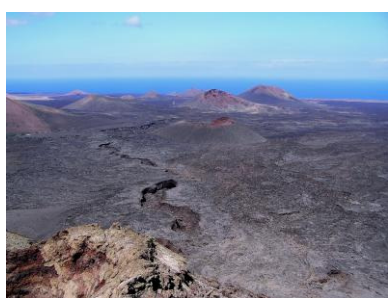


LAURA BECERRIL CARRETERO



APROXIMACIÓN A LA PELIGROSIDAD VOLCÁNICA Y SUS EFECTOS EN ZONAS COSTERAS EN LAS ISLAS CANARIAS

**Tutores: Inés Galindo Jiménez
Francisco José Pérez Torrado**

MASTER EN OCEANOGRAFÍA Bienio 2007-2009

UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA

18 de diciembre de 2009

Universidad de Las Palmas de Gran Canaria
Master en Oceanografía
Bienio 2007-2009

**APROXIMACIÓN A LA PELIGROSIDAD
VOLCÁNICA Y SUS EFECTOS EN ZONAS
COSTERAS EN LAS ISLAS CANARIAS**

LAURA BECERRIL CARRETERO
Becaria de Investigación
Instituto Geológico y Minero de España

ÍNDICE	Página
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	
1.1. Justificación y antecedentes	1
1.2. Objetivos del estudio	3
1.3. Metodología y plan de trabajo	3
1.4. Plan de la obra	5
CAPÍTULO 2: MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO	
2.1. Situación geográfica del archipiélago canario	7
2.2. Introducción al volcanismo de las islas oceánicas	10
2.3. El volcanismo canario	12
2.3.1. <i>Fuerteventura</i>	15
2.3.2. <i>Lanzarote</i>	17
2.3.3. <i>Gran Canaria</i>	19
2.3.4. <i>Tenerife</i>	21
2.3.5. <i>La Gomera</i>	24
2.3.6. <i>La Palma</i>	25
2.3.7. <i>El Hierro</i>	28
CAPÍTULO 3: PELIGROSIDAD VOLCÁNICA	
3.1. Definición de peligrosidad y riesgo volcánico	31
3.2. Tipología de las erupciones	32
3.3. Tipos de peligros volcánicos	38
3.3.1. <i>Sismicidad volcánica</i>	40
3.3.2. <i>Emisión de gases</i>	40
3.3.3. <i>Lluvia de cenizas</i>	41
3.3.4. <i>Proyección balística de piroclastos</i>	42
3.3.5. <i>Flujos de lava</i>	42
3.3.6. <i>Flujos piroclásticos</i>	43
3.3.7. <i>Lahares</i>	44
3.3.8. <i>Movimientos del terreno</i>	44
3.3.9. <i>Tsunamis</i>	45
CAPÍTULO 4: PELIGROSIDAD VOLCÁNICA EN ZONAS COSTERAS CANARIAS	
4.1. Erupciones históricas y recientes en Canarias	47
4.1.1. <i>Las erupciones históricas</i>	47
4.1.2. <i>Las erupciones recientes</i>	49
4.2. Peligrosidad volcánica en las zonas costeras canarias	51
4.2.1. <i>Emisión de gases y cenizas. Contaminación atmosférica y de aguas subterráneas y superficiales</i>	52
4.2.2. <i>Emisión de lavas. Incremento de la superficie</i>	52
4.2.3. <i>Emisión de lavas. Formación de pseudocráteres</i>	54
4.2.4. <i>Tsunamis y deslizamientos</i>	55
4.2.5. <i>Efectos sobre el hábitat marino</i>	56
4.2.6. <i>Efectos sobre la actividad pesquera y marítima</i>	57
4.2.7. <i>Efectos de las erupciones submarinas</i>	57
4.3. Discusión	59

	<u>Página</u>
CAPÍTULO 5: PROPUESTA METODOLÓGICA PARA EL ANÁLISIS INTEGRADO DE LA PELIGROSIDAD VOLCÁNICA	
5.1. Sistemas de información geográfica y riesgos volcánicos	60
5.2. Metodologías previas del análisis de peligrosidad volcánica	61
5.2.1. <i>Recopilación de datos existentes en una base de datos</i>	62
5.2.2. <i>Generación de los modelos de fuente, retorno y peligrosidad</i>	64
5.2.3. <i>Aplicación del generador de eventos</i>	66
5.2.4. <i>Desarrollo de modelos físicos de procesos volcánicos</i>	67
5.2.5. <i>Cartografía de peligrosidad volcánica</i>	69
5.3. Propuesta metodológica mejorada para el análisis de peligrosidad volcánica	71
5.3.1. <i>Diseño de la base de datos</i>	72
5.3.2. <i>Incorporación, verificación y normalización de datos</i>	79
5.3.3. <i>Análisis y Representación</i>	81
CAPÍTULO 6: ANÁLISIS INTEGRADO DE LA PELIGROSIDAD VOLCÁNICA DE EL HIERRO	
6.1. Introducción a la geología de El Hierro	83
6.1.1. <i>Volcanismo de las dorsales</i>	84
6.1.2. <i>Volcanismo de relleno de El Golfo</i>	88
6.1.3. <i>Emisiones subcrecientes</i>	89
6.1.4. <i>Volcanismo reciente</i>	90
6.2. La base de datos volcanológica de El Hierro	93
6.2.1. <i>Topografía</i>	94
6.2.2. <i>Geomorfología</i>	95
6.2.3. <i>Geología</i>	99
6.2.4. <i>Geocronología</i>	100
6.2.5. <i>Geoquímica</i>	102
6.2.6. <i>Estructura</i>	103
6.3. Estado actual del análisis de peligrosidad volcánica en El Hierro y efectos de los peligros volcánicos en las zonas costeras	116
CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES Y FUTUROS TRABAJOS	
7.1. Conclusiones	119
7.2. Futuros trabajos	121
Referencias	123
Lista de tablas	136
Lista de figuras	138
ANEXOS	142

CAPÍTULO 1:
INTRODUCCIÓN

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1. Justificación y antecedentes

El estudio de la peligrosidad volcánica en zonas costeras de Canarias es de gran interés social y científico. Desde el punto de vista social, el volcanismo produce beneficios socio-económicos debido a que aumenta la fertilidad de los suelos, proporciona materiales de construcción y productos para la industria química, favorece el turismo y, en algunos casos, aporta energía geotérmica. Sin embargo, el volcanismo es también un peligro natural con aspectos negativos que incluyen el riesgo de pérdida de vidas humanas y de propiedades, especialmente en zonas densamente pobladas como las franjas costeras. Desde el punto de vista científico, el estudio de las erupciones en islas oceánicas y de los procesos geológicos asociados a ellas aporta información de gran importancia para investigar la evolución de una zona volcánicamente activa.

Las erupciones volcánicas se producen cuando el magma formado en profundidad alcanza la superficie terrestre. El magma asciende desde un reservorio o cámara magmática hacia la superficie mediante fracturas abiertas por la propia presión del magma y/o a favor de discontinuidades previas tales como fallas, diques, etc. Una vez el magma alcanza la superficie cobran interés los procesos eruptivos, su peligrosidad y el riesgo asociado a los mismos. No obstante, los esfuerzos enfocados hacia la reducción del riesgo deben empezar mucho antes del comienzo de una erupción. En este sentido la Asociación Internacional de Volcanología y Química del Interior de la Tierra (IAVCEI) y la Organización de las Naciones Unidas para el Desarrollo de la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO) recomiendan tres acciones fundamentales para contribuir a la reducción del riesgo volcánico: la elaboración de mapas de peligrosidad volcánica, mantener un programa de vigilancia multidisciplinar y diseñar planes de emergencia. En este trabajo se afronta la problemática de la primera de estas recomendaciones.

Los estudios sobre peligrosidad volcánica en el archipiélago canario son muy escasos y se han centrado en las islas de Lanzarote y Tenerife. El trabajo más antiguo data de 1996 y fue publicado por Gómez-Fernández. Este trabajo se centra en el desarrollo de una metodología para el análisis del riesgo volcánico mediante el uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG) y propone escenarios de riesgo para el emplazamiento de

coladas lávicas en la isla de Tenerife., En 2000, Araña et al. elaboran un mapa de zonación de peligros de flujos de lava y caída de cenizas para la isla de Tenerife. Posteriormente, Felpeto et al. (2001, 2007) y Felpeto (2002) se centran en la mejora de los modelos de simulación de coladas de lava y piroclastos de caída y desarrollan un mapa de peligrosidad de estos peligros volcánicos para las islas de Lanzarote y Tenerife. Carracedo et al. (2004a, 2004b, 2005) realizan una zonación de la peligrosidad por coladas de lava en Tenerife basada en criterios geológicos y topográficos.

El trabajo más reciente sobre peligrosidad volcánica para el archipiélago ha sido desarrollado por Laín et al. (2008) y se basa en los trabajos de Gómez-Fernández y Felpeto. Estos autores han elaborado para la isla de Tenerife una cartografía de peligrosidad volcánica a partir de herramientas de SIG, incluyendo la elaboración de escenarios de coladas de lava, lluvia de piroclastos y piroclastos de proyección balística. Para ello han diseñado un generador de eventos que permite la reconstrucción de la actividad volcánica en los últimos 30.000 años.

La mayoría de los estudios previos hacen referencia a la escasez de datos y sugieren la necesidad de realizar nuevos trabajos de volcanología básica para recopilar información geocronológica, geoquímica, estructural, así como también hacen referencia en los numerosos parámetros imprescindibles para la ejecución de los modelos numéricos de simulación de procesos volcánicos. Por lo tanto, en este trabajo se propone el desarrollo de una base de datos para el análisis de la peligrosidad volcánica en Canarias.

En particular nos centraremos en los peligros volcánicos que pueden afectar a las zonas costeras, dado que son éstas las más pobladas y las que reúnen la mayor concentración de actividad industrial y turística. Sin embargo, con el fin de estudiar los efectos que los procesos volcánicos pueden tener en las zonas costeras se ha establecido una hipótesis de partida basada en que cualquier erupción subaérea que se produzca en el archipiélago podría afectar a las zonas costeras. Esta hipótesis se apoya en la escasa extensión de las islas, que las hace susceptibles de ser cubiertas por depósitos de caída dispersados por el viento, y el amplio desarrollo de barrancos que facilitan el encauzamiento de los flujos lávicos y piroclásticos hasta la costa. Para probar esta metodología se ha escogido la isla El Hierro por su escasa extensión y su amplia

actividad volcánica reciente. Este trabajo constituye un primer paso para el posterior análisis de la peligrosidad volcánica en esta isla y la aplicación de la metodología al resto del archipiélago canario.

1.2. Objetivos del estudio

Este estudio tiene como objetivo fundamental identificar los peligros volcánicos que pueden afectar a las zonas costeras en el archipiélago canario y diseñar y desarrollar una base de datos para la evaluación de su peligrosidad, mediante el uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG). El uso de esta base de datos se ejemplifica para el caso de la isla de El Hierro. Los objetivos específicos de este trabajo son:

- Identificar los peligros volcánicos que pueden afectar a las zonas costeras en el archipiélago canario y evaluar sus efectos.
- Diseñar una metodología para el análisis de peligrosidad volcánica en Canarias.
- Recopilar e incluir en una base de datos la información geológica-volcanológica existente para la isla de El Hierro y evaluar la información que se debe generar.
- Realizar un estudio volcánico-estructural detallado de la isla de El Hierro: localización de centros de emisión, de fallas y fracturas, fisuras efusivas, etc.
- Evaluar las acciones a desarrollar en el futuro con el fin de poder realizar análisis de peligrosidad volcánica en zonas costeras.

1.3. Metodología y plan de trabajo

Con el fin de alcanzar los objetivos propuestos, este estudio se ha dividido en cuatro fases metodológicas diferentes: la primera de ellas incluye la revisión bibliográfica, la segunda trata sobre el diseño y desarrollo de la base de datos para el análisis de la peligrosidad, la tercera fase se refiere a los trabajos de campo, y la cuarta fase comprende el tratamiento e interpretación de los datos.

Revisión bibliográfica

Los trabajos asociados a la revisión bibliográfica se han organizado en dos partes. Durante la primera parte se ha realizado una búsqueda exhaustiva de información sobre peligrosidad geológica y se ha recopilado y analizado la información relacionada con el análisis de peligrosidad en Canarias. La segunda parte, realizada tras la fase de

desarrollo de la metodología SIG, se ha centrado en la búsqueda de información sobre el volcanismo de El Hierro en general y, más en particular, sobre aquellos parámetros que contribuyen a la completitud de la base de datos diseñada para el análisis de peligrosidad en esta isla.

Desarrollo de la base de datos

El diseño y elaboración de una base de datos completa y fiable es el primer paso en el estudio de la peligrosidad volcánica. Se trata de una base de datos georeferenciada y continua que permite el acceso, actualización y modificación de los datos de forma inmediata y sencilla, es decir, es posible operar con los datos de una manera automática, mediante el uso Sistemas de Información Geográfica. La base de datos está integrada por datos de tipo topográfico, geológico, volcano-estructural, geoquímico, geocronológico, así como un inventario completo de la bibliografía publicada sobre las Islas y fichas con información adicional. Estos datos están sometidos a un control de calidad de manera que cada uno de ellos cumpla unos requisitos mínimos preestablecidos. El desarrollo de la base de datos se explica en detalle en el capítulo 5 de este trabajo.

Trabajo de campo

Se han realizado tres campañas de campo de 15 días de duración cada una con el fin de estudiar la estructura volcano-tectónica de la isla de El Hierro, que ofrece información sobre las zonas de ascenso preferente del magma. Se ha utilizado como base los mapas topográficos del Instituto Geográfico Nacional a escala 1:25.000 y 1:5.000. Se han revisado además las ortofotos de la isla en color a escala 1:5.000. La cartografía geológica utilizada es la del proyecto GEODE del IGME a escala 1:25.000. De esta forma se ha estudiado la localización de los centros de emisión en base a la metodología propuesta por Tibaldi (1995), lo que ha permitido el trazado de alineaciones volcánicas. Además, se ha analizado la distribución de diques y fallas tanto en superficie como en galerías.

Tratamiento e interpretación de los datos

Los datos estructurales obtenidos durante las campañas de campo realizadas en El Hierro han analizados estadísticamente utilizando el programa Microsoft Excel. Los datos de medida realizados con brújula han sido corregidos con los datos de declinación

magnética facilitados por el Instituto Geográfico Nacional. Los estereogramas y los diagramas de contorno y de rosas obtenidos a partir de los datos estructurales se han realizado con el programa Stereonet 3.03. Finalmente, la presentación final de los mapas se ha realizado usando el programa ArcGIS 9.2.

1.4. Plan de la obra

Este trabajo comienza con la presentación de los objetivos y metodología en este primer capítulo y se completa con otros siete capítulos que tratan sobre:

Capítulo 2

Se presenta el marco geográfico y geológico de las Islas Canarias. Se introduce el volcanismo de islas volcánicas oceánicas y, más concretamente, la volcanología del archipiélago canario, para finalmente describir brevemente la geología de cada una de las islas.

Capítulo 3

En este capítulo se introducen los términos de riesgo y peligrosidad volcánica, los tipos de erupciones volcánicas y los peligros geológicos que pueden estar asociados a ellas.

Capítulo 4

Se describen en este apartado las características principales del volcanismo histórico y reciente en Canarias, con el fin de identificar los posibles efectos de una posible erupción sobre la franja costera. Aunque existen algunos peligros característicos de zonas costeras se concluye que es necesario realizar los estudios de peligrosidad a escala insular.

Capítulo 5

Se proponen en este capítulo mejoras a la metodología existente para la cartografía de peligrosidad volcánica en Canarias y se describen algunas pautas para el desarrollo de la base de datos que debe alimentar el sistema de información geográfica con el que se realizará en el futuro el análisis de peligrosidad volcánica.

Capítulo 6

Comprende los estudios preliminares que se están realizando actualmente para la evaluación de la peligrosidad volcánica en la isla de El Hierro. Más concretamente, se incluyen los primeros resultados del análisis de peligrosidad volcánica de esta isla.

Finalmente, se enumeran las conclusiones derivadas de este trabajo de investigación en el Capítulo 7 y se presentan la lista de referencias y los anexos.

CAPÍTULO 2:

MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

CAPÍTULO 2: MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

2.1 Situación geográfica del archipiélago canario

El Archipiélago Canario se localiza entre los 27° 37' y 29° 25' de latitud Norte, y los 13° 20' y 18° 10' de longitud, en el Océano Atlántico a 100 Km de la costa noroccidental Africana. Cubre una superficie de 7.450 Km² y se extiende unos 500 Km en dirección Este-Oeste y 200 Km en dirección Norte-Sur. El área volcánica canaria se extiende desde los Bancos de Concepción y Dacia al Norte hasta los Montes submarinos Saharianos al Sur. El archipiélago está constituido por siete islas principales (Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, Tenerife, La Gomera y La Palma), varios islotes y roques (La Graciosa, Alegranza, Montaña Clara, Roque del Este y Roque del Oeste) y algunos montes submarinos (Fig. 2.1).

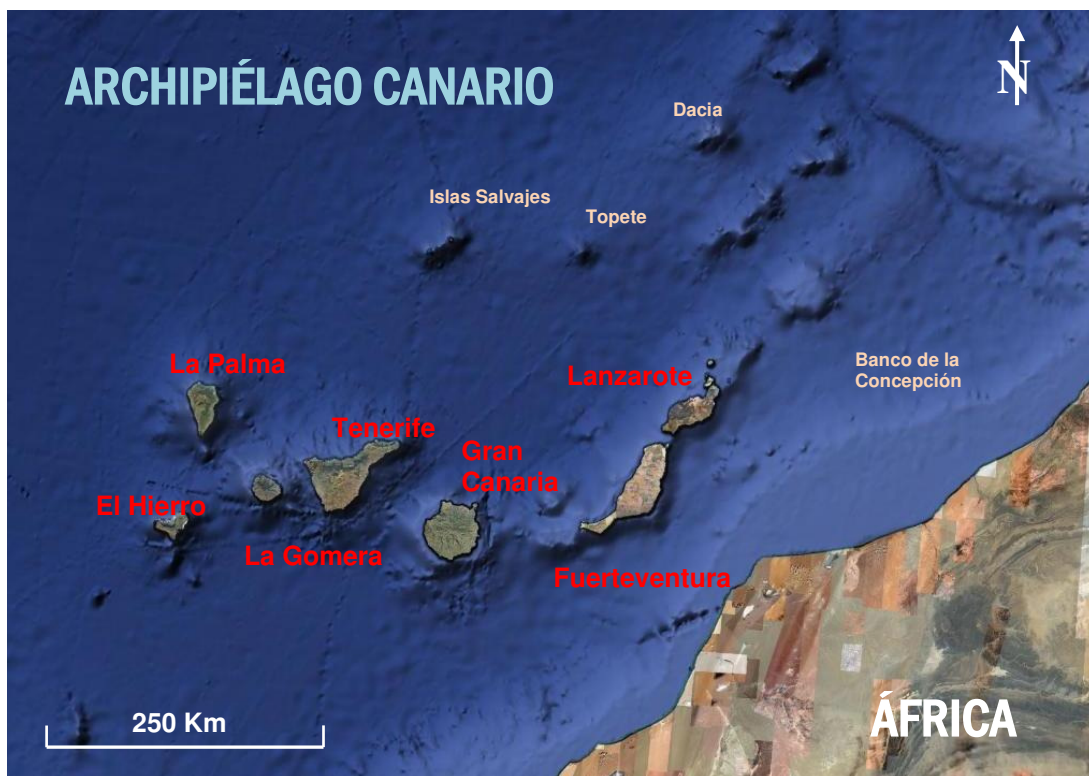


FIGURA 2.1 Localización del Archipiélago Canario. Fuente: Google Earth.

El volcanismo oceánico ha dado lugar en el archipiélago canario a la formación de grandes islas que alcanzan, en algunos casos, más de 2000 msnm. La batimetría del fondo oceánico alrededor y entre las islas se encuentra entre 3.000 y 4.000 m a

excepción de entre Lanzarote y Fuerteventura que están separadas por una plataforma de unos 30-40 m de profundidad. Estas características afectan a la circulación de los océanos y determina el sistema de corrientes marinas que se dan entre estas islas. En este sentido, la “Corriente de Canarias” es una corriente de agua fría cuya dirección general es NE-SO (Fig. 2.2), pero al llegar al archipiélago, por el efecto de barrera que introduce éste, casi perpendicular al flujo de la corriente con un frente de más de 500 kilómetros (extensión longitudinal que ocupan las islas), se produce una aceleración de la misma y la formación de remolinos.

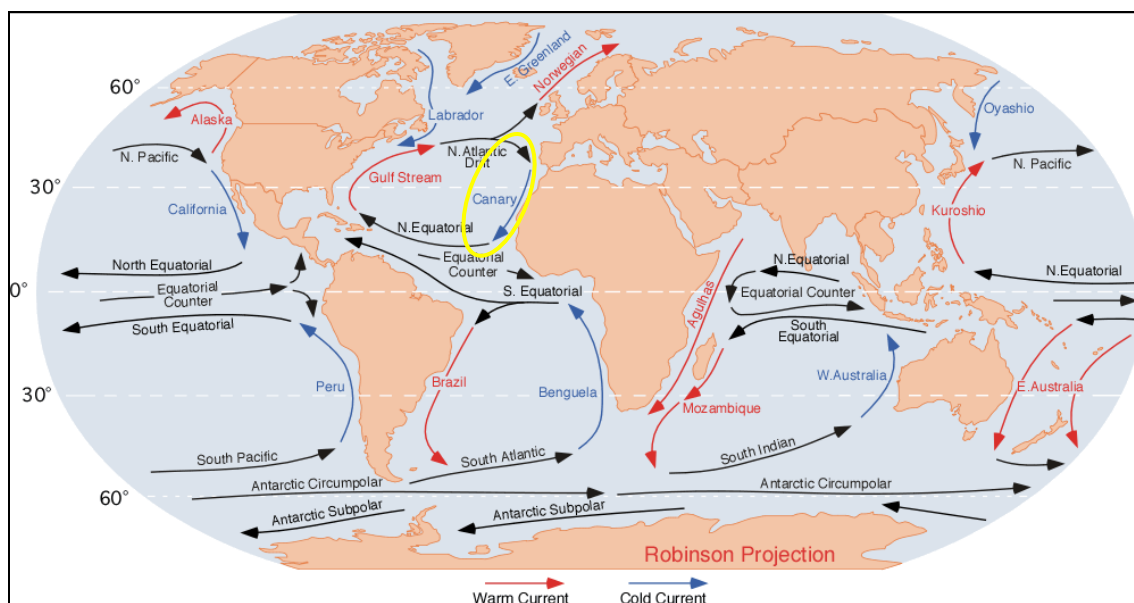


FIGURA 2.2 Corrientes Oceánicas en la Tierra. Se detalla el área de actuación de la Corriente de Canarias (círculo amarillo). Fuente: <http://blue.utb.edu/paullgj/geog3333/lectures/physgeog.html>.

Se debe tener en cuenta que islas con una orografía elevada como las del archipiélago canario representan un obstáculo no solo para el océano sino también para la atmósfera, dando lugar a un fuerte gradiente en la velocidad del viento entre las zonas expuestas y las protegidas. El efecto del viento sobre la capa superficial del océano induce un bombeo de Ekman que puede deformar la termoclina, ayudando a la formación de remolinos a sotavento de las islas (Basterretxea et al., 2002). Estos fenómenos de formación de remolinos, en el ámbito biológico, se traducen en un incremento en la producción planctónica. Las islas constituyen un soporte biológico importante, tanto terrestre como marino, dándose en ellas organismos autóctonos propios de cada archipiélago.

El relieve subaéreo de las islas varía de este a oeste, así las islas orientales son las que presentan una menor altura, predominando en ellas los relieves erosivos, caracterizados por la existencia de barrancos anchos y de suaves pendientes, además de playas y campos de dunas bien desarrollados. Las islas occidentales se caracterizan por un paisaje en el que dominan los relieves volcánicos, como conos y campos de lavas recientes sin apenas alteración, y por tener una red de barrancos estrechos y de fuertes pendientes. Lanzarote y Fuerteventura son las islas de menor relieve, apenas alcanzan los 671 m en las Peñas del Chache y los 807 m en el Pico de la Zarza respectivamente. La isla de Tenerife es la isla más alta dentro del archipiélago, alcanzando los 3.718 m en el Pico del Teide que constituye el tercer volcán oceánico más grande de la Tierra. Otra de las características geomorfológicas más llamativas de las islas es la existencia de megaestructuras correspondientes a cicatrices de antiguos deslizamientos, que se reconocen en las islas de Tenerife, La Palma y El Hierro. Del área total emergida del Archipiélago sólo Tenerife, Fuerteventura y Gran Canaria tienen una superficie mayor a 1.000 Km². Lanzarote y La Palma presentan un tamaño intermedio (mayor a 700 Km²), mientras que La Gomera y El Hierro constituyen las islas más pequeñas con una superficie inferior a 400 Km² (Tabla 2.1).

