combination of these events. The mass wasting hypothesis is unlikely, as there are no major embayments that could be interpreted as landslide scars along the perimeter of the summit plateau. In fact, two of the three main bulges attached to Concepcion Banks flanks are off smooth projections west and east of the plateau edge and the third one to the north is off a roughly straight edge (Fig 7). In contrast to the younger western Canary Islands of Tenerife, La Palma and El Hierro, where large amphitheatre-shaped headwall scars with a dramatic expression on both subaerial and submarine landslides have been identified [75–81], no similar scars occur on the older islands of Fuerteventura and Lanzarote, which are the closest to Concepcion Bank both geographically and in terms of age (Fig 1). However two evacuation areas on the submarine flanks west of the Fuerteventura-Lanzarote block have been related to large buried landslide deposits [82] located on the west side of each island. The absence of large mass wasting scars on the edge and flanks of Concepcion bank does not totally preclude the possibility that old, buried landslide deposits arising from the Canary Ridge exist, in particular on the east flank, facing the Canary Channel (Fig 1B), where geophysical studies show a 10 km thick sedimentary cover [30]. Moreover subaerial erosion of the seamount top in Miocene times could have erased or concealed the scars and debris fan of the older mass wasting events through deposition of substantial amounts of sediment. Nevertheless, volcanic cones are frequent on the island aprons of the archipelago particularly in those areas unaltered by massive landslides. They reach high densities in the Anaga offshore Massif (Tenerife island), the north flank and south rift of La Palma Island, the three rifts of El Hierro [82] and Lanzarote western slope for example. This kind of submarine volcanoes most typically present a conical shape, but other morphologies are also possible, namely elongated ridges probably built up by fissural eruptions. Their typical signature in the seismic profiles is a transparent core outlined by a sharp chevron shape reflector (S3 and S4 Figs).

Basal processes. The co-occurrence of winding sediment bedforms and fresh-looking volcanic cones in the same deep-water location may suggest a relationship between the two. The lack of sediments covering the volcanic cones and the rocks inside the moats suggest that they are relatively young in age or that the environment does not favour sediment deposition. The seismic profiles of the winding bedforms (S1 and S2 Figs) and their smooth shapes resemble contourite deposits induced by bottom currents flowing around obstacles [83]. However, the low velocity of bottom currents [59] and the fact that these bedforms do not show any preferred orientation but have highly sinuous shapes, occasionally merging into each other, is not in accordance with contourite currents steadily flowing along a sustained direction.

The presence of dolomite in sediments [84] is indicative, although not exclusive, of hydrothermal activity [85]. Sediment samples analyzed and described by Quevedo-Gonzalez et al. [84] show that sediments from the winding bedforms contain more than 5% of dolomite and around 40% of calcite in the finest sediment fraction (<45 μm) whereas in other samples within the bank calcite represent less than the 20% weight of the fine sediment fraction and dolomite is absent [64,84]. Evidence of hydrothermal activity long after seamount

emplacement has been reported in other CISP seamounts. The Cretaceous age of Henry Seamount and the occurrence of hydrothermal venting in the Holocene is an example [86].

According to previous geophysical studies [26,30] the Canary Ridge continues north-eastwards beyond Concepcion Bank in the form of a massive igneous intrusion forming a broad elevation barely covered by sediments. This elevation has a relative low magnetic amplitude signal that contrasts with a strong gravity signature. Dañobeitia suggests that this circumstance could be explained by thermal activity related to Concepcion Bank [35]. Two main high reflective seismic reflectors are present in the seismic records from this area. According to DSDP 415 the shallower reflector, at around 200 m below seafloor surface, corresponds to early-middle Miocene material and a deeper one, 475 m below the modern seabed, to late Paleocene [87]. The igneous structure underlying fresh volcanic cones and winding shapes rises from the deep reflector whereas the shallower one onlaps the structure, indicating an age between the Paleocene and the Miocene [35].

So far, any possible relation between seafloor volcanic or hydrothermal activity eventually driving near-bottom currents capable of transporting sediments cannot be neither demonstrated nor excluded without bottom current measurements over a period of time.

Conclusions

With an age of 18 Ma, an overall volume of 2,730 km³ and a basal area of 2,508 km², Concepcion Bank is the largest seamount in the 400 km long Canary Ridge. It stands above the continental rise of NW Africa and is dominated by a westwards tilted large summit plateau delimited by abrupt flanks leading to a surrounding deeper area. Most of the seamount stands over a margin-parallel SE-NW sector accommodating 800 m of across-margin vertical offset, from 1,700 to 2,500 m. We consider that such an accommodation is related to a crustal transition with associated fracturing. Some scarps close to the centre of the summit plateau occur directly above this depth-accommodation belt with roughly the same direction. Local faulting and magma injections according to King and Ritsema's view [16], might help explaining the extended volcanic activity of the Canary Ridge, which culminates on the Concepcion Bank and the islands of Fuerteventura and Lanzarote. The Canary Ridge continues north-eastwards, at around 1,500m depth, exhibiting morphological features such as bare volcanic cones, lava pillar-like structures and volcanic crusts that we interpret as evidence of relatively recent volcanism [88,89]. Furthermore, the presence of dolomite within the sediments suggests some remnant hydrothermal activity. Winding bedforms identified in the same area may be driven by contour bottom currents, flows induced by hydrothermal venting or a combination of both.

Previous studies suggest that the most active processes on seamounts take place at its shallowest parts [2,4,5,60,65]. Our findings at Concepcion Bank would concur with this view and furthermore they also show a complex interaction between physical and biological processes at different time scales highlight the significance of the underlying structural geological control (See [S1 Video](#) for a general overview). According to our interpretation, the E-W, structurally determined height difference of the base of Concepcion Bank and the westward tilting of most of its summit plateau largely influence how hydrodynamic processes interact with the plateau floor where sediment wave fields and bioconstructions, both relict and active, have been found. Breaking internal waves propagating at the boundary between two water masses are the best candidate for delivering hydrodynamic energy at the depths where fresh-looking sediment waves and bioconstructions co-occur. The presence of relict bedforms and, likely, CWC mounds at specific sectors of the summit plateau suggest variations in oceanographic conditions, potentially related to glacial-interglacial oscillations, causing the deactivation of sedimentary and biological systems.

Supporting Information

S1 Fig. Seismic profile of the winding bedforms.

(TIF)

S2 Fig. Seismic profile of the winding bedforms.

(TIF)

S3 Fig. Seismic profile of the Southeast flank bulges.

(TIF)

S4 Fig. 3D view and bathymetric profile of the East flank bulges.

(TIF)

S5 Fig. Seismic profile of the transition between Canary Channel and deep seafloor.