Isla	Superficie (Km²)	Población	Altura (m)	
Tenerife	2.034	886.033	3.718	Pico del Teide
Fuerteventura	1.659	100.929	807	Pico de la Zarza
Gran Canaria	1.560	829.597	1.950	Pico de las Nieves
Lanzarote	845	139.506	671	Peñas del Chache
La Palma	708	86.528	2.423	Roque de los Muchachos
La Gomera	370	22.622	1.487	Garajonay
El Hierro	268	10.753	1.501	Malpaso

TABLA 2.1 Datos geográficos de las Islas Canarias. Fuente: Instituto Geográfico Nacional (IGN) e Instituto Nacional de Estadística (INE) 2008.

El espacio limitado que representa cada isla, junto con los relieves tan acusados que las caracterizan, ha condicionado un asentamiento desigual de la población de estas zonas, concentrándose ésta principalmente en las áreas costeras. Las islas de mayor superficie son también las más pobladas, así Tenerife y Gran Canaria, tienen una población de 886.033 y 829.597 habitantes respectivamente (datos del INE a 1 de Enero de 2008). El resto de islas presentan un número de población próximo o menor a 100.000 habitantes.

2.2 Introducción al volcanismo de las islas oceánicas

La mayoría de los volcanes del mundo se encuentran en los bordes de las placas litosféricas tanto en las zonas de subducción como en las zonas de expansión de las placas o dorsales oceánicas (Fig. 2.3). Otros volcanes se generan en un contexto geodinámico de intraplaca, dando lugar a islas que generalmente están situadas en medio de los océanos. Las islas volcánicas oceánicas nacen como volcanes en el fondo del mar y a lo largo de millones de años emergen en la superficie del océano convirtiéndose así en islas.

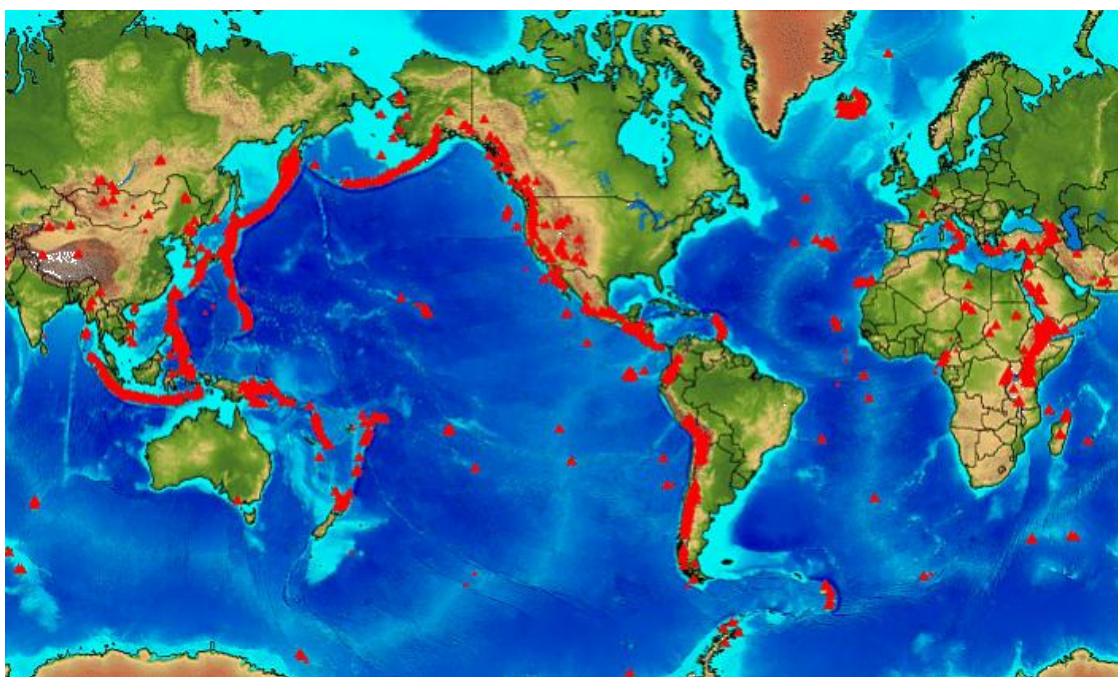


FIGURA 2.3 Volcanes en el mundo. Fuente: Siebert L, Simkin T (2002). Smithsonian Institution, Global Volcanism Program. <http://www.volcano.si.edu/world/>.

El nacimiento y evolución de una isla volcánica oceánica supone un proceso complejo y largo en el tiempo. El nacimiento de una isla comienza con la formación de un monte submarino en aguas profundas (Fig. 2.4), que se asentará sobre sedimentos de origen marino (Capa I), sobre pillow lavas y coladas (Capa II). La actividad volcánica inicial comienza con la inyección de intrusiones, diques y sills, en sedimentos pelágicos (Estadio A), cuyo conjunto supondrá la base del edificio volcánico que se está formando. En este primer episodio se produce la interacción del magma con los sedimentos saturados en agua que puede dar lugar a peperitas no explosivas y pillow-lavas.

Tras este primer estadio, y en aguas profundas, se inicia el crecimiento submarino profundo del edificio, en cuyo seno continuarán produciéndose intrusiones. En este estadio se generarán cráteres y fracturas que conducirán a procesos de pérdida de masa en el edificio y procesos de debris flows en los flancos (Estadio B). El estadio C comienza cuando el edificio alcanza la interfase superficial del agua. En este nuevo estadio comienza un volcanismo explosivo que dará lugar a facies similares a las del estadio A. La actividad explosiva es de tipo surtseyano y dará lugar a conos de tobas volcánicas submarinas y subaéreas. Parte del material generado en esta etapa será redepositado en los flancos y en las partes distales del edificio (Estadio C).

Una vez el apilamiento de materiales ha alcanzado el nivel del mar comenzará la fase de volcanismo subaéreo, en la cual se generarán secuencias volcánicas subaéreas compuestas principalmente por flujos de lava, materiales de grano grueso, hialoclastitas y pillow lavas (Estadio D, Fig. 2.4).

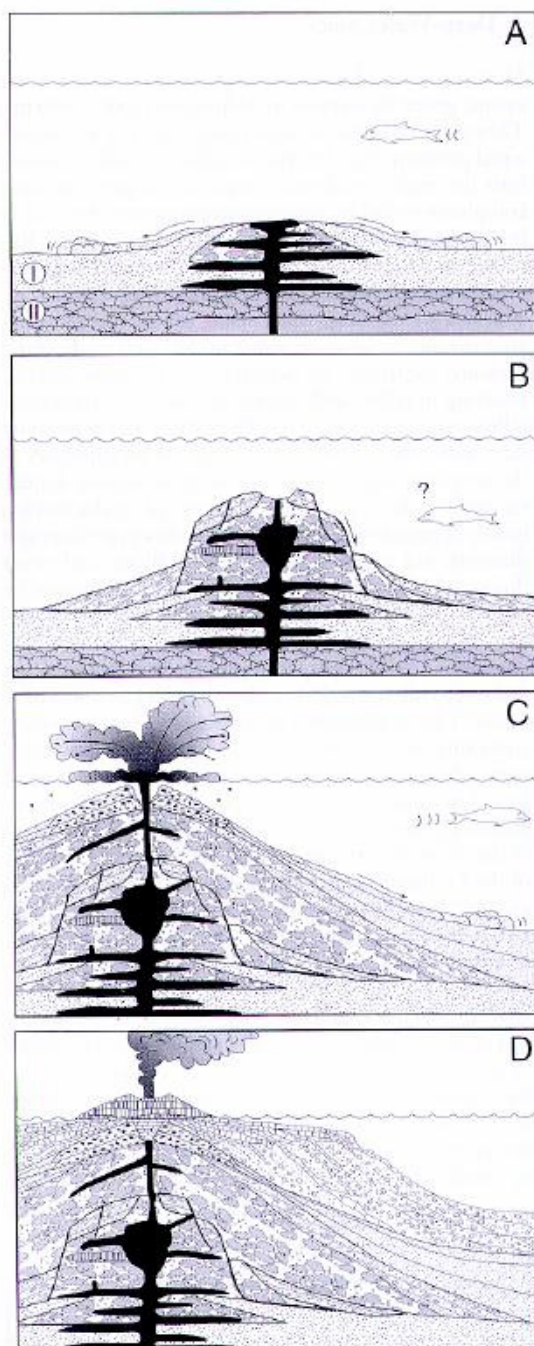


FIGURA 2.4 Crecimiento de una isla volcánica oceánica basada en la formación de la isla de La Palma. Según Staudigel y Schmincke (1984).

Los complejos de islas volcánicas crecen y evolucionan tanto vertical como lateralmente a consecuencia de varios procesos. Las erupciones de magmas de diferente composición, intrusiones, procesos erosivos, colapsos parciales, subsidencia son algunos de los procesos que juegan un papel fundamental en el desarrollo de una isla volcánica oceánica. La compleja evolución de una isla ha sido deducida principalmente

por las partes emergidas de las mismas, que en la mayoría de los casos representa tan sólo el 10% del volumen total de la isla. El estudio del muestreo del fondo oceánico a partir de sondeos o recogida de muestras, estudios batimétricos y las observaciones de los depósitos submarinos contribuye al conocimiento del crecimiento submarino de una isla. No obstante hay que tener en cuenta que el estudio de los fondos marinos es complejo, no sólo por su inaccesibilidad sino también debido a que los procesos que se dan en el medio acuoso modifican tanto la dinámica eruptiva como las formas asociadas a esta dinámica.

2.3 El volcanismo canario

El archipiélago Canario está formado por islas volcánicas oceánicas situadas dentro del margen continental pasivo africano y generadas en un contexto geodinámico de intraplaca (Fig. 2.5). Han sido

muchas las teorías científicas planteadas para explicar el origen del archipiélago canario. Las hipótesis más recientes se desarrollaron con la Tectónica de Placas en la década de los sesenta. Las teorías que intentan explicar el origen del archipiélago pueden agruparse en tres grupos: (1) modelos tectónicos, principalmente las teorías de la fractura propagante

(Anguita y Hernán, 1975, 1986 y Robertson y Stillman, 1979), y

del levantamiento de bloques (Araña y Ortiz, 1986, 1991); (2) el modelo de punto caliente, propuesta para explicar la formación del archipiélago de Hawaii (Wilson, 1963; Morgan, 1971) y adaptada para el Archipiélago Canario (Carracedo, 1998); y (3) el modelo unificado o sintético de Anguita y Hernán (2000). Aunque el paradigma de su origen ha abierto nuevas perspectivas de investigación, todavía la totalidad de la comunidad científica no acepta un modelo único de génesis del volcanismo intraplaca de las Islas Canarias.

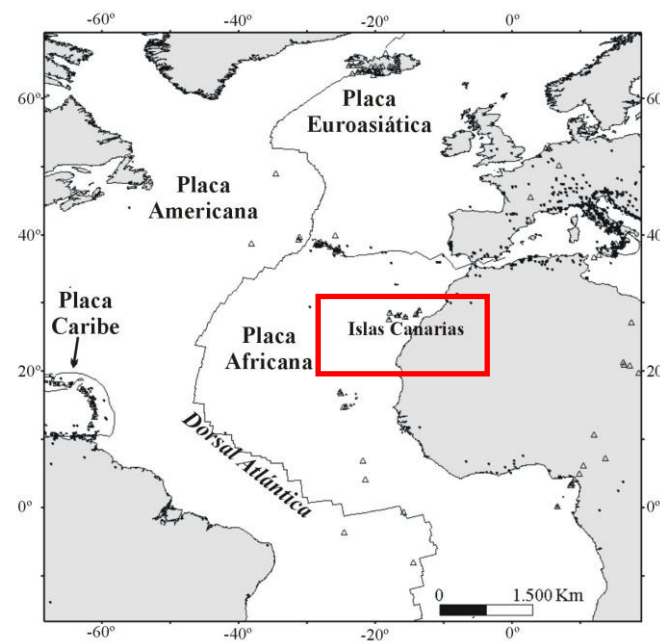


FIGURA 2.5 Situación del Archipiélago Canario en el interior de la placa Africana.

La corteza sobre la que se asientan las islas, según estudios geofísicos y geoquímicos, es de tipo oceánico (Dañobeitia, 1980; Banda et al., 1981; Uchupi et al., 1981). Si bien presenta un espesor de hasta 10 km de sedimentos continentales en las proximidades de Fuerteventura y Lanzarote. La edad de la litosfera sobre la que se asientan las islas es de unos 150-180 Ma. (Hayes y Rabinowitz, 1975; Verhoef et al., 1991; Roest et al., 1992).

Un rasgo importante que caracteriza al archipiélago es la existencia de una serie de directrices estructurales, representadas en superficie por diques y alineaciones de conos volcánicos que son observables también en el basamento de las islas (Coello y Bravo, 1989). Estas direcciones volcano-estructurales son principalmente tres: ONO-ESE representada en las islas de Lanzarote y Fuerteventura, ENE-OSO en Gran Canaria y una disposición de tres ejes con ángulos de unos 120° (direcciones NE-SO, NO-SE y N-S), patente en las islas de Tenerife, La Palma y El Hierro.

Las Islas Canarias se formaron en una primera fase por un apilamiento de materiales volcánicos submarinos seguidos de una fase emisión subaérea. Según estudios de Robertson y Stillman (1979) y Watkins y Hoppe (1979) la fase de formación submarina de los edificios volcánicos canarios se produjo a finales del Cretácico e inicios del Terciario, mientras que los datos geocronológicos de la actividad subaérea sugieren que ésta debió comenzar hace unos 20-30 Ma (Abdel-Monem et al., 1971; Coello et al., 1992; Cantagrel et al., 1993; Balogh et al., 1999). Los materiales de la fase de construcción submarina se corresponden con lo que se conoce como Complejo Basal (Fig. 2.6), y constituyen más del 90 % de los edificios insulares. Estos materiales del Complejo Basal están formados por un conjunto de lavas submarinas, rocas plutónicas y materiales sedimentarios intensamente atravesados por diques. El Complejo Basal aflora únicamente en las islas de Fuerteventura, La Gomera y La Palma.

La formación subaérea de las islas ha tenido lugar principalmente durante los últimos 20 Ma. La edad de los depósitos subaéreos (Fig. 2.6) es decreciente desde el extremo este del archipiélago al oeste (Carracedo et al., 2003; Guillou et al., 2004a), siendo Lanzarote y Fuerteventura los edificios subaéreos más longevos con una edad de 24-22,5 Ma; mientras que los más jóvenes, La Palma y El Hierro, tienen una edad de 2-1,12 Ma; respectivamente (Guillou et al., 1996).

Tras la emersión de cada edificio volcánico, se reconocen dos ciclos correspondientes a episodios magmáticos importantes separados por etapas de inactividad volcánica, que se puede generalizar para todas las islas. El primer ciclo se caracteriza por la emisión de grandes volúmenes de materiales predominantemente basálticos. En este ciclo comenzaron a crecer los primeros volcanes en escudo (Fig. 2.6) que constituyeron la base subaérea de las islas. En las islas centrales (Tenerife y Gran Canaria) tras este primer ciclo se desarrollaron estratovolcanes asociados a manifestaciones sálicas, cuya evolución culminó en la formación de grandes calderas volcánicas (Las Cañadas en Tenerife y Tejeda en Gran Canaria). El segundo ciclo, menos importante en volumen, está caracterizado por un volcanismo de tipo monogénico cuyos productos suelen alinearse según direcciones volcano-tectónicas preferentes formando dorsales (Fig. 2.6). Dentro de este ciclo, además es característica la formación del estratovolcán Teide-Pico Viejo en la isla de Tenerife.

Aunque estos dos ciclos describen en general la evolución volcánica de las Islas Canarias, cada una de las ellas tiene sus particularidades. Por ello, se exponen a continuación las características volcanológicas de las islas independientemente.

2.3.1 Fuerteventura

La historia geológica de Fuerteventura es la más prolongada de todas las Islas Canarias (Fúster et al., 1968, 1980; Stillman et al., 1975; Le Bas et al., 1986; Coello et al., 1992; Ancochea et al., 1996; Balogh et al., 1999). En su constitución geológica pueden diferenciarse dos dominios: el Complejo Basal y las Unidades Volcánicas Subaéreas (Fig. 2.7).

El Complejo Basal es de edad pre-Miocena y representa el periodo de construcción más antiguo de la isla. La interpretación tanto de su origen como de su edad ha sido muy controvertida y todavía hoy es objeto de discusión por algunos autores (Dañobeitia y Canales, 2000; De Ignacio et al., 2003). Está constituido por materiales de naturaleza muy heterogénea, principalmente rocas sedimentarias de origen oceánico, lavas submarinas y rocas plutónicas, intruido todo ello por una intensa red de diques. La zona del macizo de Betancuria constituye el área tipo de este complejo.

Aproximación a la peligrosidad volcánica y sus efectos en zonas costeras en las Islas Canarias

Al sur de la isla, próximos a la península de Jandía, se localizan dos montes submarinos de morfología circular, “El Edificio de El Banquete y El Edificio submarino de Amanay”, con una edad de entre 15,3 y 13,1 Ma, respectivamente, (Ancochea et al., 2004). Dentro de las Unidades Volcánicas Subaéreas se pueden distinguir cuatro episodios magmáticos:

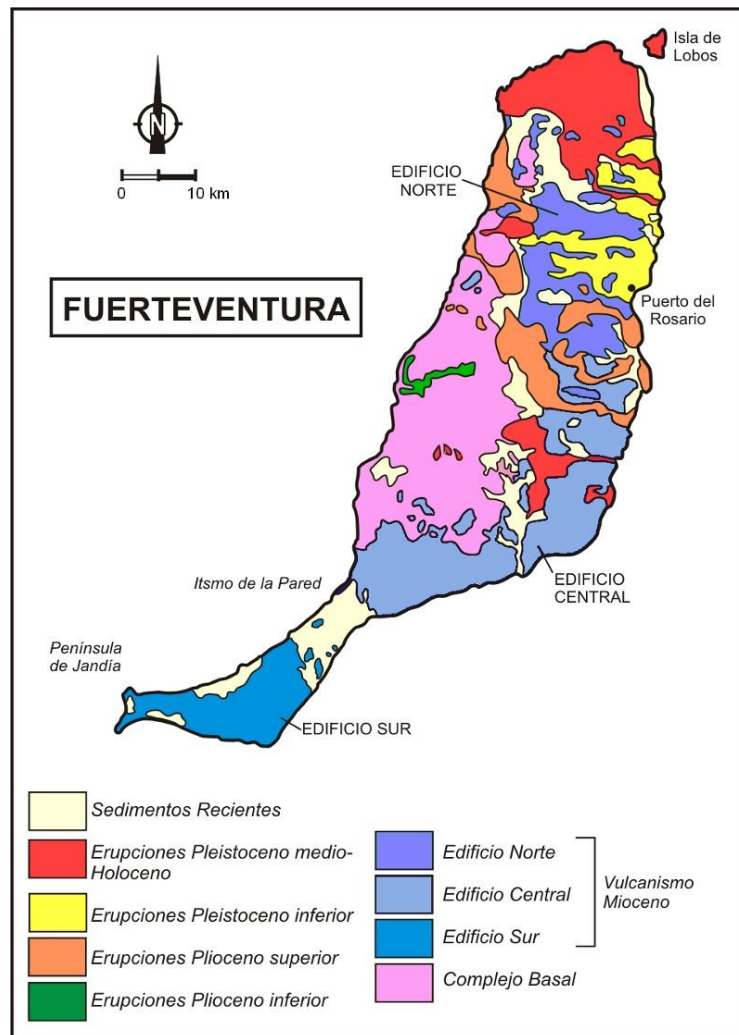


FIGURA 2.7 Mapa geológico simplificado de Fuerteventura (Ancochea et al., 2004).

- Edificios Antiguos: Algunos autores proponen que se trata en origen de tres edificios independientes (Sur, Central y Norte) que posteriormente se unieron. Los edificios son de edad Miocena y la actividad de éstos se prolongó durante 10 Ma, con periodos constructivos y destructivos, estando constituidos principalmente por un apilamiento de coladas basálticas.

- Edificio de Jandía (Edificio Sur): este edificio se encuentra situado en la península de Jandía. Se diferencian en él tres unidades: una inferior y más antigua, constituida principalmente por piroclastos de carácter hidromagmático y composición basáltica; una unidad intermedia discordante sobre la anterior, formada por basaltos y traquibasaltos; y una superior compuesta por coladas de ankaramitas, basaltos y traquibasaltos. Todo el edificio se encuentra densamente intruido por diques y tiene una edad comprendida entre 15,2 y 14,2 Ma.
- Edificio Central: aflora en la parte central de la isla. En este edificio se reconocen tres unidades discordantes entre sí: una inferior formada por más de 1.000 m de coladas de basaltos ankaramíticos atravesados por diques; una intermedia constituida por escorias y coladas con acumulaciones piroclásticas cuya edad es de entre 22,5 y 19,9 Ma; y una superior formada por 200-300 m de coladas basálticas y edad entre 15,6 y 14,5 Ma.
- Edificio Norte: está formado por tres unidades: una inferior constituida por basaltos subhorizontales de 15,3 a 22 Ma, intruidos por domos y diques de composición traquítica; una unidad llamada “Formación Ampuyenta”, constituida por la intercalación de materiales fragmentarios y coladas; y una superior en la que se reconocen más de 300 m de coladas basálticas cuya edad varía entre 14,3 y 12,8 Ma.

2.3.2 Lanzarote

La historia volcánica subaérea de Lanzarote comienza hace 15,5 Ma. Los materiales volcánicos más antiguos que se han reconocido en la isla forman parte del dominio de los Ajaches al sur, de Famara al norte y unos pequeños afloramientos en el centro de la isla, sin encontrarse afloramientos en superficie del Complejo Basal (Fig. 2.8).

Se han establecido dos ciclos volcánicos principales que han configurado la isla. El primero equivale a la Serie Basáltica I de Fuster et al. (1968) y en él se han formado los edificios antiguos (15,5-4 Ma). El segundo ciclo (4 Ma - actualidad) se corresponde con las Series Basálticas II, III, y IV de Fuster et al. (1968), y en él se puede reconocer un periodo de erupciones pleistoceno-holocenas y un periodo de erupciones históricas.

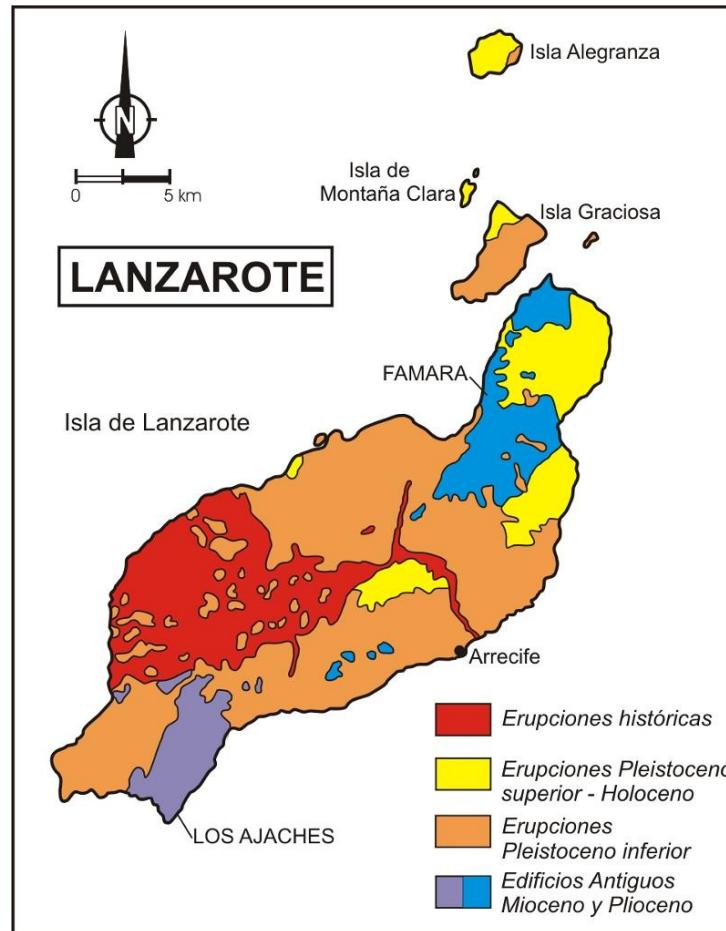


FIGURA 2.8 Mapa geológico simplificado de la Isla de Lanzarote (Ancochea et al., 2004).

En el ciclo I se formaron las partes más antiguas de la isla (Ajaches y Famara), durante los 15,5 y los 4 Ma, que están constituidas fundamentalmente por coladas y piroclastos basálticos, atravesados por intrusiones de composición básica. Tras el cese de la actividad volcánica de esta primera etapa, se produjo el desmantelamiento de los edificios antiguos a causa de la actividad erosiva durante el Plioceno inferior (Fig. 2.8).