(TIF)

S1 Video. Virtual flight trough Concepcion Bank.

(MP4)

Acknowledgments

The data used in this article has been gathered in the scope of Life+ INDEMARES Project (07/NAT/E000732) funded by the EU. The coordination of the project was carried out by Fundación Biodiversidad from the Spanish Ministry of Agriculture, Food and Environment. The technical and scientific work was led by the Instituto Español de Oceanografía. The involvement of UB researchers in the analysis of the dataset was made possible by the EC funded research project MIDAS (GA n. 603418). Generalitat de Catalunya supported GRC Geociències Marines through grant 2014 SGR 1068. We would like to thank the officers and crews of R/V Vizconde de Eza, R/V Miguel Oliver and R/V Angeles Alvariño and Secretaria General del Mar for their insight and expertise throughout the surveys.

Author Contributions

Conceived and designed the experiments: JA PM JR. Performed the experiments: PM JR BA. Analyzed the data: JR MC NH BA GL DA. Contributed reagents/materials/analysis tools: PM JA JR NH BA. Wrote the paper: JR MC JA.

References

1. Clark MR, Tittensor D, Rogers AD, Brewin P, Schlacher T, Rowden A, et al. Seamounts, deep-sea corals and fisheries. UNEP-WCMC Biodivers Ser [Internet]. 2006 [cited 2015 Oct 7]. Available: <http://www.vliz.be/en/imis?refid=109244>.
2. Pitcher TJ, Morato T, Hart PJB, Clark MR, Haggan N, Santos RS. Seamounts: Ecology, Fisheries & Conservation. John Wiley & Sons; 2008. 553 p.
3. UNEP, World Conservation Monitoring Center & Census of Marine Life on Seamounts Program, Data Analysis Working Group. Seamounts, deep-sea corals and fisheries: vulnerability of deep-sea corals to fishing on seamounts beyond areas of national jurisdiction. UNEP/Earthprint; 2006.
4. White M, Mohn C. Seamounts: a review of physical processes and their influence on the seamount ecosystem. Oasis Rep Contract; 2004;(38:).
5. Rowden AA, Clark MR, Wright IC. Physical characterisation and a biologically focused classification of "seamounts" in the New Zealand region. N Z J Mar Freshw Res. 2005; 39(5):1039–1059.
6. Harris RN, Fisher AT, Chapman DS. Fluid flow through seamounts and implications for global mass fluxes. Geology. 2004; 32(8):725–728.
7. Roden GI. Effect of seamounts and seamount chains on ocean circulation and thermohaline structure. Seamounts Isl Atolls. 1987;335–354.