El ciclo II engloba la actividad reciente de la isla desarrollada durante el Plioceno-Pleistoceno, que está caracterizada por generar extensos campos de lava y por presentar la mayoría de los centros de emisión alineados según la dirección NE-SO. El volumen de los materiales emitidos durante este ciclo disminuyó significativamente con respecto al Ciclo I. Dentro la actividad reciente, se identifican dos erupciones importantes de registro histórico. La más antigua de ellas ha sido considerada como excepcional con respecto al resto de erupciones históricas ocurridas en el archipiélago (Carracedo et al., 1990), debido a su larga duración, (de 1730 a 1736), su amplia extensión (200 Km²) y

volumen, su longitud de fisura eruptiva y la evolución de los magmas (tendencia toleítica). Esta erupción dio lugar al campo volcánico de Timanfaya. La última erupción registrada en la isla produjo una pequeña fisura eruptiva por la que se emitieron lavas basálticas que dieron lugar a los volcanes de Tao o Clérigo Duarte, Nuevo del Fuego o Chinero y Tinguatón o Volcán Nuevo en 1824.

Los islotes del norte de la isla se formaron durante el Pleistoceno y están constituidos esencialmente por basaltos y basanitas generados por erupciones de tipo hidromagmático (De la Nuez et al., 1997).

2.3.3 Gran Canaria

La isla de Gran Canaria, a diferencia de Fuerteventura, La Palma y La Gomera no presenta afloramientos de los materiales de la etapa de crecimiento submarino. Los únicos datos conocidos proceden del programa ODP llevado a cabo en 1994, en el que se calculó que el 90% del volumen total de materiales correspondía a esta etapa de crecimiento submarino, comenzando no hace más de 16 Ma (Schmincke y Sumita, 1998).

El comienzo del vulcanismo subaéreo en la isla se produce hace unos 15-14,5 Ma (Ancochea et al., 2004). Dentro del mismo se pueden diferenciar tres fases constructivas: Fase I- Mioceno Superior (14,5- 8,28 Ma) correspondiente a la fase Juvenil de la isla; Fase II: Plioceno (de 5-4,5 a 3,5-3 Ma); y Fase III: Pliocuaternario (< 3,2 Ma). Las Fases II y III pueden agruparse en la fase de Rejuvenecimiento (Fig. 2.9). Dentro de la Fase I pueden diferenciarse varios episodios:

- Episodio basáltico: se corresponde con el crecimiento de un edificio volcánico en escudo no preservado en la actualidad, cuyo desarrollo tuvo lugar desde los 14,5 a 14 Ma. Está constituido principalmente por coladas basálticas y traquibasálticas, intruidas por numerosos diques básicos subverticales. Estos depósitos afloran fundamentalmente en la zona SO de la isla.

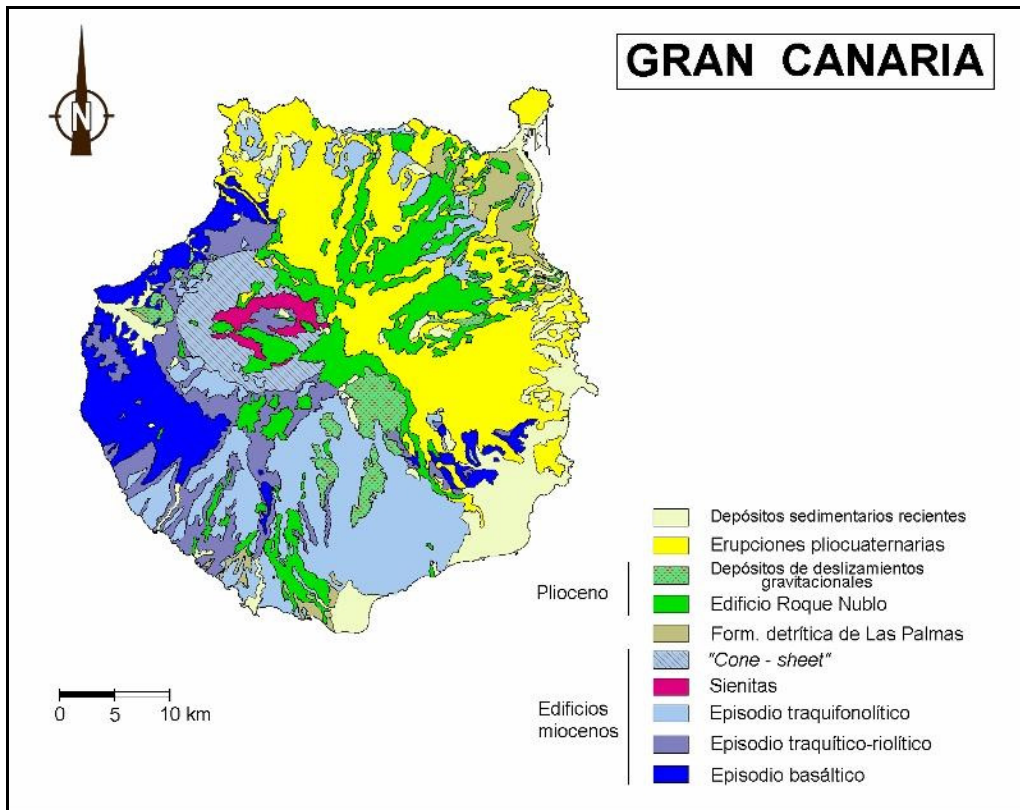


FIGURA 2.9 Mapa geológico simplificado de la Isla de Gran Canaria (Ancochea et al., 2004).

- Episodio traquítico-riolítico: tuvo lugar tras la formación del volcán en escudo. En este episodio se produjo la emisión de grandes volúmenes de lavas y coladas piroclásticas traquíticas, riolíticas y fonolíticas que no se prolongaron más de 0,6 Ma y cuyos depósitos son reconocibles en el área SO de la isla. Las erupciones que tuvieron lugar durante este episodio fueron rápidas y violentas, dando lugar a las primeras erupciones altamente explosivas de la isla, provocando además el vaciado de la cámara magmática y el hundimiento de la zona más elevada de la isla, que originaron, sobre los 14 Ma, la formación de la Cadera de Tejeda (Ancochea et al., 2004).
- Episodio traquifonolítico: tiene una duración de aproximadamente 5 Ma. Es un periodo de emisión de grandes volúmenes de materiales sálicos así como de intrusión de materiales principalmente sieníticos, traquítico-fonolíticos que atraviesan a las sienitas, y domos fonolítico-nefelínicos.

Aproximación a la peligrosidad volcánica y sus efectos en zonas costeras en las Islas Canarias

Desde los 8 Ma hasta los 5 Ma la actividad erosiva predomina originando depósitos de areniscas y conglomerados que constituyen la “Formación detrítica Las Palmas”, los cuales afloran principalmente en la parte NE, E y S de la isla. Desde los 5,5 Ma hasta la actualidad, la actividad volcánica se divide en tres fases de: Roque Nublo, post-Roque Nublo y reciente.

- Edificio Roque Nublo: es un estratovolcán plioceno (5-4,5 a 3,5-3 Ma) construido en el centro de la isla. Las primeras erupciones del estratovolcán (5,5 Ma) se caracterizan por ser de tipo estromboliano y dieron lugar a la formación de conos piroclásticos con algunas lavas nefelínicas asociadas. Posteriormente la actividad pasó a tener carácter efusivo (4,6 Ma) y se emitieron lavas de composición basanítica y basaltos alcalinos que evolucionaron hacia términos traquítico-fonolíticos. Hacia los 3,9 Ma comienza la emisión de depósitos ignimbríticos que se asocian a erupciones de carácter vulcaniano-freatomagmático (Pérez Torrado et al., 1997). La actividad volcánica finaliza a los 3 Ma con la intrusión de numerosos domos de composición fonolítica. Tras esta etapa en el edificio se generaron una serie de colapsos gravitacionales y deslizamientos que generaron depósitos de avalanchas volcánicas (Schmincke y Sumita, 1998).
- Actividad Post-Roque Nublo: es un periodo diferenciado por la inactividad volcánica en toda la isla. La actividad volcánica se caracterizó por erupciones estrombolianas que originaron una serie de conos piroclásticos y coladas basanítico-nefelínica a traquibasálticas que cubrieron en gran parte los depósitos anteriores. Este periodo se desarrolló entre los 3 y 1,7 Ma (McDougall y Schmincke, 1976; Guillou et al., 2004b)
- Actividad reciente: se concentra en el sector noreste y comprende una serie de conos estrombolianos monogenéticos y pequeñas calderas freatomagmáticas caracterizados por un volcanismo de composición basáltica principalmente.

2.3.4 Tenerife

La actividad de la Isla de Tenerife se inicia hace unos 12 Ma (Mioceno superior). En esta isla no existen afloramientos de los materiales del complejo basal pero se pueden

diferenciar tres tipos de volcanismo subaéreo: (1) Escudos Basálticos, (2) Edificio de las Dorsales, (3) Complejos Volcánicos Centrales.

Fases en Escudo Basáltico: constituyen la mayor parte del edificio volcánico de Tenerife. Se caracterizan fundamentalmente por la emisión de lavas y piroclastos basálticos durante erupciones predominantemente fisurales (Fig. 2.10). Afloran en los macizos de Anaga (15,7-3,9 Ma), Teno (6,4-5,2 Ma) y Roque del Conde (11,9-8,9 Ma) (Abdel-Monem et al., 1972; Ancochea et al., 1990; Thirlwall et al., 2000; Guillou et al., 2004a). Están constituidos por los productos de erupciones efusivas fisurales y se encuentran densamente intruidos por diques, sills y pitones.

Los sistemas de Rift o Dorsales constituyen la parte más reciente de la fase de escudo basáltico y se caracterizan por la concentración de la actividad volcánica sobre tres ejes estructurales que convergen en la zona central de la isla. En Tenerife las tres zonas de rift o dorsales son: la dorsal Noreste, la dorsal Noroeste y la dorsal Sur que se disponen discordantemente sobre las Series Basálticas Antiguas y que alternan con los productos del Complejo Volcánico Central. Están compuestos principalmente por rocas basálticas y traquibasálticas asociadas a erupciones estrombolianas de carácter fisural (Carracedo, 1994; Romero, 1990, 1992; Galindo, 2005). La actividad de las dorsales Sur, Noreste y Noroeste se extiende desde los 1,5, 1,1 y 0,2 Ma, respectivamente, hasta la actualidad.

Fase de Volcanismo Central: se caracteriza por la formación de cámaras magmáticas someras en la zona central de la isla, que ha permitido la diferenciación de los magmas basálticos hacia composición fonolítica (Araña, 1971; Ancochea et al., 1990; Martí et al., 1994; Bryan et al., 2000). Las erupciones que se han producido en el edificio central son tanto de tipo efusivo como explosivo. El volcanismo central está representado por dos complejos volcánicos: Cañadas y Teide-Pico Viejo (Fig.2.10).

- Edificio Cañadas: su actividad comienza hace más de 3,3 Ma y se extiende hasta los 196 Ka (Huertas et al., 1994; Edgar et al., 2007). Los productos del Edificio Cañadas afloran principalmente en la pared de la caldera de Las Cañadas, en el Macizo de Tigaiga y en la mitad sur de la isla. Este edificio está culminado por una depresión “la caldera de Las Cañadas”, cuyo origen ha sido ampliamente debatido, siendo las principales propuestas para explicar su origen las hipótesis de formación por colapso lateral o por colapso vertical.

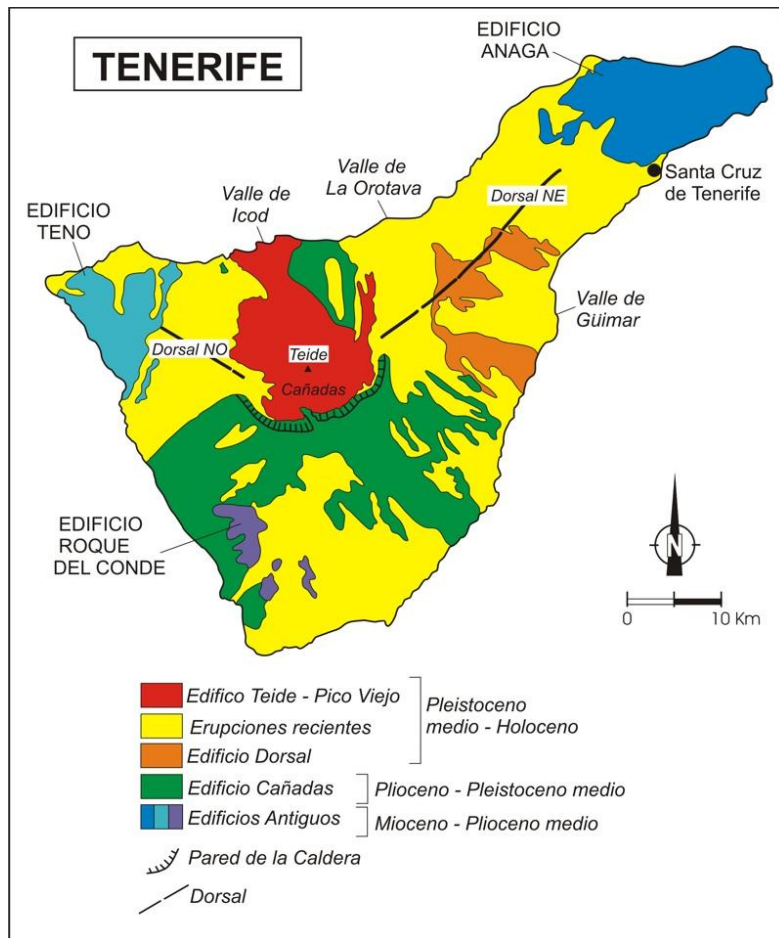


FIGURA 2.10 Mapa geológico simplificado de la Isla de Tenerife (Ancochea et al., 2004).

- Complejo Teide-Pico Viejo: constituye el último ciclo del volcanismo petrológicamente evolucionado de la isla de Tenerife (Ablay y Martí, 2000) y está formado por dos estratovolcanes, Teide y Pico Viejo, que han crecido de forma solapada en el sector NNO de la caldera de Las Cañadas (Fig. 2.10). Sus coladas de lava se extienden a lo largo de la caldera de Las Cañadas y hacia el norte, rellenando el valle de Icod y parte del valle de La Orotava. El edificio Teide-Pico Viejo comenzó su formación con posterioridad a la formación de la caldera de Las Cañadas y su actividad se extiende hasta la actualidad (Ablay, 1997; Ablay y Martí, 2000).

Un hecho destacado en la evolución geológica de la isla de Tenerife es la formación de grandes deslizamientos gravitacionales como los de los valles de Icod, La Orotava (Fig. 2.11) y Güímar. Asociados a ellos se han identificado depósitos detríticos submarinos en el norte y sureste de la isla de Tenerife (Bravo, 1962; Martí et al., 1994;

Teide-Group, 1997; Hürlimann, 1999; Ablay y Hürlimann, 2000; Kraster et al., 2001, Watts y Masson, 2001).



FIGURA 2.11 Valle generado a partir del deslizamiento de la Orotava, Tenerife.

2.3.5 La Gomera

La Gomera es un volcán en escudo en cuya formación se pueden considerar tres fases principales de crecimiento: Complejo Basal, El Edificio Antiguo y el Edificio reciente.

- Complejo Basal: representa en su mayoría el edificio submarino y las raíces subvolcánicas de la isla. Está constituido por lavas y tobas submarinas basálticas y traquíticas y rocas plutónicas básicas, todo ello atravesado por una densa red de diques que representan el 60-80 % del volumen total de la roca (Cendrero, 1971). Este complejo aflora únicamente en el N de la isla (Fig. 2.12), y su edad ha sido estimada en 11,5 Ma obtenida mediante Ar/Ar (Herrera et al., 2008).
- Edificio antiguo: constituye la estructura principal de la isla y se dispone discordantemente sobre el Complejo Basal. Está compuesto por la acumulación de coladas basálticas de centenares de metros de espesor y por potentes brechas formadas durante episodios destructivos, atravesado todo ello por numerosos

diques básicos y sálicos (Rodríguez Losada, 1987; Ancochea et al., 2003). La edad del edificio se estima entre 10,5 Ma y 6,4 Ma (Ancochea et al., 2006).

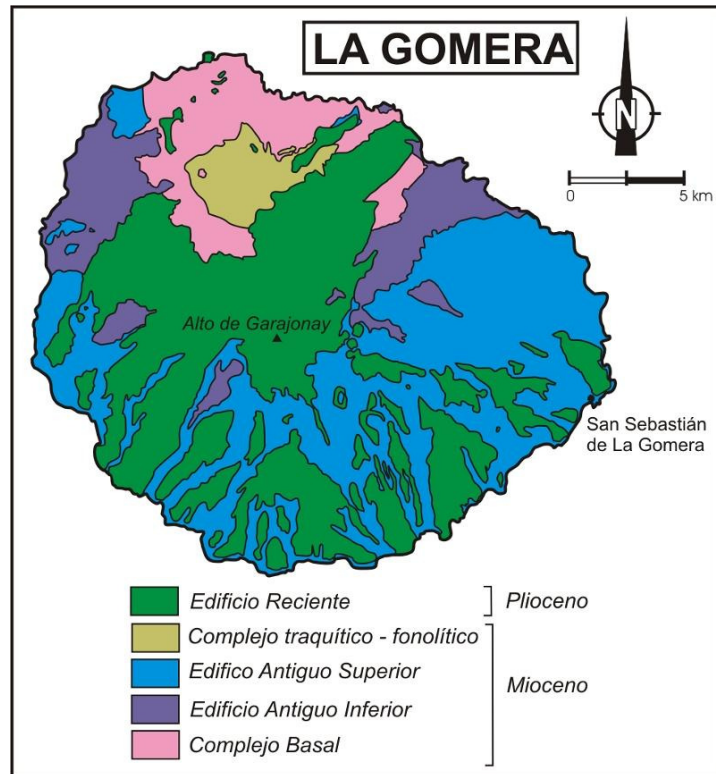


FIGURA 2.12 Esquema geológico de la Isla de La Gomera (Ancochea et al., 2004).

- Edificio Reciente está formado por la acumulación de más de 1000 m de coladas de composición basáltica, traqui-basáltica y traquiandesítica con piroclastos intercalados y por coladas sálicas. Según Bravo (1964) se diferencian dos series: “los Basaltos Horizontales” (más antiguos) y los “Basaltos Subrecientes”. Otros autores en cambio, como Cendrero (1971), consideran la existencia de una única serie de materiales la serie de “Basaltos Subrecientes”.

La Gomera es la única isla del archipiélago en la que no existe actividad volcánica cuaternaria, cesando su actividad casi completamente hace 4 Ma. Aunque existen datos de que la actividad eruptiva más reciente de la isla es 2,78 Ma (Cantagrel et al., 1984).

2.3.6 La Palma

La isla de La Palma está constituida por dos grandes unidades geológicas (Fig. 2.14): el Complejo Basal (Bravo, 1964; Fúster et al., 1968; Hernández Pacheco, 1983) o

Edificio submarino (Carracedo et al., 2001) y los Edificios Subaéreos (Fig. 2.11), que comprenden el Escudo o Edificio Norte y la Dorsal Sur o de Cumbre Vieja (Navarro y Coello, 1993; Ancochea et al., 1994; Guillou et al., 2001).

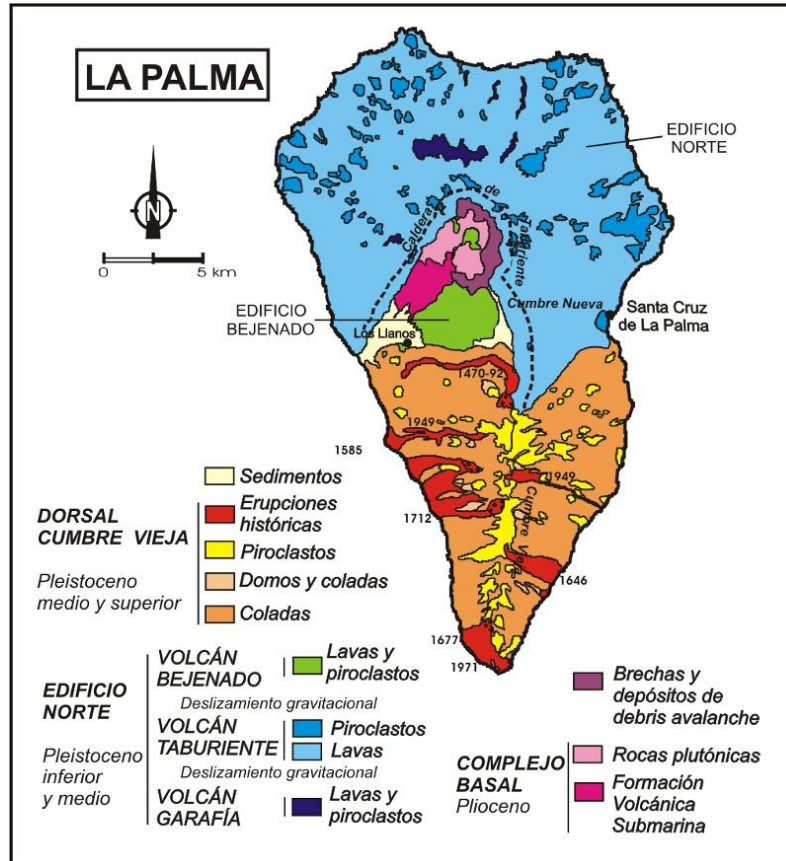


FIGURA 2.13 Esquema geológico de la Isla de La Palma (Ancochea et al., 2004).

- Complejo Basal: está formado por una secuencia de 1800 m de lavas almohadilladas, hialoclastitas y brechas, de composición basáltica, atravesada por domos traquíticos o fonolíticos, una densa malla de diques predominantemente basálticos y cuerpos plutónicos de gabros (Staudigel y Schmincke, 1984; De la Nuez, 1984). Todos estos materiales están afectados por un metamorfismo hidrotermal de bajo grado. La edad de la formación submarina aflorante es de 3 a 4 Ma (Staudigel et al., 1986). Tras los 3 Ma tiene lugar una pausa eruptiva, durante la cual se produce el levantamiento y erosión del edificio submarino y la generación de una formación brechoide.

- Edificios Subaéreos: la fase subaérea del norte de la isla comenzó hacia los 1,7 Ma y persistió de manera casi continua hasta los 0,4 Ma, con la configuración del Edificio Norte (Navarro y Coello, 1993; Ancochea et al., 1994; Carracedo et al., 2001). En la primera etapa de formación subaérea del Edificio Norte (1,7-1,2 Ma) tuvo lugar el crecimiento del Volcán Garafía en la zona Norte de la isla. Este volcán está formado por lavas y piroclastos basálticos alcalinos poco diferenciados, en discordancia erosiva con los materiales del complejo basal. Hacia los 1,2 Ma tuvo lugar un deslizamiento que destruyó el flanco meridional del Volcán Garafía. La depresión formada fue rellenada por los materiales del Volcán Taburiente entre 1,1 y 0,4 Ma.

La génesis de este volcán tuvo lugar en varias etapas en cuyas erupciones se emitieron lavas y piroclastos principalmente basálticos que fueron diferenciándose hacia términos tefríticos y fonolíticos (Carracedo et al., 2001). Hacia los 0,8 Ma se produce una reorganización de los centros de emisión que hasta entonces se habían concentrado en el centro del edificio, en tres rifts de direcciones NO-SE, NE-SO y N-S. Este último rift tuvo un desarrollo mayor que los otros dos dando lugar a la formación de la Dorsal de Cumbre Nueva, que acabó colapsando, generándose un gran deslizamiento en el flanco occidental del edificio hace unos 0,56 Ma (Navarro y Coello, 1993; Ancochea et al., 1994; Carracedo et al., 1999, Guillou et al., 2001) y cuyos depósitos fueron reconocidos en el fondo marino (Urgeles et al., 1999; Masson et al., 2002).

La actividad posterior al colapso de la zona norte, se concentró en el interior de la cuenca del deslizamiento, construyendo rápidamente el Estratovolcán Bejenado (0,56-0,40 Ma). Los materiales que conforman este volcán son aglomerados y depósitos de avalancha en su base, intercalados con piroclastos y lavas basálticas que fueron evolucionando hacia términos más diferenciados como basanitas, tefritas y fonolitas (Carracedo et al., 2001). La Dorsal de Cumbre Vieja es el resultado de la migración del volcanismo hacia el sur desde los 50 ka hasta la actualidad. Está formada por lavas y piroclastos de erupciones fisurales en las que se pueden diferenciar materiales basálticos y basaníticos más antiguos además de otros materiales basálticos, basaníticos, tefríticos y algunos domos fonolíticos más recientes. En esta Dorsal han tenido lugar seis de las erupciones

históricas ocurridas en el archipiélago, siendo la última de ellas la del volcán Teneguía en 1971.

Las unidades geológicas de La Palma se encuentran cortadas por una densa red de diques de composición basáltica (Gastesi et al., 1966; Hernández-Pacheco y Fernández Santín, 1974; De la Nuez, 1984; Staudigel y Schmincke, 1984; Staudigel et al., 1986; Ancochea et al, 1994).