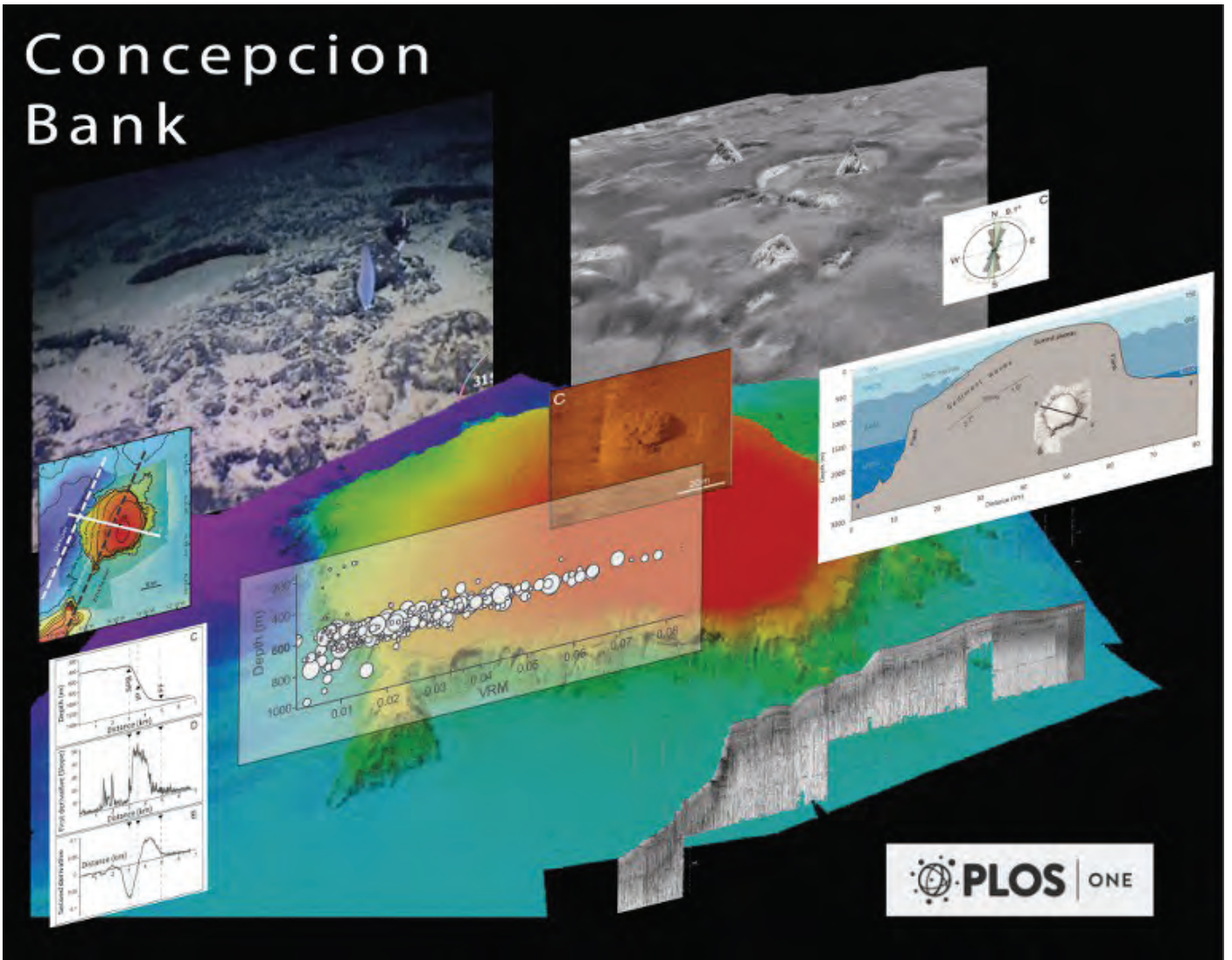
8. Clark MR, Watling L, Rowden AA, Guinotte JM, Smith CR. A global seamount classification to aid the scientific design of marine protected area networks. *Ocean Coast Manag.* 2011; 54(1):19–36.
9. Jackson JA, Mehl JP, Neuendorf KKE. *Glossary of Geology.* Springer Science & Business Media; 2005. 802 p.
10. IHO. Standardization of Undersea Feature Names (Guidelines, Proposal Form Terminology) 4th edition [Internet]. International Hydrographic Organization and International Oceanographic Commission International Hydrographic Bureau. 2008 [cited 2013 Dec 9]. Available: http://www.iho.int/iho_pubs/bathy/B6_e4_ES_Nov08.pdf.
11. Staudigel H, Clague D. The Geological History of Deep-Sea Volcanoes: Biosphere, Hydrosphere, and Lithosphere Interactions. *Oceanography.* 2010; 23(01):58–71.
12. Schmidt R, Schmincke H-U. *Seamounts and island building.* Academic Press, San Diego, CA; 2000.
13. Smith DK, Cann JR. The role of seamount volcanism in crustal construction at the Mid-Atlantic Ridge (24°–30°N). *J Geophys Res Solid Earth.* 1992; 97(B2):1645–1658.
14. Staudigel H, Koppers A, Lavelle JW, Pitcher T, Shank T. Defining the Word “Seamount.” *Oceanography.* 2010; 23(01):20–21.
15. Clouard V, Bonneville A. How many Pacific hotspots are fed by deep-mantle plumes? *Geology.* 2001; 29(8):695–698.
16. King SD, Ritsema J. African Hot Spot Volcanism: Small-Scale Convection in the Upper Mantle Beneath Cratons. *Science.* 2000; 290(5494):1137–1140. PMID: [11073447](https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/11073447/)
17. Wessel P, Sandwell D, Kim S-S. The Global Seamount Census. *Oceanography.* 2010; 23(01):24–33.
18. Yesson C, Clark MR, Taylor ML, Rogers AD. The global distribution of seamounts based on 30 arc seconds bathymetry data. *Deep Sea Res Part Oceanogr Res Pap.* 2011; 58(4):442–453.
19. Craig CH, Sandwell DT. Global distribution of seamounts from Seasat profiles. *J Geophys Res Solid Earth.* 1988; 93(B9):10408–10420.
20. Morato T, Pitcher TJ, Clark MR, Menezes G, Tempera F, Porteiro F, Giacomello E, Santos RS. Can we protect seamounts for research? A Call for Conservation. *Oceanography.* 2010; 23(1):190–199.
21. Vogt PR, Smoot NC. The Geisha Guyots: Multibeam bathymetry and morphometric interpretation. *J Geophys Res Solid Earth.* 1984; 89(B13):11085–110107.
22. Clague DA, Paduan JB, Caress DW, Thomas H, Chadwick WW, Merle SG. Volcanic morphology of West Mata Volcano, NE Lau Basin, based on high-resolution bathymetry and depth changes. *Geochem Geophys Geosystems.* 2011; 12(11)
23. Favalli M, Karátson D, Mazzuoli R, Pareschi MT, Ventura G. Volcanic geomorphology and tectonics of the Aeolian archipelago (Southern Italy) based on integrated DEM data. *Bull Volcanol.* 2005; 68(2):157–170.
24. Grosse P, van Wyk de Vries B, Euillades PA, Kervyn M, Petrinovic IA. Systematic morphometric characterization of volcanic edifices using digital elevation models. *Geomorphology.* 2012; 136(1):114–131.
25. Epp D, Smoot NC. Distribution of seamounts in the North Atlantic. *Nature.* 1989; 337(6204):254–257.
26. Geldmacher J, Hoernle K, Bogaard P v. d., Duggen S, Werner R. New ⁴⁰Ar/³⁹Ar age and geochemical data from seamounts in the Canary and Madeira volcanic provinces: Support for the mantle plume hypothesis. *Earth Planet Sci Lett.* 2005; 237(1–2):85–101.
27. Geldmacher J, Hoernle K, van den Bogaard P, Zankl G, Garbe-Schonberg D. Earlier history of the <70-Ma-old Canary hotspot based on the temporal and geochemical evolution of the Selvagen Archipelago and neighboring seamounts in the eastern North Atlantic. *J Volcanol Geotherm Res.* 2001; 111(1):55–87.
28. Van den Bogaard P. The origin of the Canary Island Seamount Province -New ages of old seamounts. *Sci Rep [Internet].* 2013 Jul 1 [cited 2013 Sep 6]; 3. Available: <http://www.nature.com/srep/2013/130701/srep02107/full/srep02107.html>.
29. Bosshard E, Macfarlane DJ. Crustal structure of the western Canary Islands from seismic refraction and gravity data. *J Geophys Res.* 1970; 75(26):4901–4918.
30. Hinz K, Dostmann H, Fritsch J. The Continental Margin of Morocco: Seismic Sequences, Structural Elements and Geological Development. In: von Rad DU, Hinz PDK, Sarnthein PDM, Seibold PDE, editors. *Geology of the Northwest African Continental Margin [Internet].* Springer Berlin Heidelberg; 1982 [cited 2014 Dec 4]. p. 34–60. Available: http://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-642-68409-8_3.
31. Uchupi E, Emery KO, Bowin CO, Phillips JD. Continental margin off western Africa; Senegal to Portugal. *AAPG Bull.* 1976; 60(5):809–878.
32. Weigel W, Goldflam P, Hinz K. The crustal structure of Concepcion Bank. *Mar Geophys Res.* 1978; 3(4):381–392.

33. Carbó A, Muñoz-Martín A, Llanes P, Álvarez J. Gravity analysis offshore the Canary Islands from a systematic survey. In: Clift P, Acosta J, editors. *Geophysics of the Canary Islands* [Internet]. Springer Netherlands; 2005 [cited 2013 Dec 28]. p. 113–127. Available: http://link.springer.com/chapter/10.1007/1-4020-4352-X_5.
34. Neumann E, Vannucci R, Tiepolo M, Griffin WL, Pearson NJ, O'Reilly SY. Sharp Continent-Ocean Transition in the Area of the Canary Islands: Evidence From Upper Mantle and Lower Crustal Xenoliths. *AGU Spring Meet Abstr*. 2005.
35. Dañoibeitia JJ, Collette BJ. Estudio mediante sísmica de reflexión de un grupo de estructuras submarinas situadas al Norte y Sur del archipiélago Canario [Internet]. 1989 [cited 2014 Mar 13]. Available: <http://digital.csic.es/handle/10261/6841>.
36. Guillou H, Carracedo JC, Torrado FP, Badiola ER. K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *J Volcanol Geotherm Res*. 1996; 73(1–2):141–155.
37. Acosta J, Uchupi E, Muñoz A, Herranz P, Palomo C, Ballesteros M. Salt Diapirs, Salt Brine Seeps, Pockmarks and Surficial Sediment Creep and Slides in the Canary Channel off NW Africa. In: Clift P, Acosta J, editors. *Geophysics of the Canary Islands* [Internet]. Springer Netherlands; 2005 [cited 2013 Dec 28]. p. 41–57. Available: http://link.springer.com/chapter/10.1007/1-4020-4352-X_2.
38. Weigel W, Wissmann G, Goldflam P. Deep Seismic Structure (Mauritania and Central Morocco). In: von Rad DU, Hinz PDK, Sarnthein PDM, Seibold PDE, editors. *Geology of the Northwest African Continental Margin* [Internet]. Springer Berlin Heidelberg; 1982 [cited 2013 Sep 19]. p. 132–159. Available: http://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-642-68409-8_8.
39. Dañoibeitia JJ. Reconocimiento geofísico de estructuras submarinas situadas al norte y sur del archipiélago Canario. *Rev Soc Geol Esp*. 1988; 1:143–155.
40. Anguita F, Hernán F. The Canary Islands origin: a unifying model. *J Volcanol Geotherm Res*. 2000; 103(1–4):1–26.
41. Anguita F, Hernán F. A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary islands. *Earth Planet Sci Lett*. 1975; 27(1):11–9.
42. Carracedo JC, Day S, Guillou H, Rodríguez Badiola E, Canas JA, Pérez Torrado FJ. Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. *Geol Mag*. 1998; 135(05):591–604.
43. Morgan WJ. Convection Plumes in the Lower Mantle. *Nature*. 1971; 230(5288):42–43.
44. Schmincke H-U. Magmatic Evolution and Tectonic Regime in the Canary, Madeira, and Azores Island Groups. *Geol Soc Am Bull*. 1973; 84(2):633–648.
45. Wilson JT. A Possible Origin of the Hawaiian Islands. *Can J Phys*. 1963; 41(6):863–870.
46. Rivera J, Lastras G, Canals M, Acosta J, Arrese B, Hermida N, et al. Construction of an oceanic island: Insights from the El Hierro (Canary Islands) 2011–2012 submarine volcanic eruption. *Geology*. 2013; 41(3):355–358.
47. Arístegui J, Barton ED, Álvarez-Salgado XA, Santos AMP, Figueiras FG, Kifani S, et al. Sub-regional ecosystem variability in the Canary Current upwelling. *Prog Oceanogr*. 2009; 83(1–4):33–48.
48. Pelegrí JL, Marrero-Díaz A, Ratsimandresy AW. Nutrient irrigation of the North Atlantic. *Prog Oceanogr*. 2006; 70(2):366–406.
49. Mason E, Colas F, Molemaker J, Shchepetkin AF, Troupin C, McWilliams JC, et al. Seasonal variability of the Canary Current: a numerical study. *J Geophys Res Oceans* 1978–2012. 2011; 116(C6).
50. Mittelstaedt E. The ocean boundary along the northwest African coast: Circulation and oceanographic properties at the sea surface. *Prog Oceanogr*. 1991; 26(4):307–355.
51. Knoll M, Hernández-Guerra A, Lenz B, López-Laatzén F, Machín F, Müller TJ, et al. The Eastern Boundary Current system between the Canary Islands and the African Coast. *Deep Sea Res Part II Top Stud Oceanogr*. 2002; 49(17):3427–3440.
52. Hernández-Guerra A, López-Laatzén F, Machín F, De Armas D, Pelegrí JL. Water masses, circulation and transport in the eastern boundary current of the North Atlantic subtropical gyre. *Sci Mar* [Internet]. 2007 Dec 20 [cited 2013 Sep 19]; 65(S1). Available: <http://scientiamarina.revistas.csic.es/index.php/scientiamarina/article/viewArticle/713>.
53. Machín F, Hernández-Guerra A, Pelegrí JL. Mass fluxes in the Canary Basin. *Prog Oceanogr*. 2006; 70(2–4):416–447.
54. Tomczak M Jr.. An analysis of mixing in the frontal zone of South and North Atlantic Central Water off North-West Africa. *Prog Oceanogr*. 1981; 10(3):173–192.
55. Biescas B, Sallarès V, Pelegrí JL, Machín F, Carbonell R, Buffett G, et al. Imaging meddy fine structure using multichannel seismic reflection data. *Geophys Res Lett*. 2008; 35(11):L11609.