2.3.7 El Hierro

El Hierro es la isla más joven, pequeña y occidental del archipiélago Canario. Su estructura geológica se fundamenta en la existencia de tres dorsales volcánicas: la dorsal noreste, la oeste y la sur, sobre las cuales se concentra la actividad volcánica reciente de la isla. No se dispone de datos de la etapa de crecimiento submarino ya que no existen afloramientos en la isla, pero según dataciones realizadas por Guillou et al., (1996), la actividad volcánica subaérea comenzó hace aproximadamente 1,12 Ma. Los principales edificios volcánicos que constituyen la isla de El Hierro son (Fig. 2.13):

- Edificio volcánico Tiñor: este volcán forma el primer estadio de crecimiento de la isla. Se desarrolló muy rápidamente y se reconocen tres unidades principales dentro del mismo: una unidad basal que se corresponde con la fase inicial de crecimiento del volcán, una unidad intermedia de lavas de menor potencia, y una tercera unidad conocida como grupo volcánico de Ventejís, el cual pudo haberse producido en un estadio explosivo, como sugiere la morfología de los conos y el alto contenido en xenolitos que presentan las lavas. Este evento explosivo pudo producir el colapso inmediato del flanco NO del volcán de Tiñor (Carracedo et al., 1997).

- Edificio volcánico de El Golfo: tras el colapso del volcán de Tiñor se desarrolló el volcán de El Golfo en el que se reconocen dos subunidades: una compuesta por coladas basálticas poco potentes, entre las que se intercalan paleosuelos, lapilli y piroclastos, intruidos por sills; y una unidad superior compuesta por coladas basálticas con intercalaciones de conos piroclásticos. Han sido datadas varias coladas de este edificio con edades de entre 0,54 Ma y 176.000 años. (Fúster et al., 1993; Guillou et al., 1996; Balcells y Gómez, 1997).

Aproximación a la peligrosidad volcánica y sus efectos en zonas costeras en las Islas Canarias

- El volcanismo del Rift: el último estadio de crecimiento de la isla se concentra principalmente sobre tres ejes de dirección NE-SO, O-E y S-N. Este estadio está representado por la formación de un gran número de conos volcánicos que emitieron productos de composición basáltica. Se han dado varias edades radiométricas para esta etapa: desde 145 a 2,5-11 ka (K-Ar; Guillou et al., 1996), 6770 años (C-14; Pellicer, 1977) hasta 2500 años (Guillou et al., 1996).

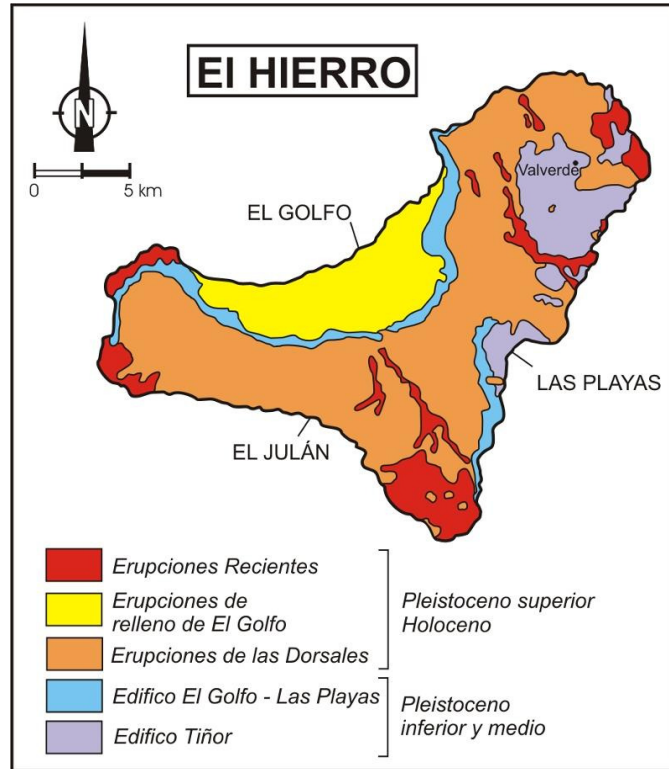


FIGURA 2.14 Esquema geológico de la Isla de El Hierro (Ancochea et al., 2004).

La historia geocronológica de El Hierro es difícil de interpretar, ya que no existen marcadores estratigráficos fiables y los eventos volcano-tectónicos que se han dado en la isla complican la reconstrucción de la historia volcánica de la misma, la cual sólo está basada en datos radiométricos y observaciones geológicas (Carracedo et al., 1997).

No obstante se trata de una de las islas más importantes e interesantes desde el punto de vista de los riesgos geológicos, ya que en ella se han producido grandes deslizamientos como los de El Golfo en el NO de la isla, Las Playas, hacia el SE, y el Julán, hacia el SO.

CAPÍTULO 3:

PELIGROSIDAD VOLCÁNICA

CAPÍTULO 3: PELIGROSIDAD VOLCÁNICA

3.1 Definición de peligrosidad y riesgo volcánico

En la actualidad existen aproximadamente 1500 volcanes en la Tierra que han registrado algún tipo de actividad volcánica durante el Holoceno. Este hecho, unido a que la mayoría de los volcanes se localizan en zonas densamente pobladas, ha dado lugar a una necesidad por determinar el tipo de peligros volcánicos y los efectos que pueden desencadenar, así como la predicción de las erupciones y la gestión de crisis volcánicas.

El concepto de riesgo, en términos generales, fue definido por la Unesco en 1972. Riesgo volcánico se define como la posibilidad de que se produzca una pérdida, bien en forma de vidas humanas, bienes materiales-propiedades, capacidad productiva, etc., en un área dada, debido a un fenómeno volcánico en un intervalo de tiempo determinado. El riesgo volcánico se evalúa como el producto de tres factores: la peligrosidad, la vulnerabilidad y el valor o coste.

$$\text{riesgo} = \text{peligrosidad} \times \text{vulnerabilidad} \times \text{valor}$$

La peligrosidad volcánica es la probabilidad de que un área determinada sea afectada por procesos o productos volcánicos potencialmente destructivos en un intervalo dado de tiempo. La peligrosidad volcánica se evalúa principalmente mediante el estudio de la actividad eruptiva pasada. Es decir, dónde ocurrieron los procesos en el pasado, cuáles fueron los tipos, la magnitud de los procesos, así como la frecuencia eruptiva.

La vulnerabilidad es la expectativa de daño o pérdida infligida a un elemento expuesto a ese peligro volcánico, y suele expresarse como porcentaje de daño referido a la pérdida total.

El valor representa la cuantificación, en términos de vidas humanas, de coste, etc., de los elementos susceptibles de ser afectados por el peligro considerado, que en este caso será el peligro volcánico.

3.2 Tipología de las erupciones

La naturaleza de una erupción está condicionada por varios factores, como la localización de la misma, su interacción con el agua, la composición del magma, la concentración de gases, la presión y temperatura del magma, etc. Hay que tener en cuenta que el carácter de la erupción puede cambiar con el tiempo en un mismo volcán, e incluso durante el mismo evento eruptivo. En 1982, Newhall y Self definieron el Índice de Explosividad Volcánica (VEI: Volcanic Explosivity Index). El VEI proporciona una medida de la explosividad de la erupción volcánica, es decir de la magnitud de la erupción por lo que una primera diferenciación en la tipología de las erupciones se puede hacer en base a este índice. El valor de VEI se determina en base al volumen de material emitido y a la altura alcanzada por la columna eruptiva (Fig. 3.1, Tabla 3.1).

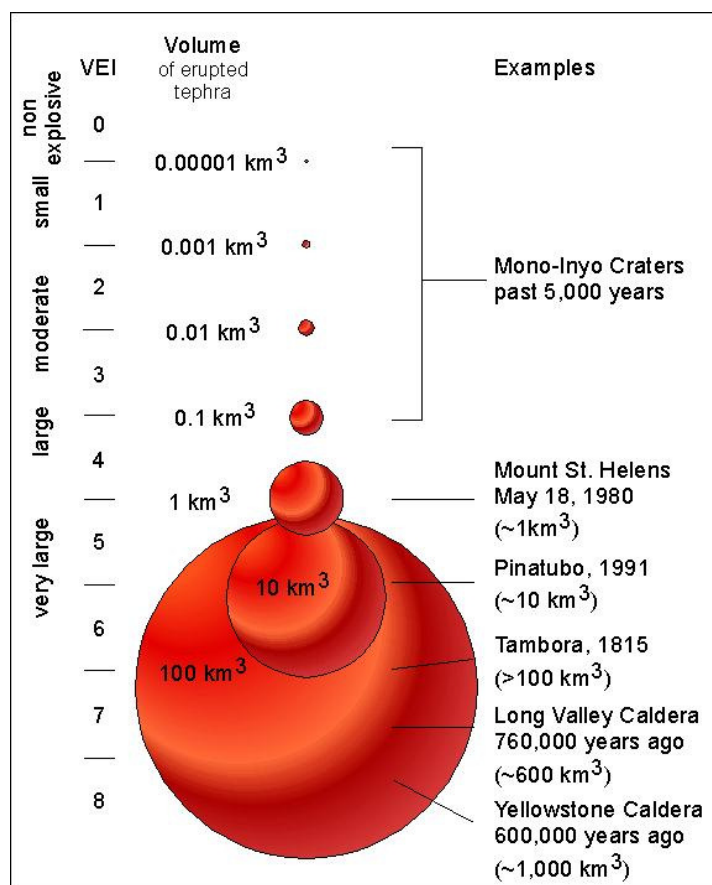


FIGURA 3.1 Índice de explosividad volcánica. Fuente: USGS.

Una segunda diferenciación se puede establecer atendiendo únicamente al entorno físico donde las erupciones se van a desarrollar. Así podremos distinguir entre las erupciones que tienen lugar bajo la superficie del mar “Erupciones submarinas” y aquellas que se producen por encima de esta superficie y que formarán parte de la tierra emergida “Erupciones subaéreas”.

VEI	V (m ³)	Tipo de Erupción	Descripción	Altura de la Columna	Frecuencia	Nº erupciones holocenas	Ejemplo
0	< 10 ⁴	Hawaiana	No explosiva	< 100 m	diaria	699	Mauna Loa
1	> 10 ⁶	Hawaiana/Estromboliana	Pequeña	100-1000 m	diaria	845	Estromboli
2	> 10 ⁷	Estromboliana/Vulcaniana	Moderada	1-5 km	semanal	3477	Galeras (1993)
3	> 10 ⁸	Vulcaniana/Pelenana	Media	3-15 km	anual	869	Koryaksky Ruiz (1985)
4	> 0.1 km ³	Peleana/Pliniana	Grande	10-25 km	≥ 10 años	278	Monte Pelée (1902)
5	> 1 km ³	Pliniana	Muy grande	> 25 km	≥ 50 años	84	Monte San Helens (1980)
6	> 10 km ³	Pliniana/Ultra-Pliniana	Severa	> 25 km	≥ 100 años	39	Pinatubo (1991)
7	> 100 km ³	Pliniana/Ultra-Pliniana	Violenta	> 25 km	≥ 1000 años	4	Tambora (1815)
8	> 1,000 km ³	Ultra-Pliniana	Terrible	> 25 km	≥ 10,000 años	0	Toba (73,000 BP)

TABLA 3.1 Índice de explosividad volcánica.

Las erupciones submarinas son las más comunes en el Planeta. Si consideramos los volúmenes de magma que se emiten a lo largo de las dorsales oceánicas, los volcanes formados a partir de puntos calientes, o aquellos que se forman en mares someros. A pesar de que comparativamente son mucho más abundantes las erupciones en el océano que sobre tierra, el conocimiento de los procesos volcánicos en el océano es muy limitado, principalmente por la inaccesibilidad de las zonas volcánicas submarinas. Las observaciones detalladas son parciales, la recogida de muestras es difícil, además otros

procesos actúan en el mar enmascarando los depósitos volcánicos (colonización, erosión, procesos sedimentarios posteriores a las erupciones). Por tanto, nuestro conocimiento sobre el volcanismo submarino ha sido adquirido principalmente a partir de depósitos volcánicos marinos antiguos que afloran en las zonas terrestres.

Si atendemos al marco geodinámico donde puede tener lugar una erupción, podemos diferenciar entre erupciones desarrolladas en (1) límites de placas convergentes, zonas de subducción, (2) límites de placas divergentes, zonas de rift o dorsales y (3) contexto de intraplaca, puntos calientes (Fig. 3.2). Cada una de las erupciones desarrolladas en los diferentes contextos geodinámicos dará lugar a una serie de estructuras características de cada área. En este sentido, son característicos de los límites de placa convergentes la formación de cadenas de islas (arcos islas) en ámbito oceánico y cordilleras volcánicas en ámbito continental; Los límites de placas divergentes se caracterizan por la formación de rifts; y el volcanismo intraplaca suele dar lugar a la formación de volcanes en escudo. El marco geodinámico condicionará el tipo de magmatismo que caracteriza cada área volcánica, que en general es calcoalcalino en márgenes continentales, toleítico en márgenes divergentes, y alcalino en zonas de intraplaca.

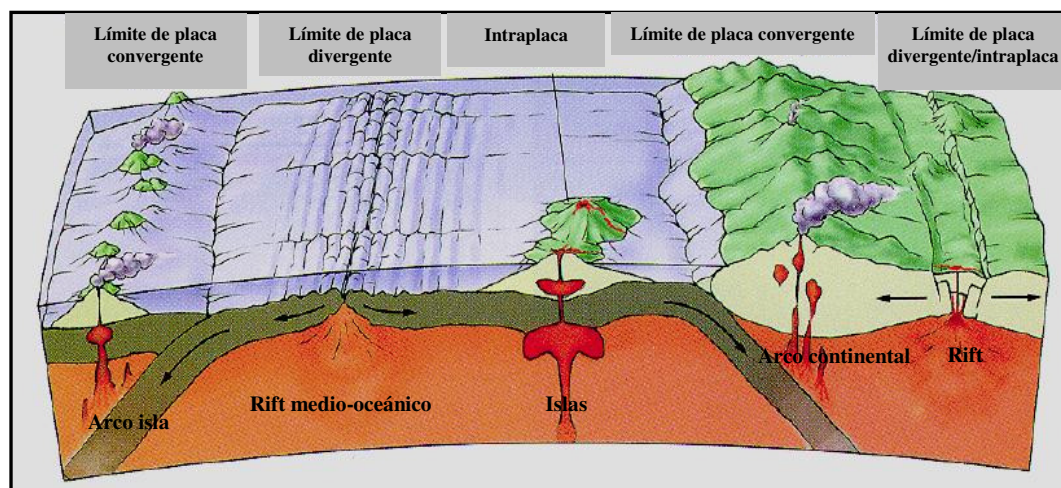


FIGURA 3.2 Corte esquemático de los límites de placa y su relación con el volcanismo (modificado de Davidson et al., 2001).

Las erupciones volcánicas pueden clasificarse también en función de su explosividad como: efusivas o explosivas. El volcanismo efusivo, se caracteriza por erupciones

tranquilas con emisión casi exclusivamente de lavas. La condición principal que requiere este mecanismo eruptivo es que el contenido en volátiles que se separen de la fase fundida inmediatamente antes de la erupción (en el conducto de salida) o ya en el transcurso de la misma, sea lo suficientemente pequeña como para impedir la fragmentación del magma y éste salga formando lavas (Sigurdsson, 2000).

Una erupción explosiva es una erupción violenta en la que se va a producir la fragmentación del magma y de las paredes de los conductos volcánicos, generando la expulsión y el depósito de material piroclástico. En las erupciones volcánicas explosivas el factor principal desencadenante es el aumento de presión en el interior del sistema debido a la inyección de magma o a la sobresaturación en volátiles del magma ya existente. Los volátiles formados van a afectar a las propiedades del magma: viscosidad, temperaturas de fusión y cristalización y a la naturaleza de las erupciones por lo que van a determinar si una erupción es explosiva o no (Sigurdsson, 2000). Un tipo particular de erupciones explosivas son las erupciones hidromagmáticas, que son aquellas erupciones en la que existe una interacción agua-magma (McDonald, 1972). Las erupciones hidromagmáticas generalmente están asociadas a una actividad explosiva debido a que la interacción agua-magma origina una brusca elevación de la presión de volátiles por la súbita vaporización del agua. No obstante se pueden dar fenómenos no explosivos en este tipo de volcanismo, tales como la fracturación gradual de la roca encajante alrededor de las intrusiones y conductos volcánicos, y la alteración de las rocas en los sistemas hidrotermales (Wohletz, 1993).

En función del conducto de alimentación las erupciones pueden clasificarse como fisurales si el conducto de alimentación es de morfología planar (dique), o centrales cuando la erupción está asociada a un conducto de morfología cilíndrica.

La clasificación más comúnmente utilizada para definir el tipo de actividad volcánica responde a la que Walker en 1973 estableció en función de los depósitos de caída. Se trata de una clasificación cuantitativa de los tipos eruptivos basada en dos parámetros: (1) el índice de fragmentación (F) que representa porcentaje en peso de piroclastos de diámetro menor a 1 mm en la isopaca $H/10D$ y (2) el índice de dispersión (D) que representa el área en Km^2 que cubre la isopaca que representa el 1% del espesor máximo de esta clase de piroclastos (isopaca $H/100$). H representa el máximo espesor

de la capa piroclástica guía. Estos parámetros han sido relacionados con varios tipos eruptivos, denominados según el nombre de un volcán tipo conocido cuyas características de comportamiento son similares (Fig. 3.3). Hay que tener en cuenta que la mayoría de las erupciones no responden a un único tipo sino que pueden darse erupciones con características intermedias. Según esta clasificación las erupciones pueden ser:

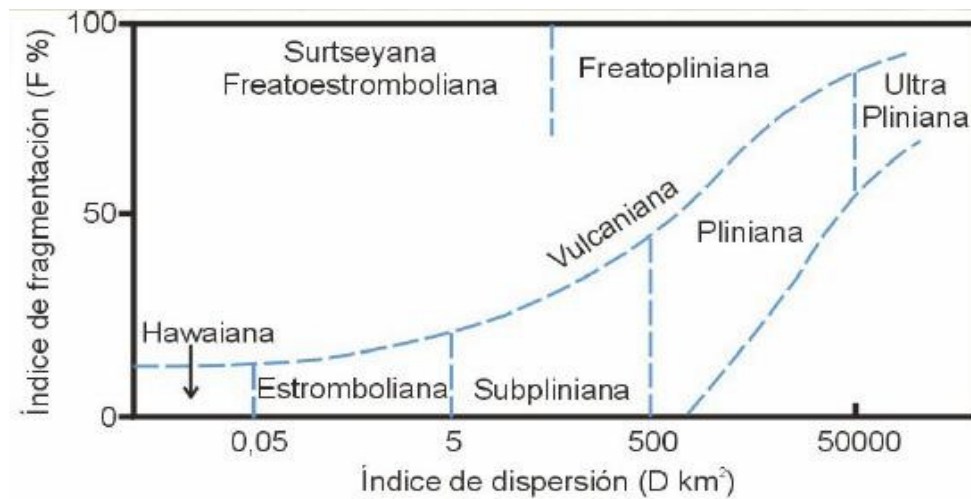
Hawaianas: las erupciones Hawaianas están caracterizadas por la emisión de lavas de composición basáltica con escaso contenido en gases y por ser muy fluidas. Son erupciones efusivas, aunque pueden formarse montículos de escoria alrededor de los centros de emisión. Este tipo de erupción es propio de los volcanes del archipiélago de Hawaii, de los cuales son características sus morfologías en escudo con laderas y pendientes muy suaves.

Estrombolianas: se caracterizan por la emisión de lavas basálticas menos fluidas que las del tipo hawaiano ya que presentan mayor proporción de gases. En consecuencia las explosiones son más comunes y se proyecta mayor cantidad de materiales fragmentados que forman bombas, lapilli y ceniza con escasa dispersión. En estas erupciones cada explosión se separa de la anterior por periodos de menos de un segundo hasta varias horas. Ejemplos de este tipo son los volcanes Stromboli en Italia y Kiluchevski en Kamchatka.

Vulcanianas: este tipo de erupciones generan grandes columnas eruptivas cuyos piroclastos pueden tener gran dispersión. En ellas ocasionalmente el magma en su ascenso encuentra obstruido el conducto de salida, debido al enfriamiento del magma de la erupción anterior, a la caída de las paredes del conducto o a una combinación de ambos. La actividad vulcaniana está ligada a magmas con altas viscosidades, a menudo magmas andesíticos que pueden dar lugar a la formación de domos. Este tipo de erupciones varían considerablemente en su duración, teniendo pulsos de minutos a horas. Son más violentas que las del tipo Estromboliano, pudiendo a veces destruir parte del edificio volcánico. Erupciones de este tipo han sido producidas por los volcanes Vulcano, Vesubio y Etna. En la mayoría de las erupciones vulcanianas está presente una cantidad significativa de agua externa, por lo que este mecanismo puede considerarse

como una transición entre los tipos eruptivos puramente magmáticos y los hidromagmáticos.

A)



B)

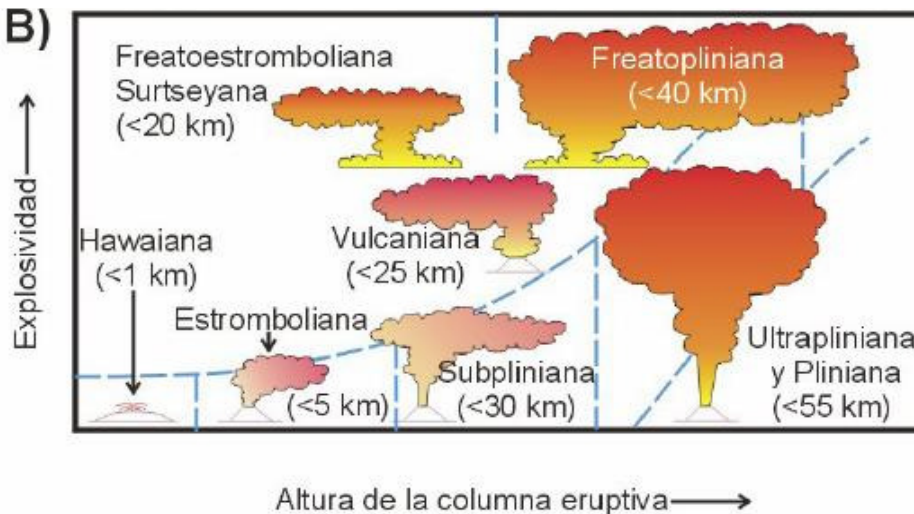


FIGURA 3.3 Clasificación de las erupciones volcánicas en: (A) un diagrama D-F y (B) en su equivalente explosividad-alta columna eruptiva. (Modificado de Cas y Wright, 1987).

Sub-plinianas o vesubianas: este tipo de erupciones están asociadas a columnas eruptivas que pueden alcanzar los 20 Km de altura. Este tipo de erupciones están asociados normalmente a magmas de composición ácida (dacítica y riolítica).

Plinianas: son erupciones muy ricas en gases que generan columnas eruptivas de hasta 35 Km de altura con morfología típica en champiñón. En estas erupciones la dispersión de la tefra es muy amplia. Asociadas a este tipo de erupciones se pueden generar calderas de varios kilómetros de diámetro, debido a la inestabilidad del edificio cuando se produce el rápido vaciamiento de la cámara magmática. Están relacionadas con magmas silíceos de alta viscosidad (dacíticos y riolíticos). Un ejemplo de este tipo de erupción es la que experimentó el monte Pinatubo en 1991 (Filipinas) o la erupción del Vesubio que arrasó Pompeya y Herculano en el año 79 a.C.

Ultra-Plinianas: estas erupciones pueden desencadenar un chorro eruptivo de hasta 600 m/s generando una columna eruptiva vertical de gases y piroclastos de alturas de hasta 45-50 Km (erupciones ultraplinianas) y con morfología de champiñón. Son erupciones muy violentas de las cuales sólo se tiene un registro histórico de una de ellas en los últimos 5.000 años, la erupción de Taupo (Nueva Zelanda) en 181 d.C.

Surtseyanas: se trata de erupciones explosivas hidromagmáticas en las que el magma, generalmente de composición básica, interacciona con grandes cantidades de agua del mar. La erupción tipo fue la de la isla de Surtsey en 1963 (Islandia).

Peleanas: se caracterizan por ser erupciones que dan lugar a explosiones violentas que a menudo van precedidas de fuertes sismos. La lava es extremadamente viscosa y con gran contenido de gases por lo que se generan nubes ardientes que se precipitan por las pendientes del volcán. Este tipo de erupción se definió tras la erupción del Monte Pelée (Isla Martinica-Antillas Menores) ocurrida en 1902.

Freato plinianas: este tipo eruptivo fue introducido posteriormente por Self y Sparks (1978), para diferenciar las erupciones plinianas en las que el magma interacciona con agua.

3.3 Tipos de peligros volcánicos

A diferencia de otros fenómenos geológicos, en el volcanismo pueden confluír en el espacio y en el tiempo varios tipos de peligros, es decir, en una erupción puede tener lugar la emisión de lavas y la proyección de piroclastos balísticos al mismo tiempo y en el mismo punto. Este hecho hace que el análisis de la peligrosidad del fenómeno

volcánico sea más complejo que el de otros peligros geológicos. Por ello es importante estudiar cada volcán en detalle, para conocer qué tipo de procesos se han producido y sus características, alcance, recurrencia, etc.

En este apartado se describen tanto los peligros directamente asociados al proceso eruptivo como otros peligros geológicos que pueden estar asociados o desencadenarse a partir de una erupción volcánica. En el primer grupo consideramos la sismicidad volcánica, emisión de gases, lluvia de cenizas, proyección balística de piroclastos, flujos de lava y coladas y oleadas piroclásticas; en el segundo grupo se incluyen los lahares, movimientos del terreno (deformación, desprendimientos, deslizamientos, hundimientos) y tsunamis.

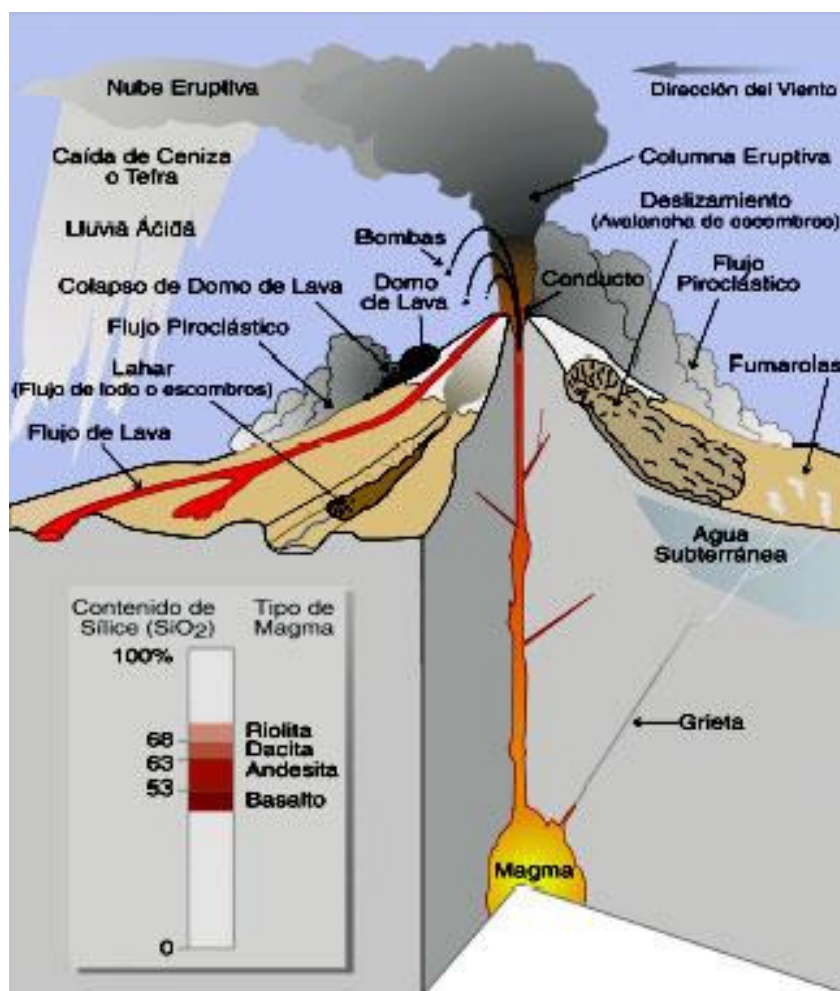


FIGURA 3.4 Esquema que muestra los diferentes peligros volcánicos que se pueden generar a partir de una erupción volcánica. Fuente: What are volcano Hazards? (USGS, 1997).

3.2.1. Sismicidad volcánica

La actividad sísmica es un hecho común asociado a las erupciones volcánicas. Los eventos sísmicos asociados tanto espacial como temporalmente a la actividad volcánica son llamados sismos volcánicos. El estudio de la sismicidad volcánica es importante ya que permite conocer la dinámica y mecanismos de transporte de fluidos, los efectos y consecuencias de esta dinámica y el estado de esfuerzos local y regional de la zona volcánica.

El registro de la actividad sísmica puede ser un indicativo de una posterior actividad volcánica. Los sismos volcánicos pueden producirse por (1) el ascenso de magma y formación de fracturas asociadas, (2) esfuerzos tectónicos, (3) explosiones volcánicas, y (4) movimientos en masa a gran escala (Blong, 1984). Los dos primeros suelen tener sus focos a profundidades someras (alrededor de 1 Km, Zobin, 2003), suelen tener magnitudes inferiores a 5 (escala de Richter) y provocan escasos daños. Los sismos volcánicos ocasionados por explosiones volcánicas y movimientos en masa son menos profundos pero sus magnitudes y daños pueden llegar a ser mayores que los dos primeros. Los efectos de los sismos volcánicos suelen restringirse a zonas proximales del volcán. Éstos pueden causar además de la destrucción de viviendas e infraestructuras, diversos daños al suelo como asentamientos o fracturas. Pueden ser además los desencadenantes de desprendimientos e incluso deslizamientos. Un evento sísmico submarino puede dar lugar a la formación de tsunamis o maremotos.

3.2.2. Emisión de gases

Todos los magmas contienen cantidades variables de volátiles que se encuentran disueltos a altas presiones, pero cuando el magma se aproxima a la superficie y la presión disminuye, se separan formando una fase gaseosa o líquida libre. El gas volcánico más común es el vapor de agua, pero otros gases como el dióxido de carbono son también abundantes. De hecho, la actividad volcánica es la fuente primordial de CO₂ a la atmósfera. Un aumento en la actividad volcánica da lugar a un mayor suministro de CO₂ a la atmósfera que puede producir la acidificación de la lluvia. Además de dióxido de carbono los principales gases emitidos durante una erupción volcánica son: el monóxido de carbono, nitrógeno, ácido sulfhídrico, dióxido de azufre, ácidos clorhídrico y fluorhídrico, hidrógeno y metano. Estos gases son transportados como aerosoles ácidos o como compuestos químicos absorbidos por los piroclastos,

incluso como partículas de sal microscópicas (Martini, 1993); y escapan hacia la atmósfera donde son desplazados cientos, incluso miles de kilómetros, pudiendo llegar a la estratosfera.

En su trayecto pueden sufrir reacciones químicas y fotoquímicas y pueden ser incorporados a los océanos a través de la lluvia. Algunos de estos gases reaccionan con el agua para dar compuestos altamente contaminantes. Pueden producir la muerte por asfixia o envenenamiento de personas y animales. Cuando las erupciones arrojan gran cantidad de vapor y cenizas pueden causar alteraciones climáticas a nivel mundial, provocando huracanes, olas de frío o calor y creando torrenciales aguaceros y lluvias ácidas.

3.2.3. Lluvia de cenizas

Los piroclastos (fragmentos de lava y roca) más finos expulsados durante una erupción son las cenizas. Éstas se incorporan a la columna eruptiva y son transportadas hacia zonas altas de la atmósfera, donde el viento las arrastra hasta que caen por gravedad en forma de lluvia. Las cenizas pueden permanecer durante días e incluso años en suspensión. Su dispersión será función del volumen de material emitido, la altura de la columna eruptiva y la velocidad y dirección predominante del viento, pudiendo dispersarse hasta cientos de kilómetros.

En el archipiélago canario se dispone de datos de dispersión de piroclastos que nos dan una idea de la distancia que estos pueden alcanzar. Así en el caso de la erupción de Bandama, en la isla de Gran Canaria, se ha estimado que los piroclastos de caída cubrieron una superficie de más de 50 Km² (Hansen y Moreno, 2008).

Las partículas de cenizas son muy densas y su acumulación puede causar el colapso de tejados. Además son muy abrasivas causando daños en motores y maquinaria en general. Pueden producir también interferencias en los sistemas de comunicación. Su caída puede contaminar los acuíferos y destruir cosechas. Al hombre y animales les puede dificultar la visión y causar problemas respiratorios y cutáneos.

Cuando las erupciones son de gran magnitud, la emisión de gases y cenizas volcánicas pueden provocar cambios atmosféricos importantes. Durante la historia

geológica de la tierra se han producido varios cambios climáticos, los cuales están directamente relacionados con una mayor actividad volcánica. Por ejemplo la mayor extinción sucedida en la historia de la tierra ha sido la extinción permo-triásica (245-253 Ma) que conllevó la desaparición de más del noventa por ciento de las especies oceánicas y a más del setenta por ciento de las familias de vertebrados terrestres. Las principales causas que se le atribuyen a esta extinción han sido entre otras, una serie de emisiones masivas de productos volcánicos que tuvieron lugar a finales del Pérmico, en Siberia y China y que produjeron un cambio climático a escala global.

3.2.4. Proyección balística de piroclastos

Los piroclastos de proyección balística son aquellos que no siguen trayectorias afectadas por el viento o por la dinámica de la columna eruptiva y son expulsados siguiendo una trayectoria balística. Son piroclastos de mayor tamaño (lapillis, bombas y bloques). El área de dispersión de los mismos es más restringida que para el caso de las cenizas.

Los piroclastos de proyección balística pueden ocasionar impactos directos sobre propiedades o personas e incluso incendios.

3.2.5. Flujos de lava

Cuando el magma alcanza la superficie a través de un centro de emisión o de una fisura eruptiva se genera un flujo de lava que constituye uno de los peligros volcánicos más comunes. Son tres los factores que van a determinar la morfología de los flujos de lava: (1) la tasa de emisión (volumen de lava emitido por unidad de tiempo), (2) la viscosidad de la lava y (3) la pendiente topográfica. La tasa de emisión es el factor más importante (Walker, 1973), ya que en función de éste los caudales de flujo pueden variar desde $<10 \text{ m}^3/\text{s}$, hasta decenas de metros cúbicos por segundo. Las pendientes topográficas circundantes al área de emisión determinarán la canalización de los flujos de lava, así como la velocidad y el emplazamiento de los mismos. En función de la composición de estos flujos, su viscosidad varía desde flujos densos y viscosos, asociados a lavas ácidas (lavas dacíticas y riolíticas), los cuales se desplazan lentamente formando flujos de lava cortos y gruesos que cubren normalmente pocos Km^2 , hasta flujos fluidos asociados a lavas basálticas, que tienden a producir flujos poco potentes y de mayor longitud, que en algunos casos pueden cubrir grandes áreas.

Los flujos de lava pueden enterrar y destruir parcial o totalmente todo aquello que encuentran a su paso. Pese a que la actividad efusiva de un volcán se suele considerar como un evento tranquilo, las coladas de lava pueden alcanzar grandes distancias pudiendo provocar, incendios y devastación de cualquier estructura a su paso. Adicionalmente, se pueden producir incendios en las zonas aledañas al flujo de lava, que pueden extenderse pudiendo afectar a zonas alejadas a los límites del flujo. Por otro lado, tienen la capacidad de fundir masas importantes de nieve y hielo, pudiendo evacuar grandes cantidades de agua e incluso generar lahares. Además y dado que los flujos de lava discurren principalmente por barrancos, éstos pueden represar los cauces dando lugar a embalses naturales o lagunas, que pueden generar inundaciones considerables. Finalmente, cuando las lavas son muy viscosas pueden acumularse en el centro emisor formando domos, que pueden actuar como "tapones" que dificultan la liberación de gases desde el interior del volcán, dando lugar a explosiones muy violentas que pueden producir flujos piroclásticos.

3.2.6. Flujos piroclásticos

Los flujos piroclásticos son mezclas de fragmentos rocosos y gases que se mueven rápidamente a ras del suelo, desencadenados por una erupción volcánica explosiva y accionados por la gravedad. Se trata de uno de los procesos volcánicos más peligrosos que existen. Los flujos piroclásticos que tienen una gran concentración de bloques frente a finos se denominan coladas piroclásticas. Aquellas que tienen una baja densidad en bloques frente al material fino que transportan se conocen como oleadas piroclásticas. Las explosiones dirigidas son corrientes piroclásticas complejas que muestran características tanto de flujos como de oleadas piroclásticas.

Las coladas piroclásticas son masas calientes (300 a 800 °C) de piroclastos y gases que se movilizan a ras de suelo alcanzando velocidades de cientos de metros por segundo. Se componen normalmente de dos partes, una basal densa y pegada al suelo, y una en forma de nube turbulenta de ceniza que cabalga sobre la basal. Suelen originarse por el colapso gravitacional de altas columnas eruptivas. Una vez iniciado el flujo, éste se sustenta por la fluidización parcial de dicho flujo debido al escape de gases.

Las oleadas piroclásticas son flujos diluidos turbulentos cargados de material fino que fluyen sobre la superficie del terreno a alta velocidad. Pueden generarse en el frente

de avance de un flujo piroclástico. Debido a que tienen una gran movilidad pueden afectar a áreas más extensas de las afectadas por los flujos piroclásticos. Existe un tipo de oleadas conocidas como oleadas piroclásticas frías o basales que se generan en erupciones hidrovulcánicas.

Las explosiones lateralmente dirigidas son fenómenos complejos que comparten características tanto de flujos como de oleadas piroclásticas. Se forman por despresurización repentina del sistema magmático dentro del volcán. Generan una corriente de densidad que se mueve a velocidades muy altas (100 m/s).

Tanto las coladas y las oleadas piroclásticas, como las explosiones lateralmente dirigidas, pueden generar muerte por asfixia, enterramiento, incineración e impacto. Ocasionalmente pueden formar lahares y causar incendios. El movimiento rápido del material puede provocar además ondas de presión o de choque causando la rotura de cristales en lugares muy distantes al centro de emisión.

3.2.7. Lahares

Los lahares son flujos de material sólido transportado en masa mezclado con agua, bien de lluvia, de lago o de deshielo. Son depósitos fríos o calientes de alta densidad y viscosidad. Pueden transportar grandes fragmentos rocosos y su volumen puede alcanzar algunos Km^3 pudiendo recorrer decenas de kilómetros.

Pueden destruir estructuras importantes a su paso, como puentes, e incluso sepultar otro tipo de infraestructuras. Un ejemplo reciente fue el lahar generado a partir de la erupción del Nevado del Ruiz en 1985, que produjo la fusión parcial del hielo de la cumbre y provocó un violento flujo que fue canalizado por barrancos hasta llegar a sepultar la ciudad de Armero (Colombia).

3.2.8. Movimientos del terreno

Este tipo de procesos son comunes en volcanes debido a la existencia de fuertes pendientes, a la formación de fallas, al colapso de techos de tubos volcánicos o a la deformación asociada al volcán. Durante algunas erupciones explosivas, el vaciamiento rápido de la cámara magmática puede provocar un fallo de la cúpula del volcán dando lugar a la formación de una caldera volcánica.

Muchos volcanes experimentan deformación que se manifiesta por el incremento o disminución del volumen de ciertas zonas cercanas al edificio volcánico. Estas deformaciones del terreno relacionadas con la actividad volcánica pueden ser provocadas por diferentes causas como la intrusión o el desplazamiento del magma, la desgasificación, la redistribución de cuerpos de agua o bien debido a movimientos internos de flujos geotermales.

Las caídas o avalanchas de material y deslizamientos en masa generalmente tienen lugar de manera repentina y pueden enterrar y destruir todo lo que se encuentran a su paso. Pueden, como en el caso de los flujos piroclásticos, producir lahares si encuentran masas de agua a su paso e incluso dar lugar a tsunamis si entran en contacto con grandes masas de agua. El mayor deslizamiento volcánico registrado en tiempos históricos ocurrió durante el inicio de la erupción del Monte Santa Elena (Estados Unidos) el 18 de mayo de 1980.

3.2.9. Tsunamis

Son olas o trenes de olas marinas de largo período generadas por deformaciones bruscas del fondo del mar que provocan un desplazamiento rápido de grandes masas de agua. Normalmente están asociados a maremotos, pero pueden producirse también por la entrada brusca en masas de agua de flujos piroclásticos y masas deslizadas, por actividad volcánica, incluso por ondas de choque que se acoplan al mar. Sus efectos van a depender de aspectos como la topografía y la orientación de la costa, la existencia o no de islas, las cuales actuarán como obstáculos, la situación de pleamar o bajamar y la distancia a la que se encuentra el origen, entre otros factores.

CAPÍTULO 4:

PELIGROSIDAD VOLCÁNICA EN ZONAS COSTERAS CANARIAS

CAPÍTULO 4: PELIGROSIDAD VOLCÁNICA EN ZONAS COSTERAS CANARIAS

4.1 Erupciones históricas y recientes en Canarias

4.1.1. Las erupciones históricas

El vulcanismo en el archipiélago Canario se ha mantenido activo en los últimos quinientos años, de forma que en las islas se contabilizan un total de 14 erupciones desde finales del s. XV (Tabla 4.1). Los materiales emitidos en estas erupciones han cubierto amplias superficies, se han canalizado por algunos barrancos y en ocasiones, han alcanzado el mar, produciendo varios efectos como la modificación de la línea de costa, la contaminación de acuíferos costeros o el desplazamiento de las faunas marinas.

AÑO	DURACIÓN	VOLCÁN-ERUPCIÓN	ISLA	Llegada al mar
1430/1440?	?	TACANDE O MONTAÑA QUEMADA	La Palma	No alcanzó el mar
1492	?	BOCA CANGREJO	Tenerife	No alcanzó el mar
1585	19 May./ 10 Agos.	TEHUYA	La Palma	Alcanzó el mar
1646	2 Oct./ 21 Dic.	MARTÍN O TIGALATE	La Palma	Alcanzó el mar formando pequeña plataforma
1677-1678	17 Nov./ 21 Ene.	SAN ANTONIO	La Palma	Formó una gran plataforma costera
1704/1705	31 Dic. /4-5 Ene.	SIETE FUENTES	Tenerife	No alcanzaron el mar
	5-16 Ene.	FASNIA	Tenerife	
	2 Febr. /27 Mar.	ARAFO	Tenerife	
1706	5 May./13 Jun.	GARACHICO O MONTAÑA NEGRA	Tenerife	Alcanzó el mar y destruyó el puerto de Garachico
1712	9 Oct./ 3 Dic.	EL CHARCO	La Palma	Formó una gran plataforma costera
1730-36	1 Sep./16 Abr.	TIMANFAYA	Lanzarote	Alcanzó el mar incrementando la superficie de la isla por el Oeste. Erupciones submarinas
1798	9 Jun./ 14-15 Sep.	CHAHORRA O NARICES DEL TEIDE	Tenerife	No alcanzó el mar
1824	31 Jul.	TAO O CLÉRIGO DUARTE	Lanzarote	No alcanzó el mar
	29 Sep./ 5 Oct.	NUEVO DEL FUEGO O CHINERO	Lanzarote	Alcanzó el mar
	16-24 Oct.	TINGUATÓN O VOLCÁN NUEVO	Lanzarote	No alcanzó el mar
1909	18-27 Nov.	CHINYERO	Tenerife	No alcanzó el mar
1949	24 Jun./30 Jul.	SAN JUAN O NAMBROQUE	La Palma	Alcanzó el mar y formó plataforma
1971	26 Oct./ 18 Nov.	TENEGUÍA	La Palma	Alcanzó el mar ganándole terreno y modificando la línea de costa

TABLA 4.1 Erupciones históricas en el archipiélago Canario. Basada en datos de Romero (1991) y Carracedo et al., (2006).

De las 14 erupciones documentadas en el archipiélago canario, en nueve de ellas, los productos de dichas erupciones han alcanzado el mar. El que las coladas de una erupción lleguen o no al mar, va a depender de la mayor o menor proximidad de los ejes volcánicos activos con respecto al mar, de la localización geográfica de los centros eruptivos, de los obstáculos topográficos que encuentran en su avance, de la pendiente por la que discurren y de la mayor o menor fluidez de la lava. En el archipiélago han tenido lugar erupciones como las del Teneguía y San Antonio (La Palma), en las cuales las coladas han recorrido escasos 2 Km para alcanzar el mar. Otras, como la erupción del volcán San Juan, han recorrido hasta 7 Km para poder alcanzar la orilla. Hay coladas que han recorrido longitudes superiores a los 9 Km que no han alcanzado el mar, como las que se formaron en las erupciones de Tacande y Arafo, y otras, como la del Timanfaya, recorrieron grandes distancias, hasta 20 Km y alcanzaron el mar incrementando la superficie de la parte oeste de la isla de Lanzarote.

Como se ha mencionado anteriormente, las erupciones volcánicas pueden clasificarse de varias formas en función de los parámetros que se tengan en cuenta (contexto geodinámico, explosividad, conducto de alimentación...). Para describir la naturaleza de las erupciones en el archipiélago canario se ha tenido en cuenta el grado de explosividad de las mismas, diferenciando así entre erupciones efusivas y explosivas. Esta clasificación permite diferenciar el volcanismo de una manera simple a partir de sus depósitos. El resto de clasificaciones son más complicadas de utilizar en Canarias dado que no se dispone de datos como la dispersión de los piroclastos o la altura de la columna eruptiva.

Todas las erupciones registradas históricamente en el archipiélago han tenido un comportamiento eminentemente efusivo, de carácter tranquilo. Se trata de erupciones fisurales en las que la intersección de un dique (conducto por el que asciende el magma) con la superficie da lugar a la erupción de magma a través de uno o varios centros de emisión localizados a lo largo de la fisura eruptiva. Las erupciones históricas han tenido lugar únicamente en las islas de Lanzarote, Tenerife y La Palma, siendo característico de todas ellas el asociarse a las estructuras geológicas más jóvenes de cada isla, como son las zonas de rift o dorsales.

De las catorce erupciones documentadas (Tabla 4.1), siete de éstas han tenido lugar en La Palma. Todas ellas han afectado únicamente al sector meridional de la isla (Dorsal de Cumbre Vieja), alineándose según una directriz predominante N-S. Una de estas erupciones es la más reciente del archipiélago canario y tuvo lugar en 1971, dando lugar al volcán Teneguía. Esta erupción se produjo a lo largo de una fisura eruptiva de 200 m de longitud. La erupción fue precedida por una serie de eventos sísmicos. Los productos emitidos fueron lavas de tipo basáltico acompañadas de emisión de piroclastos y gases.

Las erupciones históricas que se han dado en la isla de Tenerife son seis (Tabla 4.1), aunque pueden considerarse cuatro, dado que una de ellas se corresponde con un episodio triple (Sietefuentes-Fasnia-Arafo). Los eventos eruptivos han tenido lugar en las dorsales NE y NO de la isla, así como en el complejo central Teide-Pico Viejo. Estas erupciones han tenido un carácter eminentemente efusivo estromboliano, destacando que en alguna de ellas tuvieron lugar fases hidromagmáticas por interacción magma-agua como en la erupción de Narices del Teide.

Tan solo dos erupciones han ocurrido en la isla de Lanzarote durante el periodo histórico. La erupción ocurrida en Lanzarote entre el 1 de septiembre de 1730 y el 16 de abril de 1736 es la de más duración del archipiélago. Esta erupción dio lugar a un extenso campo de lavas y piroclastos, llevando consigo la ganancia de varios Km² al mar. La erupción más reciente de la isla es la del volcán Chinero, en 1984, que emitió lavas muy fluidas que recorrieron 13 Km en tan sólo 4 días y llegaron a la costa. Ambos episodios eruptivos fueron de tipo fisural efusivo, con centros de emisión alineados según una dirección preferente ENE-OSO.

4.1.2. Las erupciones recientes

El periodo histórico en Canarias se limita a los últimos cinco siglos, lo que resulta en una escasez de información sobre los procesos volcánicos recientes en el archipiélago. Por lo tanto y con el fin de obtener información estadística de los procesos volcánicos ocurridos en Canarias es necesario recurrir al registro geológico y estudiar las erupciones recientes.

El volcanismo reciente del archipiélago tiene, en general, características similares a las del volcanismo histórico. Es decir, la mayoría de las erupciones son efusivas y fisurales. Sin embargo, se observan además depósitos de erupciones hidromagmáticas y una erupción explosiva. Esta última ocurrió hace unos 2000 años en las Cañadas del Teide (Tenerife) y dio lugar al volcán de Montaña Blanca (Ablay et al., 1995). El depósito asociado a esta erupción consiste en materiales piroclásticos de caída pumíticos.

En Lanzarote, el volcán de El Golfo es un ejemplo típico de hidrovulcanismo en zona costera, donde el magma ha interactuado con agua de mar. Esta interacción da origen a una alteración del material volcánico que resulta en la formación de palagonita, mineral que da el color anaranjado característico de estos edificios. Se trata de un edificio hidromagmático de tipo “cono de tobas” (tuff cone), desarrollado en zona costera, que está formado por depósitos de oleadas piroclásticas basales (base surges) originadas por colapso de sucesivas columnas eruptivas hidromagmáticas de escasa altura. Según Martí y Colombo (1990) este volcán tendría un modelo de tipo surtseyano con algunas diferencias significativas propias. Otros ejemplos de volcanismo hidromagmático en Lanzarote lo constituyen algunos de las manifestaciones volcánicas que se encuentran en los Islotes del N y S de la Isla (La Graciosa, Montaña Clara, Alegranza y Roque del Este y Lobos). Además de otros como Tinguatón, El Cuchillo o los volcanes de Sío.