56. Richardson PL, Bower AS, Zenk W. A census of Meddies tracked by floats. *Prog Oceanogr.* 2000; 45(2):209–218.
57. Richardson PL, McCartney MS, Maillard C. A search for meddies in historical data. *Dyn Atmospheres Oceans.* 1991; 15(3–5):241–65.
58. Hernández Guerra A, López Laatzén F, Machín F, Armas D de, Pelegrí JL. Water masses, circulation and transport in the eastern boundary current of the North Atlantic subtropical gyre. *Sci Mar.* 2001; 65(1):177–186.
59. Dickson RR, Gould WJ, Müller TJ, Maillard C. Estimates of the mean circulation in the deep (>2,000m) layer of the Eastern North Atlantic. *Prog Oceanogr.* 1985; 14:103–127.
60. Boehlert GW, Genin A. A Review of the Effects of Seamounts on Biological Processes. In: Keating BH, Fryer P, Batiza R, Boehlert GW, editors. *Seamounts, Islands, and Atolls* [Internet]. American Geophysical Union; 2013 [cited 2013 Dec 2]. p. 319–334. Available: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/GM043p0319/summary>.
61. Heezen BC, Tharp M, Ewing M. The Floors of the Oceans I. The North Atlantic. *Geol Soc Am Spec Pap.* 1959; 65:1–126.
62. Adams EW, Schlager W. Basic Types of Submarine Slope Curvature. *J Sediment Res.* 2000; 70(4):814–828.
63. Hobson RD. Surface roughness in topography: quantitative approach. *Spat Anal Geomorphol.* 1972;221–245.
64. IEO. Caracterización del Banco de La Concepción. Informe del Instituto Español de Oceanografía-Centro Oceanográfico de Canarias. Proyecto LIFE+ INDEMARES (LIFE07/NAT/E/000732). Fundación Biodiversidad, Madrid, 278 p. [Internet]. 2013. Available: <http://hdl.handle.net/10508/1757>.
65. Chapman DC, Haidvogel DB. Formation of Taylor caps over a tall isolated seamount in a stratified ocean. *Geophys Astrophys Fluid Dyn.* 1992; 64(1–4):31–65.
66. Correa TBS, Eberli GP, Grasmueck M, Reed JK, Correa AMS. Genesis and morphology of cold-water coral ridges in a unidirectional current regime. *Mar Geol.* 2012; 326–328:14–27.
67. Mienis F, de Stigter HC, White M, Duineveld G, de Haas H, van Weering TCE. Hydrodynamic controls on cold-water coral growth and carbonate-mound development at the SW and SE Rockall Trough Margin, NE Atlantic Ocean. *Deep Sea Res Part Oceanogr Res Pap.* 2007; 54(9):1655–1674.
68. Wing SR. Breaking internal waves on a Florida (USA) coral reef: a plankton pump at work? *Mar Ecol Prog Ser.* 1998; 166:83–97.
69. Pomar L, Morsilli M, Hallock P, Bádenas B. Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record. *Earth-Sci Rev.* 2012; 111(1–2):56–81.
70. Kuhlmann H, Freudenthal T, Helmke P, Meggers H. Reconstruction of paleoceanography off NW Africa during the last 40,000 years: influence of local and regional factors on sediment accumulation. *Mar Geol.* 2004; 207(1–4):209–224.
71. Roberts JM, Brown CJ, Long D, Bates CR. Acoustic mapping using a multibeam echosounder reveals cold-water coral reefs and surrounding habitats. *Coral Reefs.* 2005; 24(4):654–669.
72. Freiwald A, Fosså JH, Grehan A, Koslow T, Roberts JM. Cold-water coral reefs. *UNEP-WCMC Camb UK.* 2004;84.
73. Roberts JM, Wheeler AJ, Freiwald A. Reefs of the Deep: The Biology and Geology of Cold-Water Coral Ecosystems. *Science.* 2006; 312(5773):543–547. PMID: [16645087](https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/16645087/)
74. Siddall M, Rohling EJ, Almogi-Labin A, Hemleben C, Meischner D, Schmelzer I, et al. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature.* 2003; 423(6942):853–858. PMID: [12815427](https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/12815427/)
75. Gee MJR, Watts AB, Masson DG, Mitchell NC. Landslides and the evolution of El Hierro in the Canary Islands. *Mar Geol.* 2001; 177(3–4):271–293.
76. Masson DG. Catastrophic collapse of the volcanic island of Hierro 15 ka ago and the history of landslides in the Canary Islands. *Geology.* 1996; 24(3):231–234.
77. Masson DG, Watts AB, Gee MJR, Urgeles R, Mitchell NC, Le Bas TP, et al. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Sci Rev.* 2002; 57(1–2):1–35.
78. Urgeles R, Masson DG, Canals M, Watts AB, Le Bas T. Recurrent large-scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands. *J Geophys Res Solid Earth.* 1999; 104(B11):25331–25348.
79. Urgeles R, Canals M, Baraza J, Alonso B, Masson D. The most recent megalandslides of the Canary Islands: El Golfo debris avalanche and Canary debris flow, west El Hierro Island. *J Geophys Res Solid Earth.* 1997; 102(B9):20305–20323.
80. Watts AB, Masson DG. A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *J Geophys Res Solid Earth.* 1995; 100(B12):24487–24498.

81. Watts A, Masson D. New sonar evidence for recent catastrophic collapses of the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Bull Volcanol.* 2001; 63(1):8–19.
82. Acosta J, Uchupi E, Muñoz A, Herranz P, Palomo C, Ballesteros M, et al. Geologic evolution of the Canarian Islands of Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera and comparison of landslides at these islands with those at Tenerife, La Palma and El Hierro. In: Clift P, Acosta J, editors. *Geophysics of the Canary Islands* [Internet]. Springer Netherlands; 2005 [cited 2014 Dec 17]. p. 1–40. Available: http://link.springer.com/chapter/10.1007/1-4020-4352-X_1.
83. Howe JA, Stoker MS, Masson DG, Pudsey CJ, Morris P, Larter RD, et al. Seabed morphology and the bottom-current pathways around Rosemary Bank seamount, northern Rockall Trough, North Atlantic. *Mar Pet Geol.* 2006; 23(2):165–181.
84. Quevedo-González L. Características sedimentológicas de los montes submarinos canarios de Amanay, El Banquete y el Banco de la Concepción. Universidad de Las Palmas Gran Canaria [Internet]. 2012 [cited 2016 Feb 9]. Available: <http://acceda.ulpgc.es/handle/10553/9081>.
85. Svensen H, Planke S, Jamtveit B, Pedersen T. Seep carbonate formation controlled by hydrothermal vent complexes: a case study from the Voring Basin, the Norwegian Sea. *Geo-Mar Lett.* 2003; 23(3–4):351–8.
86. Klügel A, Hansteen TH, van den Bogaard P, Strauss H, Hauff F. Holocene fluid venting at an extinct Cretaceous seamount, Canary archipelago. *Geology.* 2011; 39(9):855–858.
87. Lancelot Y, Winterer EL. Introduction and Summary of Results, Deep Sea Drilling Project Leg 50. 1980.
88. Gregg TKP, Chadwick WW. Submarine lava-flow inflation: A model for the formation of lava pillars. *Geology.* 1996; 24(11):981–984.
89. Ballard RD, Holcomb RT, van Andel TH. The Galapagos Rift at 86° W: 3. Sheet flows, collapse pits, and lava lakes of the Rift Valley. *J Geophys Res Solid Earth.* 1979; 84(B10):5407–422.