En el caso de Gran Canaria, la Caldera de Bandama es un claro ejemplo de edificio en cuya formación han intervenido tanto procesos efusivos como procesos hidrovulcánicos, en este caso freatomagmáticos. Es decir, es el agua subterránea la que interactúa con el magma. Las primeras fases de formación de la caldera se caracterizaron por erupciones de baja explosividad tipo estromboliano con emisión de lavas y piroclastos de caída y proyección balística. En fases posteriores el magma interactuó con las aguas subterráneas dando lugar a depósitos de coladas y oleadas piroclásticas y brechas de explosión. Los depósitos de oleadas piroclásticas de la caldera de Bandama se encuentran intercalados entre los depósitos piroclásticos de caída, y se extienden en un área de hasta 10,8 Km² (Hansen y Moreno, 2008). Otros ejemplos de edificios generados por hidrovulcanismo en Gran Canaria son La Calderilla y la Caldera de los Marteles.

En el caso de la isla de Tenerife se encuentra la Montaña de Los Erales. Esta es un cono de cinder situado en el litoral meridional de la isla. El estilo eruptivo de este aparato volcánico cambió progresivamente durante la erupción de una fase inicial hidrovulcánica, caracteriza por una importante interacción magma-agua, probablemente relacionada con una cantidad limitada de agua superficial o freática a una final enteramente estromboliana (Clarke et al., 2005). Otros ejemplos de hidrovulcanismo en la isla de Tenerife los constituyen: el maar de Montaña Pelada, Caldera del Rey, Montaña Amarilla, etc. (De la Nuez et al., 1993).

4.2 Peligrosidad volcánica en las zonas costeras canarias

Los principales peligros derivados de una erupción volcánica que pueden afectar a las costas del archipiélago canario van a estar relacionados con la emisión de gases y cenizas, con la emisión de lavas y con la generación de tsunamis y deslizamientos.

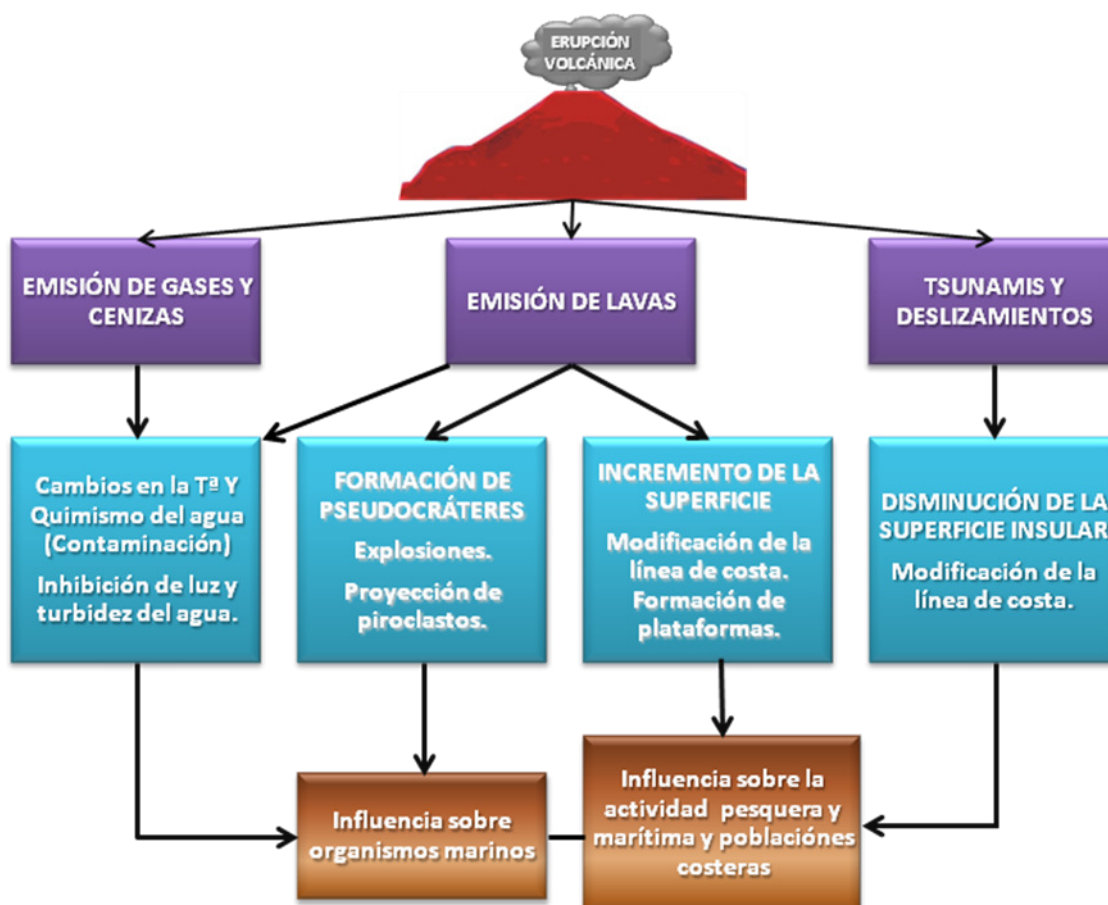


FIGURA 4.1 Esquema de los principales peligros volcánicos y sus efectos, que pueden afectar a las zonas costeras canarias.

4.2.1. Emisión de gases y cenizas.

Contaminación atmosférica y de aguas subterráneas y superficiales.

Los gases volcánicos solubles en agua pueden alterar significativamente las condiciones de las aguas oceánicas pero también las de las aguas superficiales en ríos, lagos, suelos, glaciares, nieve e incluso afectar a la vegetación. En la erupción de 1992 del volcán Copahue (Chile), los lahares que discurrieron hacia el río Lomín hicieron descender el pH de sus aguas hasta un valor de 4 a 5, produciendo la mortandad de miles de peces. También se pueden producir cambios en las propiedades fisicoquímicas de las aguas termales y acuíferos costeros del entorno de la zona volcánica en erupción. En algunos casos se han registrado variaciones en el pH, elevación de las temperaturas, cambios en las razones entre compuestos químicos (cloruros/sulfatos), etc.

Todas las erupciones históricas en el archipiélago canario han estado precedidas o acompañadas de la emisión de gases. Se ha documentado que tanto en la erupción del volcán de San Antonio como en la del Teneguía, ambas en La Palma, hubo una víctima mortal en cada una por inhalación de gases tóxicos.

4.2.2. Emisión de lavas-Incremento de la superficie

En islas en las que todavía el volcanismo es activo, cabe esperar en un futuro geológico cercano, la aparición de nuevas emisiones volcánicas que contribuirán con el crecimiento de dichas islas. Principalmente se trata de emisiones lávicas, ya que estas son más resistentes a la erosión del mar que los depósitos piroclásticos.

Cuando las coladas de lava alcanzan el mar, dan lugar a la formación de rasas marinas o plataformas que son también denominadas “islas bajas”. Estas plataformas modifican la línea de costa, quedando la anterior fuera de los procesos erosivos marítimos. Las costas marinas pueden por tanto, ser modeladas por procesos volcánicos y ser clasificadas en función del proceso volcánico actuante (Finkl, 2004). Así se diferencia entre costas volcánicas de deposición, generadas por flujos de lava que presentan morfologías convexas hacia fuera o costas volcánicas de explosión, cuyas morfologías son principalmente cóncavas hacia fuera.

En Canarias son numerosas las erupciones que han alcanzado la costa en tiempos recientes, principalmente debido a la escasa superficie de las islas. Un ejemplo histórico

de este proceso es el aumento de la superficie de la isla de La Palma debido a la erupción del Teneguía en 1971 (Fig. 4.1).

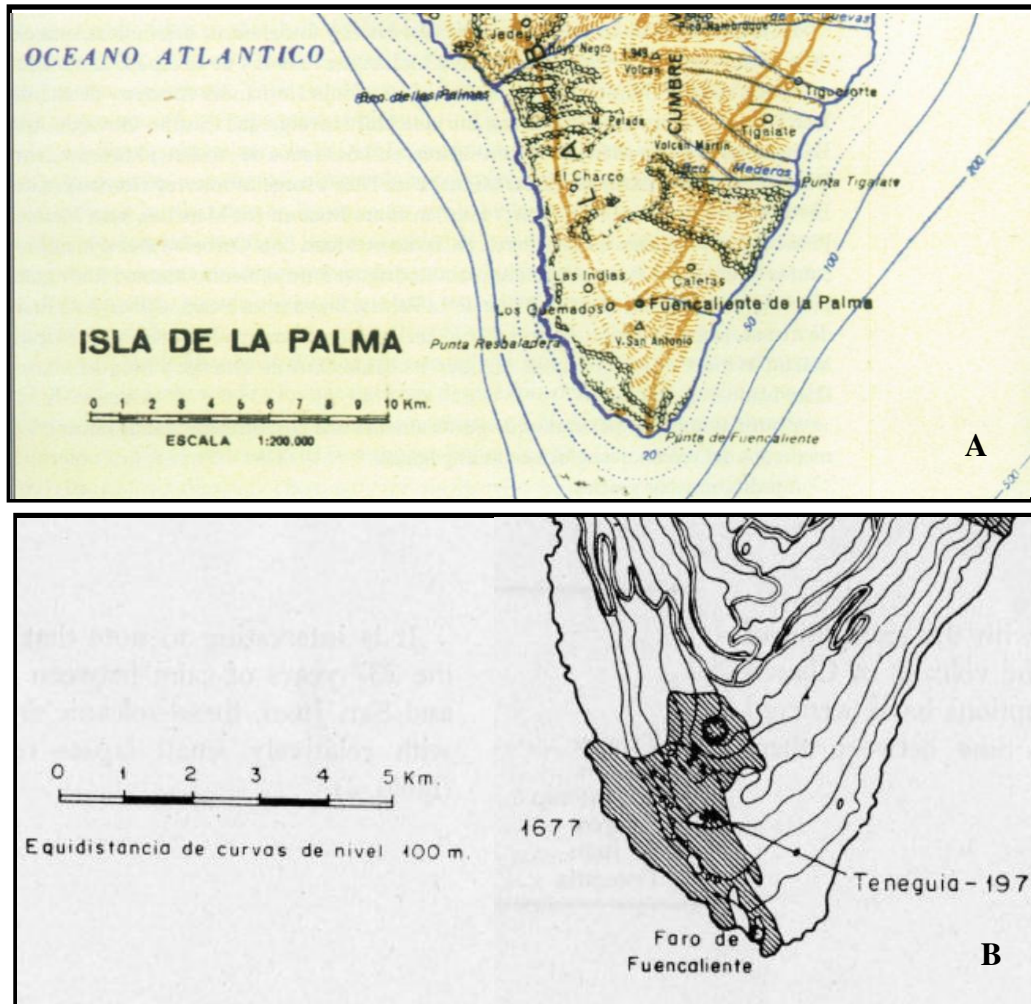


FIGURA 4.2 A) Fragmento de mapa de La Palma del año 1949. Fuente: Díaz Lorenzo, 2000.
 B) Fragmento de mapa de La Palma tras la erupción de 1971 del Teneguía. Se produjo un incremento de la superficie en el SO de la isla. Fuente: Afonso, 1974.

Cuando el flujo de lava está encauzado por un barranco con pendiente considerable, al llegar al mar o la zona costera más llana se forma una morfología en abanico, con la morfología convexa hacia fuera. En la figura 4.2 se puede observar un claro ejemplo de este fenómeno. Se trata de las coladas de una erupción volcánica reciente ocurrida en el sector norte del macizo de Anaga (Tenerife). Al producirse la erupción en un macizo antiguo, las lavas se canalizaron rápidamente por el barranco alcanzando rápidamente la costa donde se formó un abanico de lavas. Estos abanicos, debido a su suavidad topográfica, son aprovechados para asentamientos humanos.



FIGURA 4.3 Abanico o delta de lavas en el sector norte del macizo de Anaga (Tenerife).

Fuente: Google Earth.

4.2.3. Emisión de lavas - Formación de pseudocráteres

El emplazamiento de coladas de lava en zonas costeras constituidas por sedimentos arenosos saturados en agua, puede dar lugar a la formación de pseudocráteres. Estos son similares morfológicamente a los conos de cinder pero a diferencia de estos últimos no están alimentados por un conducto volcánico sino por la propia colada de lava. La formación de estas morfologías volcánicas se debe a que el agua intersticial contenido

en el sedimento se evapora y expande debido al calor del magma. Al tratar de escapar hacia la superficie, el vapor rompe el magma produciendo explosiones y dando lugar a la formación de material fragmentario. La acumulación del material fragmentario alrededor de los distintos puntos de salida del vapor de agua origina pequeños montículos formados por piroclastos soldados e incluso algunas bombas. La superficie característica de estas coladas está salpicada de conos de piroclastos sin raíz magmática con una distribución errática (Fig. 4.3).

La posibilidad de este proceso debe ser tenida en cuenta a la hora de delimitar el área de seguridad para la observación de coladas en este tipo de terrenos, ya que la proyección de piroclastos puede alcanzar distancias considerables.



FIGURA 4.4 Pseudocráteres formados durante una erupción hidromagmática en la zona sur de Tenerife. Fuente: Google Earth.

4.2.4. Tsunamis y deslizamientos

En islas volcánicas oceánicas son comunes las fracturas estructurales que dan lugar a que se produzcan deslizamientos que pueden desencadenar la formación de Tsunamis. Se ha estimado que alrededor de un 5 % de todos los tsunamis se forman por actividad volcánica, y al menos una quinta parte de estos resultan de deslizamientos inducidos volcánicamente (Smith y Shepherd, 1996). La magnitud del deslizamiento y la topografía submarina en las zonas costeras determina el tamaño e impacto de las ondas del tsunami.

Las fracturas estructurales de los edificios volcánicos son el resultado de numerosos procesos de desestabilización que contribuyen al colapso de parte del edificio. Estos procesos han sido diferenciados por Keating y McGuirre (2000) en dos tipos: aquellos que dominan durante los periodos en los que el volcanismo está activo (procesos endogénicos, intra-edificio), y aquellos que pueden darse en cualquier momento de la evolución del edificio (procesos exogénicos).

Los primeros pueden estar relacionados con el depósito de materiales volcánicos inestables sobre materiales marinos no consolidados, así como también con la inyección de diques en el edificio, con alteración termal, etc. En los procesos exógenos pueden actuar como desencadenantes de posibles deslizamientos, procesos como el colapso de depósitos submarinos, la formación de karst, cambios en el nivel del mar, la erosión marina, la propia actividad volcánica, etc.

Existen indicios que sugieren que en el pasado se produjeron grandes deslizamientos en Canarias: hasta nueve grandes deslizamientos producidos durante el Pleistoceno (desde 2,59 Ma hasta 11.700 años), entre los que destacan el de El Golfo en El Hierro, La Orotava en Tenerife y Taburiente en La Palma (Holcomb y Searle, 1991; Masson, 1996; Carracedo et al., 1999; Urgeles, 1999). Los deslizamientos se pueden producir en los flancos submarinos de la isla, sin afectar directamente la superficie emergida.

La única isla del archipiélago canario donde se han reconocido depósitos de Tsunami es la isla de Gran Canaria (Pérez Torrado et al., 2002). Estos depósitos de hasta 5 m de espesor se encuentran en la costa oeste de la isla (Valle de Agaete), y son de edad Pleistocena. El tsunami que dio lugar a estos depósitos ha sido interpretado como el resultado de una fractura de flanco masiva que tuvo lugar en el flanco este de la isla de Tenerife, en el Valle de Güímar, hace 800 ka.

4.2.5. Efectos sobre el hábitat marino

En el caso de que se produjese una erupción volcánica, otro de los efectos de ésta sobre las zonas costeras sería la afección al hábitat de los distintos organismos marinos, así como a la reproducción y cría de distintas especies, etc., aunque los daños causados sobre los organismos marinos dependerán del tipo de erupción y su localización, así como del tipo de peligro volcánico que tenga lugar.

Las cenizas y aerosoles emitidos durante una erupción, interfieren en la entrada de radiación solar, provocando inhibición de luz y turbidez en las aguas oceánicas, lo cual afectaría directamente a la producción marina en los océanos, y en consecuencia a toda la cadena trófica.

Hay que tener en cuenta también los cambios de temperatura que se experimentarán en las zonas marinas afectadas por una erupción. Los incrementos de temperatura repentinos producen en los organismos estrés, hiperventilación, falta de apetito, aletargamiento e incluso la muerte. El aumento de temperatura produce un aumento del metabolismo e intensifica la respiración de los seres vivos. También influye en el crecimiento así como en la reproducción de las especies. La recuperación de los ecosistemas marinos tras una erupción volcánica será función de la magnitud de dicha erupción, pero si los efectos de ésta son importantes puede llegar a ser muy lenta.

4.2.6. Efectos sobre la actividad pesquera y marítima

Las zonas costeras son utilizadas para actividades como la pesquería, turismo, recreación y la vida humana en general. Estas actividades pueden verse afectadas en caso de una erupción volcánica. Además de las dificultades comunes asociadas a la caída de cenizas como afección a motores de barcos, dificultad de visión, fallos de equipos de orientación y comunicación, etc., existen otros peligros que pueden causar la destrucción parcial o total de los puertos y flota. Entre ellos está la invasión de coladas de lavas, como queda constatado por el ejemplo histórico de la erupción del volcán de Garachico en 1706. Esta erupción ocurrió en la dorsal Noroeste de Tenerife, lejos del núcleo urbano. Sin embargo, las coladas emitidas destruyeron por completo el pueblo, que por entonces era el principal puerto de la isla y enlace con América.

La llegada al mar de posibles flujos piroclásticos es posible en la isla de Tenerife, en caso de que se produjese una erupción explosiva en el sistema central. En este caso, al igual que en el de las coladas, las zonas con mayor probabilidad de ser afectadas serán aquellas que se encuentren en la desembocadura de barrancos.

4.2.7. Efectos de las erupciones submarinas

El fondo oceánico en el marco de las Islas Canarias es un ejemplo más de la presencia de volcanismo submarino. Existen extensos bancos submarinos localizados al norte de

Lanzarote conocidos como Bancos de la Concepción y de Dacia y otro situado al sur del archipiélago, el Banco Sahariano. Otros edificios volcánicos han sido detectados en el canal que separa Gran Canaria de Tenerife, “el Volcán de En medio” (Fig. 4.4), o en la parte sur de la isla de El Hierro donde existen tres montes submarinos conocidos como “Las Hijas” (Rihm et al., 1998). Edificios volcánicos como estos suponen cambios topográficos que pueden conllevar modificaciones en la tipología de los ecosistemas marinos.

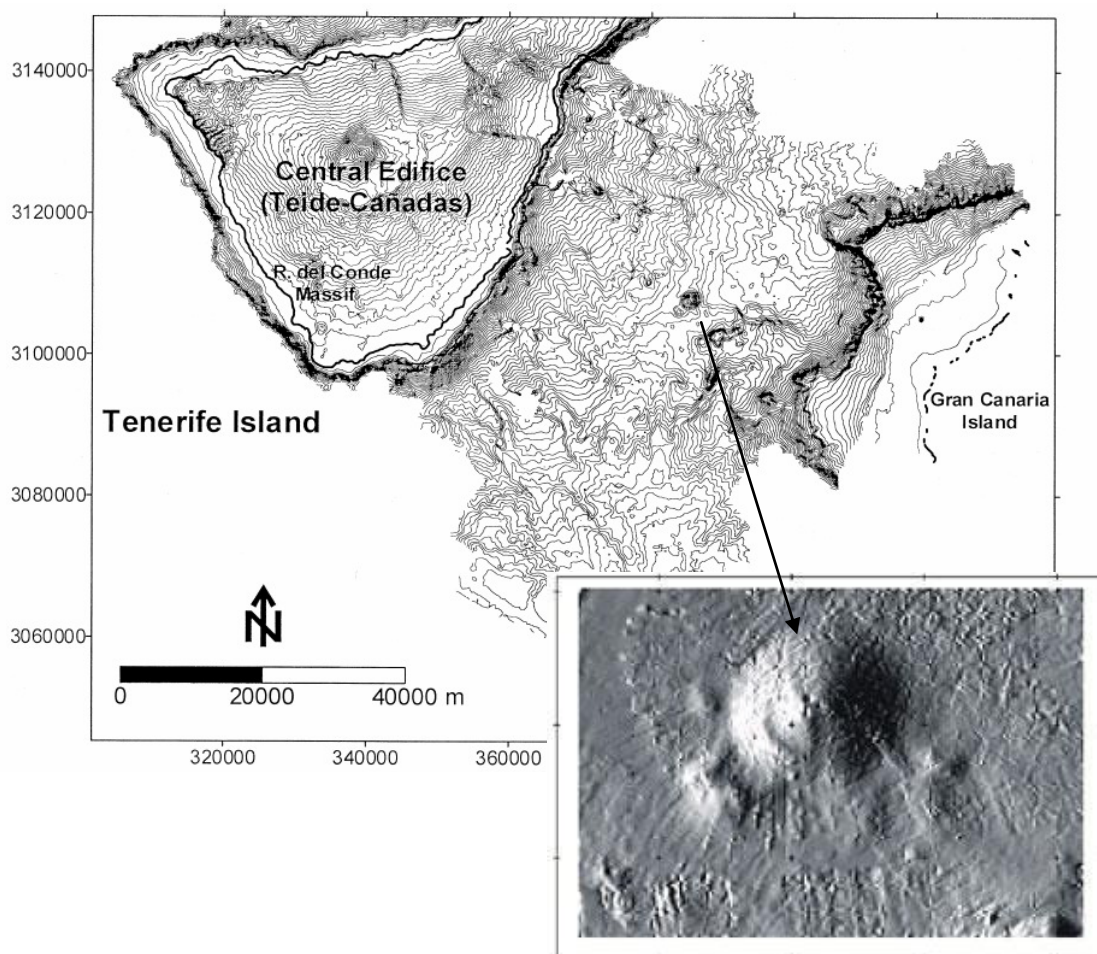


FIGURA 4.5 Mapa batimétrico en el que se reconoce el volcán submarino de Enmedio, situado entre las islas de Gran Canaria y Tenerife. (Palomo et al., 1998) y modelo digital de elevación del volcán de Enmedio a 2500 m. de profundidad (Instituto Nacional de Oceanografía, <http://www.ieo.es/zee/results.html>).

La actividad volcánica submarina permite la proliferación de especies capaces de vivir en condiciones extremas. En estas zonas la temperatura es muy alta y la falta de

oxígeno y de luz solar hace pensar en la no existencia de vida. Sin embargo, en estas zonas la emisión de metano y ácido sulfhídrico (H_2S) permite la existencia de gran cantidad de bacterias anaerobias, capaces de vivir sin luz solar ni oxígeno. Estas bacterias forman además la base de un ecosistema formado por comunidades complejas de organismos.

4.3 Discusión

Como se ha desarrollado durante el apartado 4.1.1, de las 14 erupciones históricas que han tenido lugar en el archipiélago, en 9 de ellas se ha producido la llegada de los productos volcánicos al mar. Este hecho pone de manifiesto la posibilidad de que erupciones futuras puedan afectar a las zonas costeras. Si retrocedemos en el tiempo, muchas de las erupciones recientes no sólo han emitido productos que han llegado al mar, sino que además algunas de ellas se han generado en la propia costa, dando lugar a conos volcánicos cuyos depósitos son característicos de la interacción del magma con las aguas marinas. Este es el caso de la mayoría de los volcanes que forman los islotes de La Graciosa, Montaña Clara, Alegranza y Lobos u otros conos volcánicos como el de la zona de El Golfo en Lanzarote, o Montaña Amarilla, Caldera del Rey y Montaña de los Erales, entre otros, en Tenerife (De la Nuez et al., 1993).

Puesto que el origen de los procesos volcánicos peligrosos no se limita a las zonas costeras, el análisis de la peligrosidad volcánica debe ser tratado a nivel insular. No obstante, podemos considerar los efectos particulares que los procesos volcánicos peligrosos pueden tener en las zonas costeras, siendo algunos de ellos exclusivos de estas áreas. En todo caso, no hay que olvidar que dichos efectos van a depender en gran medida de la magnitud de la erupción y del tipo de procesos que se desarrollen durante la misma. Todos los peligros volcánicos considerados pueden afectar de un modo directo al mar, o bien de manera indirecta a través de la atmósfera y luego alcanzar los océanos.

Por este motivo se ha propuesto definir una metodología que tenga como objetivo final la evaluación de la peligrosidad en las zonas subaéreas de cada una de las islas del archipiélago canario. Posteriormente y en base a los resultados de este primer análisis de peligrosidad a escala insular, se podrán realizar análisis más detallados de las zonas costeras.

CAPÍTULO 5:

PROPUESTA METODOLÓGICA PARA EL ANÁLISIS INTEGRADO DE LA PELIGROSIDAD VOLCÁNICA

CAPÍTULO 5 : PROPUESTA METODOLÓGICA PARA EL ANÁLISIS INTEGRADO DE LA PELIGROSIDAD VOLCÁNICA

5.1 Sistemas de Información Geográfica y riesgos volcánicos

Los Sistemas de Información Geográfica (SIG) permiten la integración organizada de un conjunto de datos que van a ser capturados, almacenados, manipulados, analizados, modelados y referenciados con el fin de resolver problemas complejos de investigación, planificación y gestión. La validez de un SIG reside principalmente en la capacidad que tiene de mostrar la realidad geográfica. A partir del análisis SIG se describen los elementos espaciales en función de su posición en la superficie, de sus atributos temáticos y de las relaciones entre ellos, y se dispone de los suficientes elementos de juicio para afrontar decisiones de futuro con el rigor necesario.

Un SIG es una herramienta que permite la integración de bases de datos espaciales y la implementación de diversas técnicas de análisis de datos. Una de las principales aplicaciones de los SIG es en el ámbito científico. Así los SIG se han convertido en la última década, en una herramienta básica en el estudio de los riesgos geológicos, ya que permiten una eficaz gestión del territorio desde distintos puntos de vista: ordenación territorial, ubicación de infraestructuras, gestión de catástrofes, protección civil, etc. A partir de los SIG se pueden evaluar los riesgos geológicos siguiendo una serie de tareas como la organización de los datos, la visualización de los mismos, la producción de mapas, la consulta y posterior análisis espacial, la previsión y la creación de modelos.

En concreto, la evaluación del riesgo y la peligrosidad volcánica requiere herramientas esenciales de SIG, con las cuales se pueden desarrollar mapas de inventario, susceptibilidad, escenarios, peligrosidad y riesgo volcánico. Compilar mapas de riesgo, minimizar el riesgo, diseñar planes de evacuación, responder a una erupción inminente o ya iniciada y disponer del registro completo de todas las infraestructuras son algunas de las acciones que permite un SIG en el ámbito de la gestión del riesgo volcánico (Pareschi, 2000).

Para el caso del archipiélago canario, la mayoría de los estudios sobre peligrosidad y riesgo volcánico realizados en los últimos años han estado basados en herramientas de SIG. En la mayoría de estos trabajos, la utilización de los SIG ha permitido la obtención de modelos y mapas útiles para la gestión y evaluación de la peligrosidad-riesgo volcánico. Algunos de estos trabajos (comentados en el apartado 1.1) se corresponden con tesis doctorales como las realizadas por Gómez-Fernández (1996), Felpeto (2002), Rodríguez González (2009), o trabajos de investigación como los de Carracedo et al. (2004a, 2004b, 2005) y Laín et al. (2008).

5.2 Metodologías previas del análisis de peligrosidad volcánica

Las metodologías existentes actualmente para llevar a cabo el análisis y la evaluación de la peligrosidad volcánica son numerosas y van a depender del enfoque que se desee aplicar, del volumen de datos e información disponible sobre los fenómenos a analizar, de la tipología de los mismos y del uso al que se destinen los resultados. Las principales metodologías que se utilizan para realizar el análisis de la peligrosidad son dos: la primera está basada en la utilización de árboles de probabilidad desarrollada sobre la experiencia adquirida durante crisis volcánicas, propuesta por Newhall y Hobblit (2002); la segunda metodología está basada en análisis probabilísticos (Gómez-Fernández, 1996, 1998, 2000) y permite generar cartografía cuantitativa de peligrosidad.

El análisis probabilístico se basa principalmente en la aplicación de un tipo específico de técnicas de simulación numérica que se denomina algoritmo de Monte Carlo. Este algoritmo tiene como objeto determinar las distribuciones de frecuencia y severidad de los eventos que pueden tener lugar en un área para un intervalo de tiempo determinado (Gómez-Fernández, 1996). Los modelos basados en simulaciones de Monte Carlo intentan reproducir el comportamiento del fenómeno volcánico (o cualquier otro fenómeno) a lo largo del tiempo, muestreando las variables que lo definen de forma aleatoria un número muy elevado de veces (iteraciones), cada una de las cuales representaría en el caso del volcanismo, un posible escenario eruptivo.

Mediante la integración de mapas de escenarios obtenidos de la aplicación de los métodos de simulación de Monte Carlo, se obtiene como resultado un mapa de zonificación de un peligro volcánico determinado, por ejemplo de lavas, que se denomina mapa de susceptibilidad. Es frecuente que los mapas obtenidos por estos medios se denominen erróneamente “mapas de peligrosidad” en la literatura volcanológica, ya que lo que representan no es la peligrosidad en sentido estricto, sino la probabilidad de invasión o distribución de los productos de un evento o escenario específico, sin tener en cuenta la variabilidad que el fenómeno pueda experimentar a lo largo del espacio ni del tiempo.

Debido a la complejidad que se deriva del análisis del fenómeno volcánico, en comparación con otros peligros, a la escasez de datos de que se dispone en la mayoría de las ocasiones, que dificulta la construcción de los modelos de datos, y a la falta de procedimientos automáticos para la generación de eventos (simuladores), la evaluación probabilística de la peligrosidad volcánica se ha enfrentado con muchas dificultades. La elaboración del proyecto VOLCANTEN (Laín et al., 2008) tuvo como objetivo principal paliar estas dificultades y desarrollar una metodología para la evaluación de la peligrosidad volcánica a partir de la cual se realizó la cartografía de peligrosidad volcánica para la isla de Tenerife, a escala 1:25.000. En este proyecto se llevó a cabo la creación de una base de datos, mediante herramientas de SIG y se construyó un simulador de eventos capaz de generar un elevado número de escenarios necesarios para generar la cartografía de peligrosidad de Tenerife.

A continuación se describe esta metodología con el fin de analizar aquellos aspectos mejorables para futuros análisis de peligrosidad volcánica en Canarias. Los pasos metodológicos del proyecto VOLCANTEN se resumen en la figura 5.1 y se detallan en los siguientes apartados.

5.2.1 Recopilación de datos existentes en una base de datos

El primer paso para el cálculo de la peligrosidad volcánica consiste en la recopilación de toda la información necesaria para la elaboración de una **base de datos** robusta. El modelo de datos se diseñó utilizando el programa ArcGIS 9.2 de ESRI (Enviromental

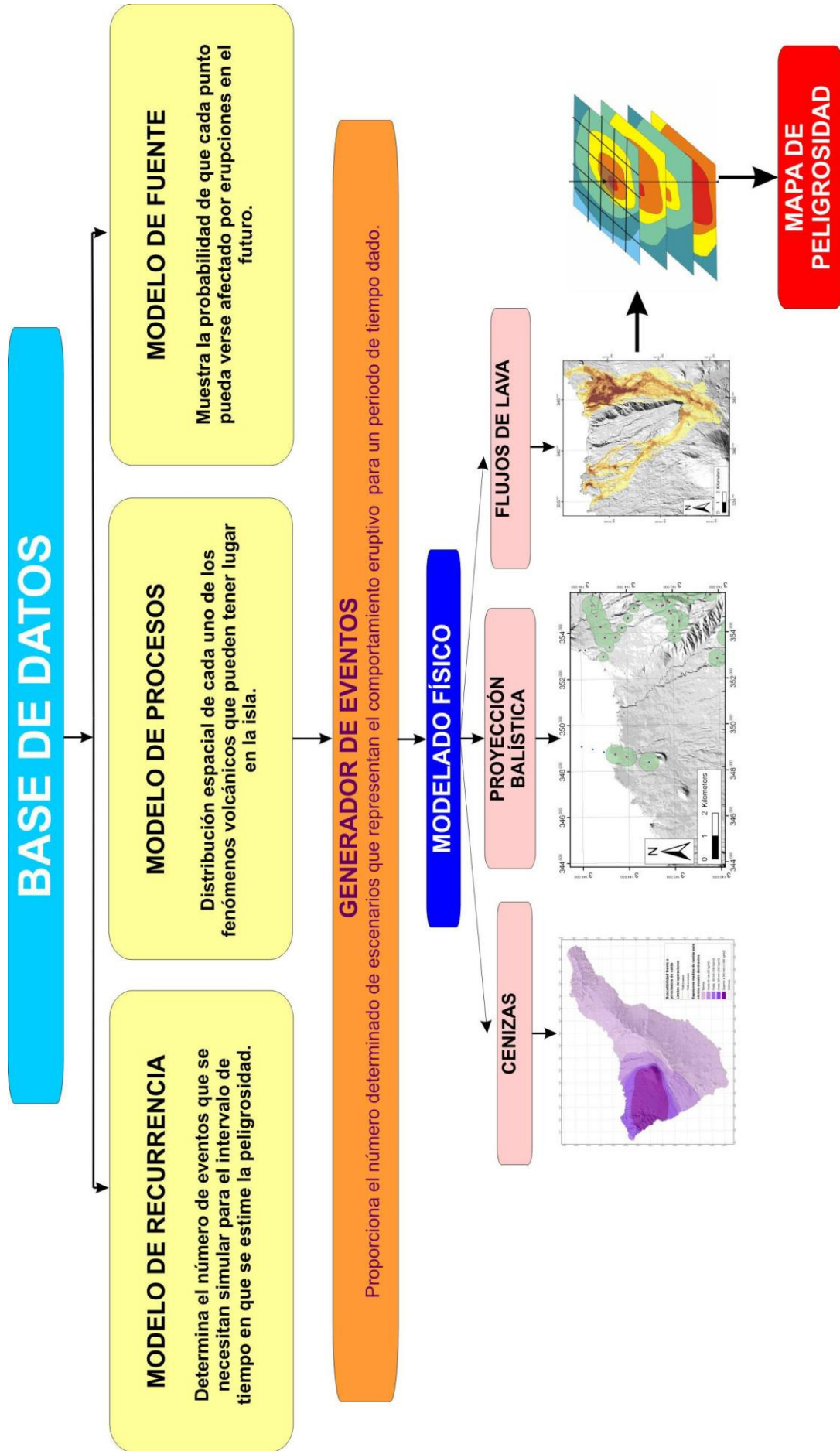


FIGURA 5.1 Esquema metodológico del proyecto VOLCANTEN para la obtención del mapa de peligrosidad volcánica de Tenerife.

Systems Research Institute) con la finalidad de disponer de una base de datos georeferenciada, de fácil acceso, actualización y modificación. Los datos incorporados a la base del proyecto VOLCANTEN incluyen un inventario de la bibliografía publicada, una cartografía básica de la isla de Tenerife, los centros de emisión, datos volcanoestructurales, datos geoquímicos, datos geocronológicos y otros datos necesarios para el modelado físico como el modelo digital de elevación, la distribución de los vientos a diferentes alturas, el número de centros de emisión por erupción, la longitud y orientación de las fisuras eruptivas, las tasas eruptivas, el volumen de material emitido, etc. Todos los datos fueron sometidos a un control de calidad previo a su incorporación en la base.

5.2.2 Generación de los modelos de fuente, retorno y peligrosidad

A partir del conjunto de la información incorporada en la base de datos se puede proceder a la estimación de la peligrosidad. Para realizar esta estimación es necesario conocer; (a) la probabilidad de ocurrencia de una erupción en un intervalo de tiempo determinado; (b) el lugar más probable donde se podría producir esta erupción; y (c) el comportamiento de dicha erupción, es decir, cuáles serán los mecanismos eruptivos que tendrán lugar, su magnitud y su zona de alcance. El conocimiento de estos aspectos dependerá del estudio de la historia eruptiva del área volcánica (Felpeto, 2002).

Para el cálculo de probabilidad de ocurrencia de una erupción es necesario conocer cómo ha sido la historia eruptiva pasada del volcán, así como su estado actual. El principal problema que se plantea cuando se quiere estimar la probabilidad de una erupción es que, salvo casos excepcionales, el registro histórico de la actividad volcánica para un área volcánica determinada es escaso. Así por ejemplo, el periodo de volcanismo histórico para el archipiélago canario tan sólo cubre los últimos 500 años. Esto implica que a la hora de aplicar modelos estadísticos para determinar la frecuencia de las erupciones, es preciso seleccionar cuidadosamente los datos de entrada, sin incluir datos poco fiables que puedan falsear el resultado (Felpeto, 2002).

En el proyecto VOLCANTEN se elaboró un **modelo de recurrencia** que proporciona al generador de eventos la base sobre la cual se determinan el número de simulaciones que se deben llevar a cabo con el fin de reproducir los escenarios probables durante un

periodo eruptivo determinado. Este modelo de recurrencia se basa principalmente en los datos geocronológicos del área de estudio y en los datos de erupciones históricas.

El **modelo de fuente** indica la probabilidad espacial de que ocurra una erupción y se obtiene a través del análisis de la distribución de los centros de emisión. La probabilidad de que se forme un nuevo centro de emisión se calcula para cada píxel como una función de la distancia a centros de emisión anteriores. El modelo de fuente muestra para la isla de Tenerife cómo las áreas con mayor probabilidad de alojar una erupción coinciden con la localización de las dorsales volcánicas de la isla (Fig. 5.2).

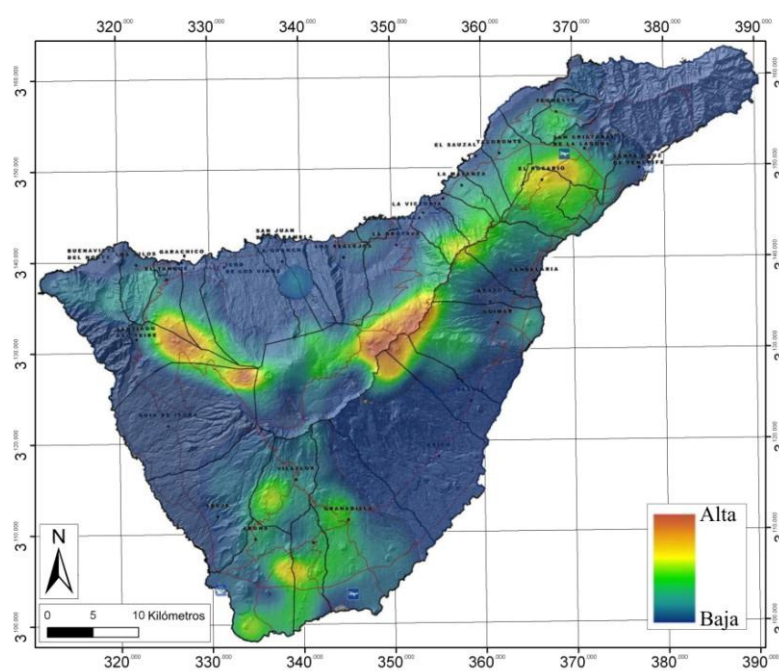


FIGURA 5.2 Modelo de fuente que muestra la probabilidad espacial de que ocurra una erupción en Tenerife (Laín et al., 2008).

A partir de la combinación de los modelos de fuente y recurrencia se desarrolla un **modelo de procesos**, del cual se deduce la probabilidad espacial de que ocurra una erupción de un estilo eruptivo y magnitud determinados. El modelo de procesos refleja las zonas preferentes en las que pueden tener lugar los diversos tipos de erupciones posibles en el futuro, a partir de la distribución de los centros emisores visibles y su tipología eruptiva. Para definir la tipología eruptiva hay que considerar tres parámetros fundamentales: la composición, la evolución e historia eruptiva y la explosividad potencial (Miller, 1989).

-La composición permite agrupar los eventos en torno a categorías de acuerdo con la clasificación petrológica de sus productos: composición básica, intermedia y sálica.

-Para la historia eruptiva se ha considerado el carácter monogénico o poligénico de las emisiones y la relación espacial que presentan los eventos con respecto al complejo Teide-Pico Viejo. De esta forma, se han separado aquellos centros que se encuentran situados en el área de influencia del volcanismo central de los que no presentan relación aparente con ella.

-La explosividad potencial de los eventos se ha analizado a partir de sus productos. Ésta se considera dependiente del carácter mono o poligénico de los eventos y aumenta con el grado de viscosidad.

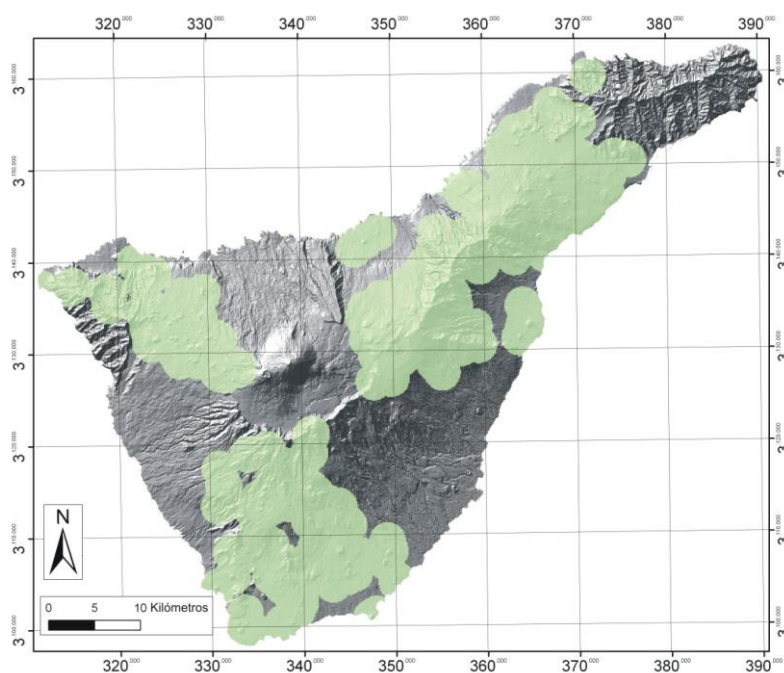


FIGURA 5.3 Modelo de peligros para erupciones básicas e intermedias (Laín et al., 2008).

5.2.3 Aplicación del generador de eventos

Con la información procedente de la base de datos y de los modelos anteriores se recurre al **generador de eventos** que permite generar un volumen importante de escenarios independientes que representan el comportamiento eruptivo de la isla durante un intervalo de tiempo determinado. Para ello, el generador de eventos hace uso de la

información depositada en el modelo de datos y a partir de ella genera las variables necesarias para la simulación de los fenómenos físicos relacionados con la ocurrencia de erupciones efusivas. El generador incorpora asimismo una serie de variables intrínsecas para la simulación que no se encuentran almacenadas directamente en el modelo de datos pero que resultan necesarias para la ejecución de los modelos físicos. Estas variables representan parámetros físicos o variables que definen la tipología eruptiva de los fenómenos. El generador de eventos constituye por tanto una herramienta que apoya el proceso iterativo de generación de datos para el análisis de la peligrosidad y constituye la pieza clave para la generación de la cartografía de peligrosidad.

5.2.4 Desarrollo de modelos físicos de procesos volcánicos.

Una vez realizados los modelos anteriores y conocido el número de escenarios eruptivos que se deben simular, el siguiente paso es la realización del **modelado físico o modelado de procesos**. Los modelos físicos simulan los procesos volcánicos y generan información como el área afectada por el proceso o el espesor de los depósitos resultantes. Los datos de entrada para el modelo físico se obtienen del generador de eventos. Los procesos volcánicos modelados en el proyecto VOLCANTEN fueron los flujos de lava, la proyección balística de piroclastos y la caída de cenizas.

-Los flujos de lava fueron simulados según el método de Miyamoto y Sasaki (1997). Su modelización requirió parámetros como la viscosidad, densidad, emisividad, calor específico, presión y temperatura de las lavas obtenidos a partir de la información de la base de datos. El modelado físico para flujos de lava además de representar la distribución espacial de las coladas lávicas (Fig. 5.4), ofrece información acerca del espesor de los depósitos.

-La proyección de piroclastos según una trayectoria balística fue simulada según un modelo basado en el movimiento parabólico. Este modelo tiene en cuenta los valores de la gravedad terrestre así como el ángulo y la velocidad inicial de los piroclastos. A partir de la modelización de este proceso se obtuvieron mapas que muestran la localización de los centros de emisión y el área de influencia de los piroclastos de proyección balística (Fig. 5.5).

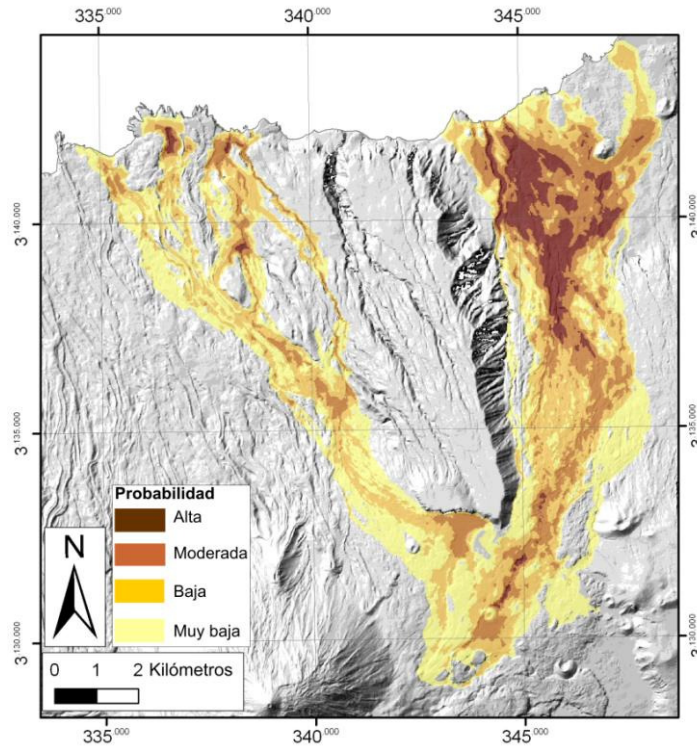


FIGURA 5.4 Escenario de flujo de lava durante una erupción hipotética en Tenerife (Laín et al., 2008).

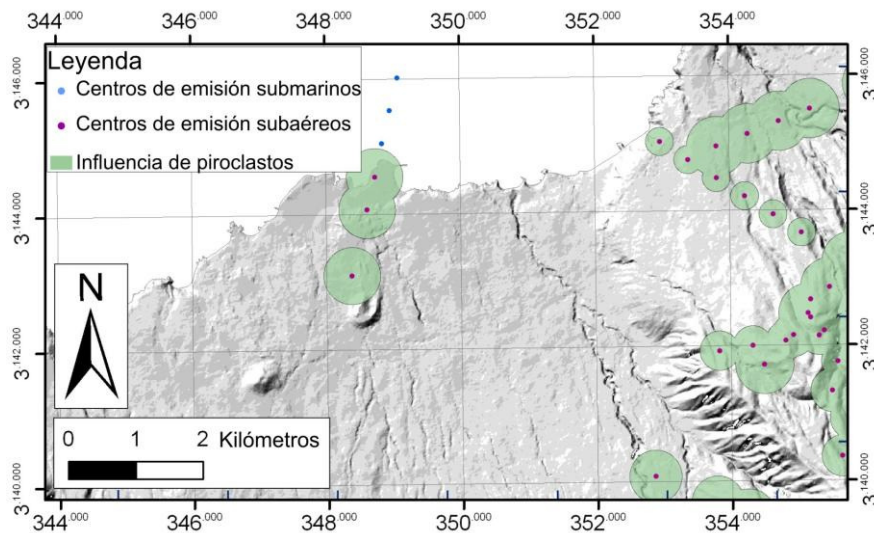


FIGURA 5.5 Simulación de centros eruptivos y distribución de piroclastos de proyección balística. (Laín et al., 2008).

- A lo largo de la historia geológica de Tenerife han sido comunes las erupciones de tipo explosivo, por este motivo se realizó además la modelización de caída de cenizas. Para su modelización se utilizó el programa HAZMAP (Macedonio y Costa., 2005). Este modelo depende de variables como la distribución del viento a lo largo del año y a

diferentes alturas, el volumen de magma de la erupción, la magnitud de dicha erupción, etc. El mapa de susceptibilidad frente a caída de cenizas (Fig. 5.6) ofrece información sobre la probabilidad de que un área sea afectada por la caída de cenizas, pero además se puede obtener para cada punto el espesor de la capa de cenizas. Esto permite la posibilidad de trazar zonas de seguridad para el tráfico aéreo y rodado.

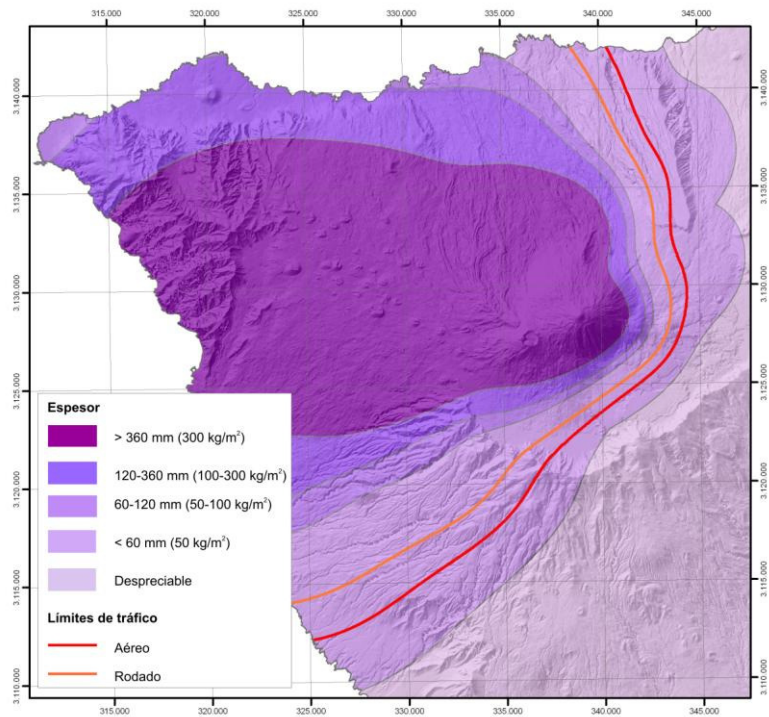


FIGURA 5.6 Mapa de susceptibilidad frente a caída de cenizas (Laín et al., 2008).