Concepcion Bank



Striking image

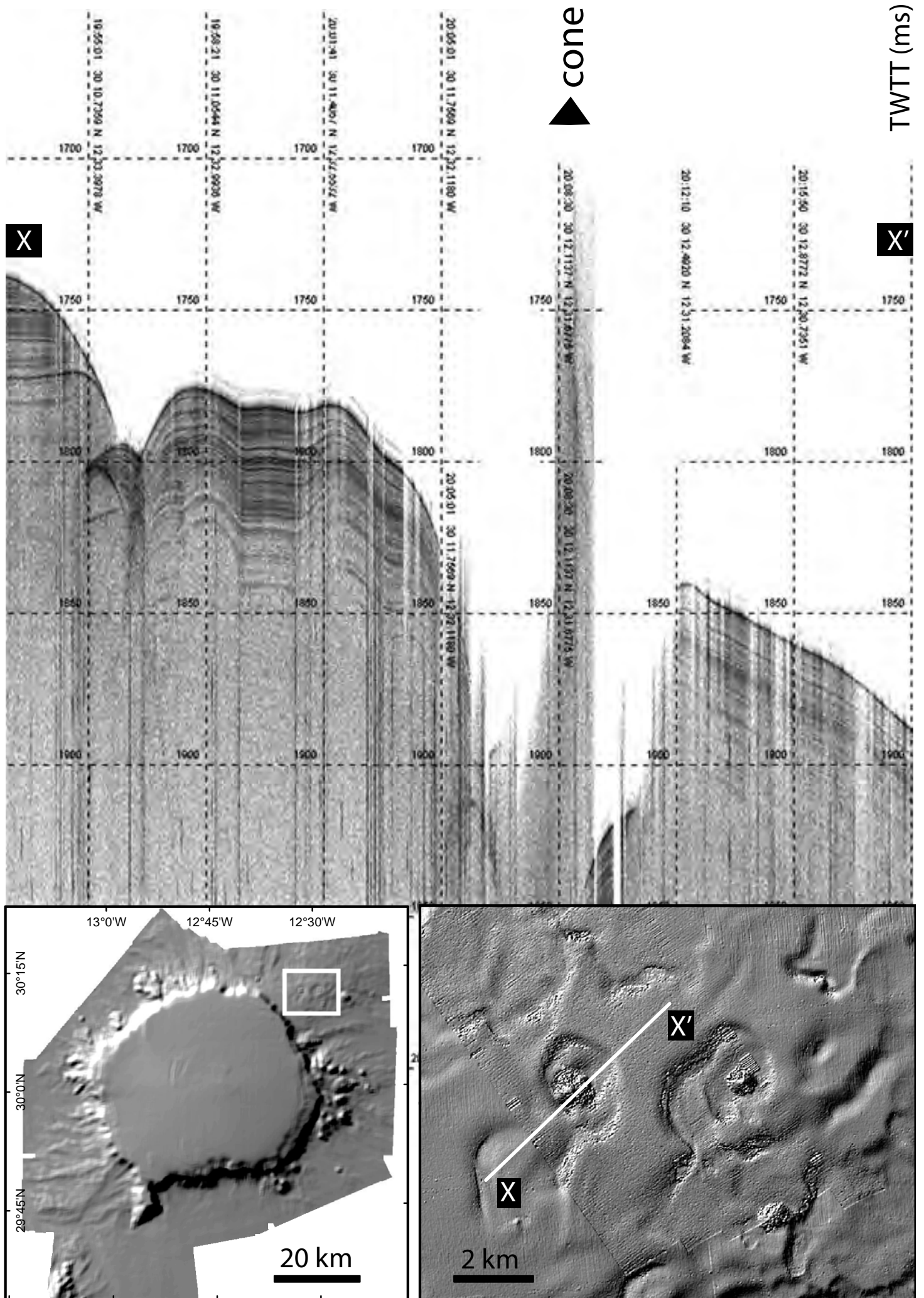


Figure S1: Seismic profile of the winding bedforms.

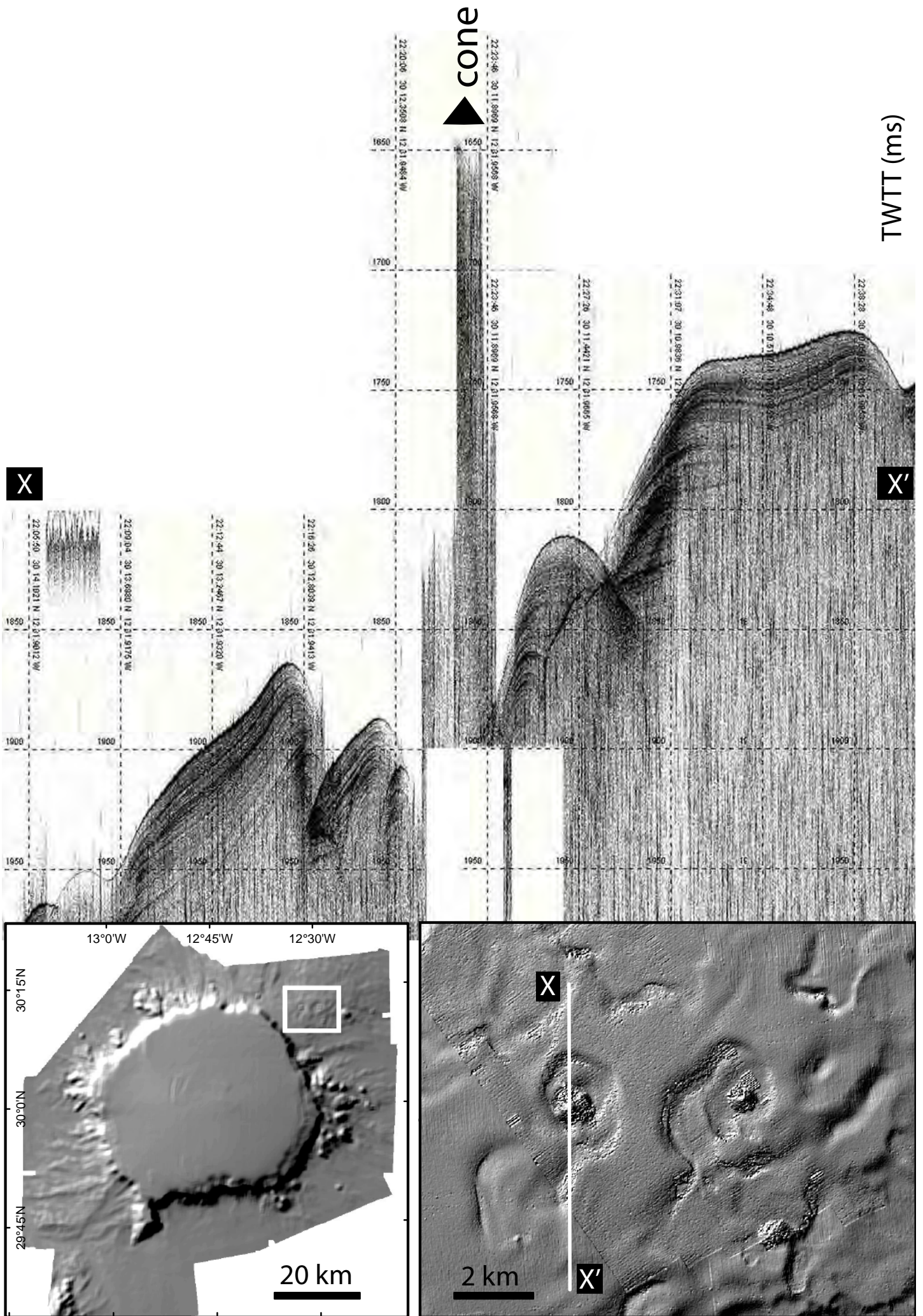


Figure S2: Seismic profile of the winding bedforms.

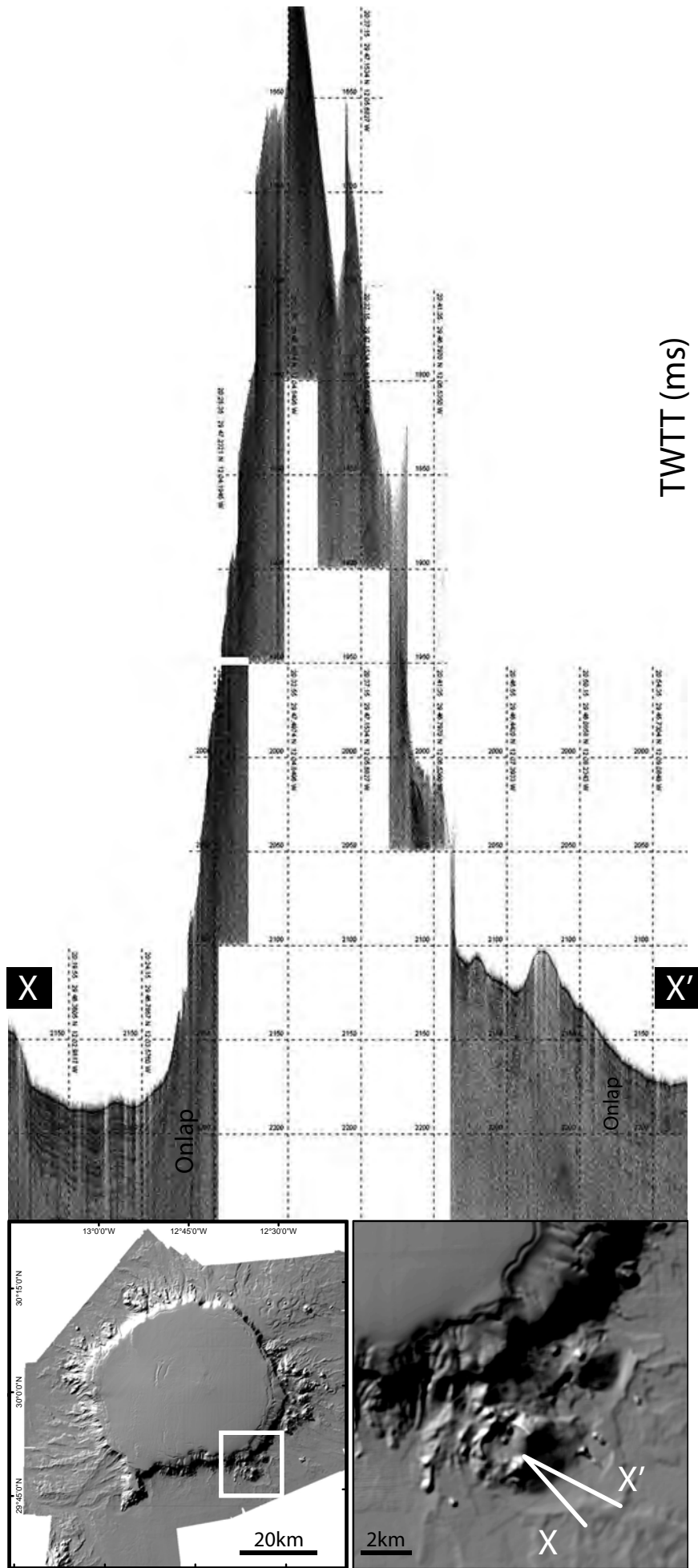


Figure S3: Seismic profile of the Southeast flank bulges.

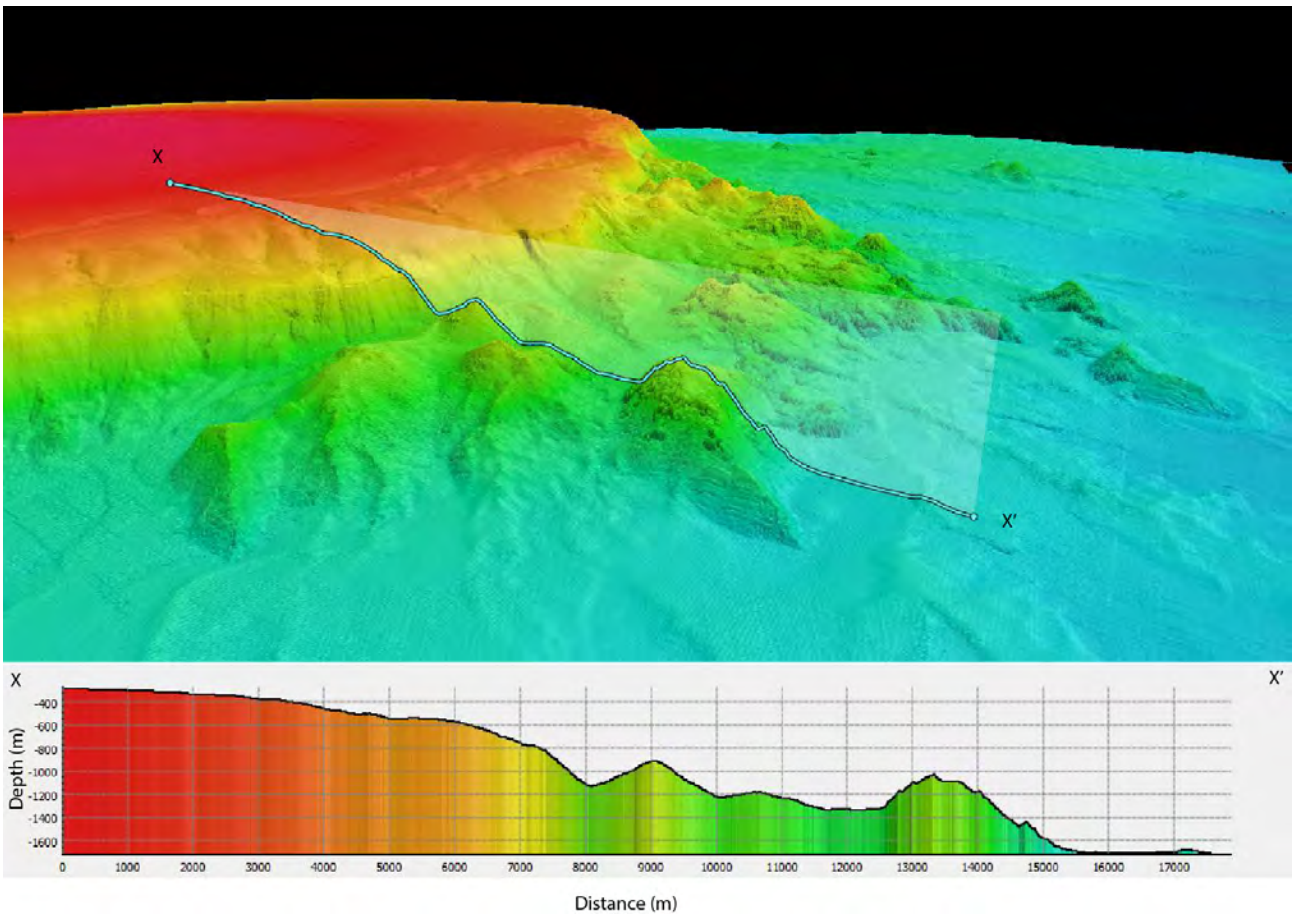


Figure S4: 3D view and bathymetric profile of the East flank bulges.

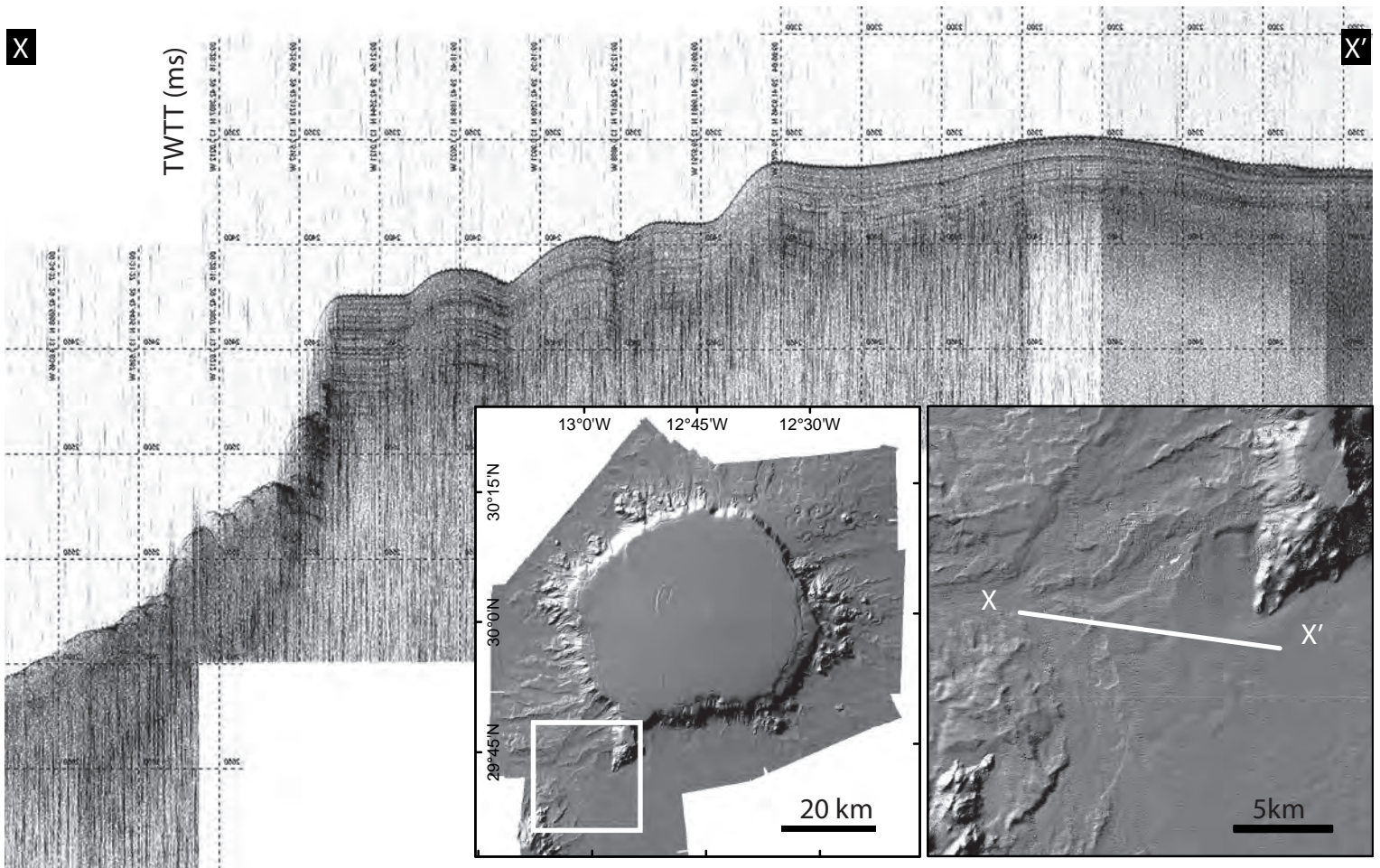


Figure S5: Seismic profile of the transition between Canary Channel and deep seafloor.

Memoria

Tesis doctoral J. Rivera.pdf

El volcán Tagoro y el banco de Concepción: Estadíos juvenil y maduro de la evolución geomorfológica de montes submarinos en aguas Canarias.

Mapa 1_25.000.pdf

Bathymetry of a new submarine volcano (2011-2012). El Hierro - The Canary Islands.

Artículos

Geology_2013.pdf

Construction of an oceanic island: Insights from the El Hierro (Canary Islands) 2011–2012 submarine volcanic eruption.

JoM_2013.pdf

Bathymetry of a new-born submarine volcano: El Hierro. Canary Islands.

PLoS ONE_2016.pdf

Morphometry of Concepcion Bank: Evidence of Geological and Biological Processes on a Large Volcanic Seamount of the Canary Islands Seamount Province.

Videos

Video CA.mp4

Animación del funcionamiento de la ecosonda multihaz y el registro de retrodispersividad obtenido durante el cartografiado del volcán Tagoro.

Video DR4.wmv

Vuelo virtual a través de la batimetría y topografía de la isla de El Hierro. (Material suplementario del Artículo 1)

Video Estadio.wmv

Animación que muestra el volcán Tagoro y el estadio de fútbol Nou Camp a la misma escala.

Video JoM.wmv

Animación que muestra una foto tomada desde un helicóptero durante la erupción submarina ocurrida al sur de La Restinga, en 2011. Y un MDE de la batimetría y topografía desde la misma perspectiva. (Material suplementario del Artículo 2)

Video S1.wmv

Vuelo virtual a través de la batimetría del banco de Concepción. (Material suplementario del Artículo 3)

Video tn.mp4

Imágenes emitidas por los servicios informativos de Radio Televisión Canaria en el que se puede apreciar el efecto en superficie del evento explosivo que tuvo lugar el 8 de noviembre de 2011.