5.2.5 Cartografía de peligrosidad volcánica

El paso último en la metodología del proyecto VOLCANTEN es la obtención del **mapa de peligrosidad volcánica**. Mediante el análisis integrado de los escenarios simulados, en este caso solo se realizó el mapa de peligrosidad frente a coladas de lava por ser el único peligro volcánico para el que se disponía de datos suficientes. La cartografía se presentó en hojas a escala 1:25.000 en las que se incluye, además del mapa de peligrosidad frente a flujos de lava, el mapa de agrupaciones volcanológicas, mapas de escenarios de caída de piroclastos, flujos de lava y proyección balística de piroclastos. En este último mapa se representa también la localización de los centros eruptivos simulados (Fig. 5.7).

5.3 Propuesta metodológica mejorada para el análisis de peligrosidad volcánica

Tras revisar la metodología del proyecto VOLCANTEN y sus resultados se han observado diversos aspectos susceptibles de ser mejorados, que han sido incluidos en la metodológica propuesta en este apartado. En general son cambios que atañen principalmente a la base de datos, ya que los resultados serán tanto mejores cuanto mejor se conozca la historia volcánica de la zona y, por tanto, más y mejores datos se tengan. Es decir, una de las principales mejoras debe ser cuidar la calidad y aumentar la cantidad de los datos para el estudio de la peligrosidad volcánica en el resto del archipiélago, pero también en Tenerife, donde debido a este problema solamente se ha analizado la peligrosidad por invasión de coladas de lava. En definitiva, se trata de retomar los estudios volcanológicos básicos.

En este sentido, cabe destacar la importancia de los estudios volcánico-estructurales centrados en la localización de centros de emisión, de fallas y fracturas, de fisuras efusivas, etc. Estos datos van a mejorar principalmente el análisis de susceptibilidad, ya que ofrecen información sobre cuales han sido las zonas de ascenso preferente del magma. Con el conocimiento de la estructura volcánico-tectónica de las islas se deben redefinir los criterios para la localización de futuros centros de emisión.

Por otro lado, se pretende mejorar la simulación de algunos procesos como la proyección balística de piroclastos, así como integrar la modelización de erupciones hidromagmáticas. Finalmente, agilizar los procesos del generador de eventos deben ser los últimos pasos para disponer de una metodología que proporcione mediante álgebra de capas un mapa de peligrosidad volcánica integrado para cada una de las Islas Canarias. La metodología que se propone para el desarrollo de la base de datos sigue los siguientes pasos representados en el esquema de la figura 5.8:

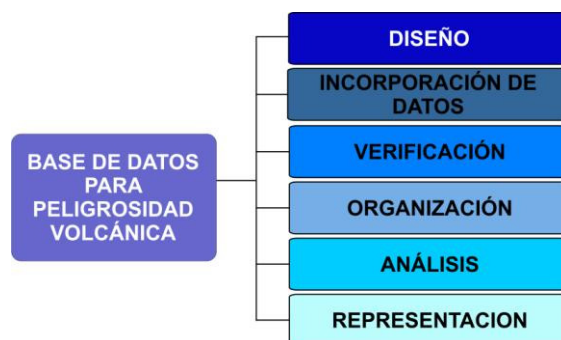


FIGURA 5.8 Pasos en la elaboración de la base de datos para el análisis de la peligrosidad volcánica.

5.3.1 Diseño de la base de datos

Como se ha mencionado anteriormente la base de los estudios de peligrosidad volcánica se asienta en la elaboración de bases de datos que contengan información precisa y detallada de todos los aspectos volcánicos que estén directamente relacionados con el análisis de la peligrosidad. Un buen análisis de la peligrosidad volcánica va a estar sostenido no sólo en un conjunto de datos de calidad, sino también en una buena selección y organización de esos datos.

En este estudio, se pretende diseñar una base de datos completa que permita el análisis de la peligrosidad volcánica en las Islas Canarias, mediante el uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG), los cuales establecen el núcleo a partir del cual es posible almacenar y gestionar grandes volúmenes de datos volcanológicos (datos geocronológicos, geoquímicos, geológicos, etc.). Para ello el diseño de la base de datos se realiza mediante el uso del programa ArcGIS© de ESRI® (Environmental Systems Research Institute), que nos permite tener todos los datos georeferenciados. El objetivo global que se persigue con esta propuesta es obtener una base de datos robusta en la que sea posible integrar a futuro nueva información y que pueda actualizarse con simplicidad y, en la medida de lo posible, automáticamente.

La base de datos comprende toda la información básica a partir de la cual va a ser posible generar el análisis de la peligrosidad volcánica. Para la creación de ésta se tienen en cuenta además de los datos geológicos, aquellos datos que nos permiten modelar procesos volcánicos de tipo efusivo e hidromagmático, puesto que las erupciones históricas y la mayor parte de las erupciones recientes en el archipiélago canario han tenido un marcado carácter efusivo básico, en las que en ocasiones ha habido interacción con agua. Para las erupciones efusivas los principales modelos serán de emplazamiento de coladas de lava y de proyección balística de piroclastos. En la Tabla 5.1 se recogen los parámetros que deben ser tenidos en cuenta para el modelado de estos procesos.

Principalmente esta base de datos integra dos tipos de datos: datos espaciales o geográficos y datos alfanuméricos. Dentro del primer grupo están comprendidas aquellas entidades geográficas asociadas a una localización concreta y representadas mediante objetos geométricos: puntos, líneas, polígonos, etc. y aquellos campos que

DATOS NECESARIOS PARA MODELIZACIÓN DE ERUPCIONES EFUSIVAS	FUENTE DE OBTENCIÓN DE DATOS	OBSERVACIONES
SIMULACIÓN DE COLADAS LÁVICAS		
Cartografía: topográfica, geológica, volcanológica, geomorfológica...	IGME, IGN, CSIC, GRAFCAN	Datos espaciales básicos (mapas).
Cartografía digital y geo-referenciada de extensión de las coladas y su recorrido		
Datos geocronológicos	Bibliografía Nuevas dataciones	Erupciones históricas y dataciones escasas
Datos volcano-estructurales: Nº centros emisores Longitud de la fractura (m) Orientación de la fractura	Bibliografía Nuevos datos campo	Interpretación y adaptación de la información histórica. Falta de estudios volcano-estructurales
Datos geoquímicos	Bibliografía Nuevos datos campo	Abundantes datos pero muy dispersos.
Tasa de emisión de materiales (m ³ /s)	A partir de datos volumétricos, longitud de las fisuras, duración de erupciones	Interpretación y adaptación de la información histórica. Se puede estimar para algunas erupciones recientes por métodos matemáticos
Superficie cubierta(km ²)	Bibliografía Datos de campo	Calculable para erupciones históricas. Mayor dificultad para erupciones más antiguas
Potencia media de las coladas (m)	Bibliografía Datos de campo	
Volumen emitido(x10e6 m ³)	Bibliografía Datos de campo	Calculable para erupciones históricas. Mayor dificultad para erupciones más antiguas
Duración (días)	Bibliografía Datos de campo	Se puede estimar para algunas erupciones recientes por métodos matemáticos
Distancia máxima de las coladas (km)	Bibliografía Datos de campo	
Densidad, temperatura de liquidus	A partir de datos geológicos, estructurales y geoquímicos	
Características composicionales de las lavas para definir su: viscosidad, explosividad, condiciones de flujo ...	A partir de datos geológicos y geoquímicos	
Tasas de recubrimiento: nº y frecuencia con que las coladas han recubierto una zona determinada.	Datos geocronológicos	Necesario conocer el periodo de recurrencia (imprescindible haber datado)
SIMULACIÓN DE PROYECTILES BALÍSTICOS		
Dimensión y morfología del cono (altura, volumen, área).	Datos geomorfológicos en campo	
Volumen de piroclastos (m ³)	Datos de campo	Se puede obtener el mapa de isopacas para piroclastos
Diámetro de bombas	Datos de campo	
Morfología de las bombas	Datos de campo	
Distancia máxima de las bombas (km)	Datos de campo	
Distribución de vientos a diferentes alturas	Datos de radiosonda o de estaciones meteorológicas	Dirección y velocidad de vientos a partir de datos de radiosonda
Velocidad de los proyectiles	A partir de datos anteriores	Obtención mediante fórmulas matemáticas

TABLA 5.1 Datos necesarios para la simulación de coladas lávicas o para la modelización de la trayectoria de piroclastos de proyección balística en erupciones efusivas.

representan la distribución de una variable continua sobre el terreno. Los formatos de los datos espaciales gestionados por un SIG pueden ser de dos tipos: vectorial y raster. Los datos alfanuméricos son datos no espaciales, comúnmente cifras y letras, que representan los atributos de los datos geográficos u otro tipo de datos como datos de sonido e imagen. Entre éstos pueden incluirse datos de tipo volcano-estructural, geoquímico, geocronológico así como un inventario completo de las referencias bibliográficas utilizadas.

Las relaciones entre los datos permiten estructurar la información disponible de tal manera que se disponga de un conjunto de tablas con la menor cantidad de datos posibles. Todas estas tablas están diseñadas principalmente con el propósito de evitar duplicidades en la información recopilada. En ellas dicha información puede ser almacenada de una forma coherente, ordenada y sencilla. Estas relaciones permiten disponer de información espacial asociada a las entidades geográficas y de información alfanumérica vinculada a estas entidades, pero almacenada en otras tablas. Cada tabla consiste en una serie de columnas o campos y de un conjunto de filas que constituyen la unidad básica de almacenamiento de la información. Tienen una estructura definida por una serie de campos que en algunos casos son comunes para todas las tablas, y en otros, dichos campos son propios de cada lista. Cada campo está constituido por un número determinado de registros.

En la figura 5.9 se muestra la relación propuesta en este trabajo entre las diferentes tablas que componen la base de datos. La selección de estas tablas y de cada uno de los registros que incluyen se ha realizado en función de la necesidad de aportar datos para las distintas etapas del análisis de peligrosidad volcánica. De esta forma se incluyen datos útiles para el análisis de susceptibilidad, el desarrollo de modelos de fenómenos volcánicos, etc. Las tablas de viento y bibliografía no están relacionadas pero se incluyen por contener información de interés para el análisis de peligrosidad. El resto de tablas están relacionadas con las unidades volcanológicas definidas para cada isla.

Existen campos comunes a las tablas relacionadas, como son el ID, la localización y las coordenadas. El ID representa el identificador del registro, el cual es único para cada uno de los registros de cada tabla. La localización representa el emplazamiento de los elementos de estudio, por ejemplo la situación de una muestra, de un dique, de un

centro de emisión, etc. Las coordenadas muestran el punto geográfico donde se localiza una colada de lava, una muestra concreta, una falla, etc. A continuación se detallan las distintas tablas que componen la base de datos y los campos que incluyen (Fig. 5.9).

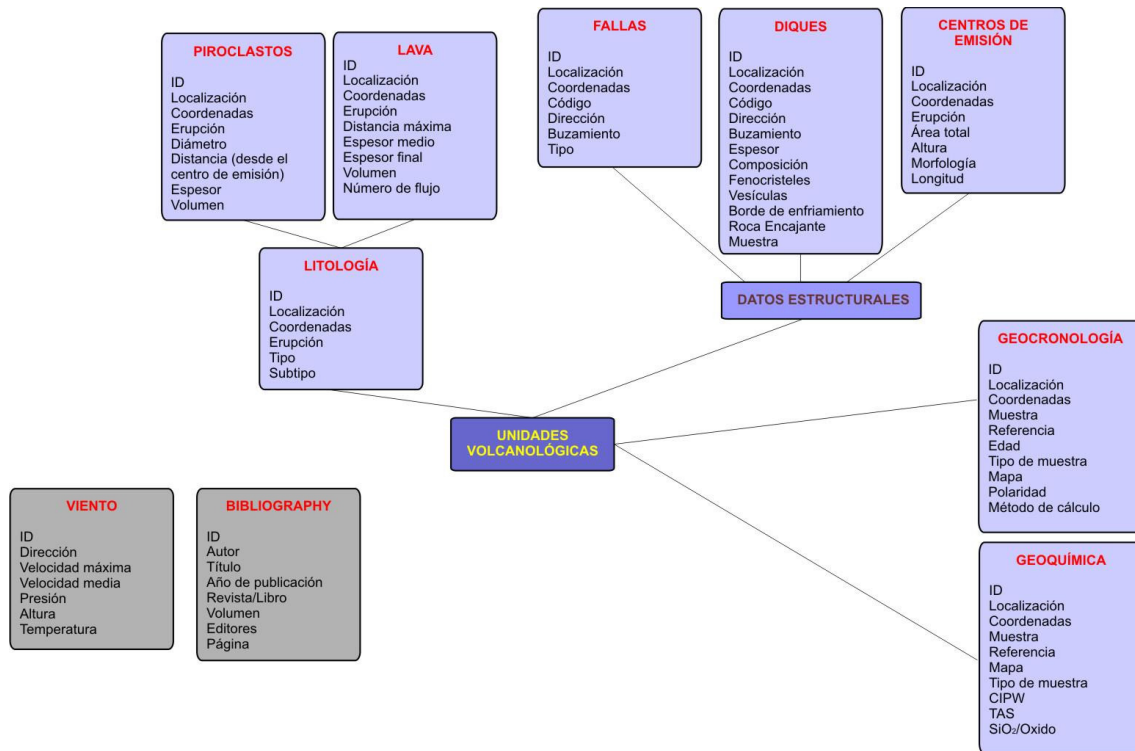


FIGURA 5.9 Relación entre las diferentes tablas que componen la Base de Datos.

Datos Litológicos

Estos datos se estructuran en una tabla de litología relacionada con dos tablas: una que contiene información sobre las coladas de lava y otra sobre los piroclastos.

Litología: indica los tipos litológicos existentes. Tiene varios campos:

- Erupción: evento volcánico al que pertenece la muestra en concreto.
- Tipo: categoría litológica a la que pertenece la muestra.
- Subtipo: grupo litológico perteneciente a la subdivisión de la categoría.

Lava: contiene los valores referentes a unidades individuales de lava.

- Erupción: evento volcánico al que pertenece la lava.
- Distancia máxima: recorrido total de la lava desde el centro de emisión hasta el punto de alcance máximo.

- Espesor medio: media de las potencias medidas a lo largo de una colada.
- Espesor máximo: potencia máxima de la colada de lava.
- Espesor final: potencia máxima en el frente de la colada.
- Volumen: espacio ocupado por el conjunto de lavas pertenecientes al mismo pulso eruptivo.
- Número de flujo: representa el número de colada emitida en una misma erupción.

Piroclastos: contiene los valores referentes a los piroclastos.

- Erupción: evento volcánico al que pertenece la muestra de piroclasto.
- Diámetro: diámetro medio de los piroclastos.
- Distancia: longitud desde el centro emisor a la que se encuentran los piroclastos.
- Espesor: potencia de una capa de piroclastos con el mismo diámetro.
- Volumen: espacio ocupado por el conjunto de piroclastos de iguales características (pertenecientes al mismo pulso eruptivo).

Datos Estructurales

La inclusión de datos de tipo volcano-estructural en la base de datos es una de las novedades con respecto al proyecto VOLCANTEN. Se trata de datos que ofrecen información sobre las posibles zonas de ascenso del magma. Se diferencian tres tipos de datos: fallas, diques y centros de emisión. Como información adicional, fuera de la base de datos se han diseñado unas fichas tipo con información organizada sobre las estructuras. En cada una de ellas se describen elementos característicos de los diques como la localización, coordenadas, la composición (cristales y vesículas), el espesor, la roca encajante, etc. todo ello acompañado de fotografías y figuras explicativas. Estas fichas podrán relacionarse con la cartografía estructural mediante hipervínculos. De manera que al seleccionar cada una de las estructuras estudiadas en el mapa se abra la ficha correspondiente. En el Anexo I se incluye un ejemplo de estas fichas.

Fallas: contiene los valores referentes a las fallas.

- Código: cifra asignada a la falla que permite su identificación en el campo.
- Dirección: ángulo que forma una línea horizontal contenida en el plano de falla con respecto al norte.

- Buzamiento: ángulo que forma el plano de falla con la horizontal.
- Tipo: clasificación en función de los esfuerzos que originan las fallas y de los movimientos relativos de los bloques. Fallas de tipo normal, inverso o transversal.

Diques: contiene las características referentes a los diques.

- Código: cifra asignada al dique que permite identificarlo en el campo.
- Dirección: ángulo que forma una línea horizontal contenida en el plano del dique con respecto al norte.
- Buzamiento: ángulo que forma el plano de falla con la horizontal.
- Espesor: potencia media del dique.
- Composición: litología del dique.
- Fenocristales: cristales observados en el dique.
- Vesículas: características de las estructuras formadas por el escape de gas en un dique.
- Borde de enfriamiento: existencia y características del borde de enfriamiento.
- Roca encajante: características de la roca en la que intruye el dique.
- Muestra: siglas de la muestra tomada de un dique.

Centros de Emisión: contiene las características referentes a los centros de emisión, que representan los puntos de la superficie terrestre donde se origina la erupción.

- Morfología: forma del centro de emisión.
- Erupción: evento volcánico al que corresponde el centro de emisión.
- Altura: cota máxima alcanzada por el centro de emisión.
- Longitud: extensión máxima que alcanza el centro de emisión.
- Área total: superficie total ocupada por el centro de emisión.

Datos Geocronológicos

Los datos geocronológicos son aquellos referentes a la edad de los materiales. Estos datos son esenciales para el conocimiento del periodo de retorno de las erupciones.

Geocronología: contiene información sobre la edad de los materiales.

- Muestra: siglas de la muestra sobre la que se ha hecho una datación.
- Referencia: autores que han realizado la geocronología.

- Edad de la muestra.
- Tipo de muestra: litología de la muestra.
- Mapa: hoja MAGNA sobre la que aparece la muestra datada.
- Polaridad: conocer en qué magnetozona se puede ubicar la muestra.
- Método de cálculo: técnica por la que se ha obtenido la edad (C^{14} , K-Ar, Ar-Ar...)

Datos Geoquímicos

Los datos geoquímicos que se incorporan a la base permiten además de conocer cuáles son los tipos composicionales más comunes en cada isla, tener en cuenta la asociación que existe entre la composición de los eventos y su ubicación en el espacio.

Geoquímica: datos referentes a la geoquímica (composición química) de los materiales.

- Muestra: siglas de la muestra sobre la que se ha hecho una datación.
- Referencia: autores que han realizado la geocronología.
- Mapa: hoja MAGNA sobre la que aparece la muestra datada.
- Tipo de muestra: litología de la muestra.
- CIPW: norma que convierte la composición química de una roca ígnea en una roca con composición química ideal.
- TAS: diagrama que muestra la relación "Total Alcalis vs Silice" de la muestra
- SiO_2 /Óxido: diagrama que muestra la relación entre la sílice y óxidos de cada muestra.

Datos de vientos

Este tipo de datos no presenta una relación directa con el resto de los datos anteriormente descritos, pero se incluyen ya que son necesarios para llevar a cabo la simulación de eventos de caída de piroclastos. Para ello se requiere disponer de información sobre la dirección y la velocidad de los vientos en altura, lo que se puede obtener a partir de datos de radiosonda.

Vientos: características del régimen de los vientos para la modelización de la distribución de los piroclastos de caída vertical. Utilización del programa HAZMAP.

- Dirección del viento durante la erupción (direcciones predominantes actuales del viento, obtenidas por radiosonda o estaciones meteorológicas).
- Velocidad máxima alcanzada por el viento.
- Velocidad media del viento.
- Presión media.
- Altura.
- Temperatura.

Datos bibliográficos

Las referencias bibliográficas incorporadas a la base son necesarias para el conocimiento de la fuente de cada uno de los datos recopilados. El que todos los datos estén asociados a su correspondiente fuente va a permitir acceder a la información de una manera directa.

Bibliografía: en esta tabla se recogen todas las referencias bibliográficas relacionadas con las tablas anteriores, así como aquellas referencias útiles y relacionadas con cualquier aspecto volcánico.

- Autor: nombre del autor-es de la referencia
- Título: título de la referencia
- Año de publicación
- Revista/Libro: dónde ha sido publicada
- Volumen
- Editores
- Páginas

5.3.2 Incorporación, verificación y normalización de datos

Además de aquellos datos recogidos en las tablas anteriores, se cuenta con unas cartografías de base ya desarrolladas como son la información topográfica del archipiélago, los modelos digitales de elevación (topografía en formato TIN o raster), ortofotos y geología básica. Además se cuenta con otro tipo de datos como fotografías, esquemas, etc. que podrán hipervincularse posteriormente para formar parte del Sistema de Información Geográfica.

La utilización de datos de diversa procedencia hace necesario llevar a cabo un control detallado de los efectos que los mismos pueden provocar en el análisis de la peligrosidad. Es necesario que estos datos pasen un control de calidad previo, de forma que cada dato debe cumplir unos requisitos mínimos, por lo que es preciso identificar la bondad de los datos, procedencia y fiabilidad (Tabla 5.2). Por otro lado, el proceso de revisión e inventario de datos volcanológicos es costoso y complejo y en la mayor parte de los casos no se dispone de información suficiente para calibrar la bondad de los datos aportados (origen, método de obtención de los mismos, errores, escalas, etc.).

DATOS	INFORMACIÓN	REQUISITOS MÍNIMOS	CONTROL DE CALIDAD Identificar la bondad de los datos, su procedencia y fiabilidad. Registro de datos completo.
*Cartografía geológica	Composición y características de las formaciones litológicas	Compatibilidad de formato con ArcGis	Procedencia, formato, resolución, proyección de datos.
*Datos geoquímicos	Composición geoquímica de las formaciones que se van a incorporar al estudio de peligrosidad		Coordenadas geográficas (compatibles con las especificaciones de la cartografía). Posibilidad de modificación
*Datos geocronológicos	Información que permita datar las formaciones que se van a incorporar al estudio de peligrosidad		Coordenadas geográficas (compatibles con las especificaciones de la cartografía). Posibilidad de modificación
Fuentes bibliográficas	Información adicional sobre litología, geoquímica, geocronología...		Procedencia, fiabilidad, datos georeferenciados

TABLA 5.2 Control de calidad de los datos incorporados en la base. *Establecer el grado de correlación de los datos geoquímicos y geocronológicos con la cartografía geológica.

Los procesos de control de calidad de datos de entrada resultan claves a la hora de identificar las posibles limitaciones y las fuentes de error que se deriven de los procesos de cálculo de la peligrosidad, por lo que para la toma de decisiones será fundamental conocer el grado de fiabilidad de la información que se está utilizando. Por ejemplo, la mayoría de los datos recopilados a partir de la bibliografía no están georeferenciados, pero dan información sobre el punto de muestreo o sobre la unidad a la que pertenecen por lo que se están teniendo en cuenta en el inventariado.

La generación de la base, que estará formada por un gran volumen de datos y metadatos asociados, deberá tener en cuenta la directiva Europea INSPIRE (Infrastructure for Spatial Information in Europe). También la estructura detallada de los metadatos de la base utilizará como referencia la Infraestructura de Datos Europea (IDE) desarrollada por el IGME, ampliando en el caso de que sea necesario el Núcleo Español de Metadatos (NEM) de acuerdo con las normas establecidas por la ISO19115 y otras aprobadas por el Consejo Superior Geográfico.

5.3.3 Análisis y Representación

Una vez que toda la información volcanológica está contenida y estructurada en la base de datos, ésta va a ser utilizada de forma similar que en el proyecto VOLCANTEN por lo que los datos serán explotados analíticamente para obtener nuevos datos. Sin embargo, se consideran algunos puntos que pueden ayudar a mejorar los resultados de esta metodología, principalmente en lo que refiere al mapa de susceptibilidad, al tipo de procesos volcánicos modelados y a los programas matemáticos utilizados. Además, se pretende integrar los mapas de susceptibilidad y, en los casos que sea posible, de peligrosidad de todos los fenómenos volcánicos peligrosos. Aunque en este trabajo no se van a abordar estos temas, se comentan estos tres puntos a continuación:

Mapa de susceptibilidad

En lo referente al mapa de susceptibilidad, además de tener en cuenta para su construcción la localización de centros eruptivos, se tendrán en cuenta tanto la información de diques como la de fallas. La primera porque ofrece información de zonas por las que el magma ha ascendido previamente aunque no se conozca si este ha alcanzado la superficie o no; y la segunda porque se ha demostrado en estudios recientes (Gudmundsson et al., 2008; Galindo et al., 2008) que su presencia puede afectar cerca de la superficie a la dirección de propagación de los diques y, por tanto, a la localización de los centros de emisión.

Modelado de procesos volcánicos

En general se deben evaluar todos aquellos modelos de nueva generación que suponen mejoras en los utilizados en el proyecto VOLCANTEN. Sin embargo, para la selección de unos modelos u otros deberá valorarse además de la calidad de los resultados, parámetros como el tiempo de cálculo, el tamaño y formato de los archivos de entrada y salida, etc.

El modelo matemático de simulación de proyección balística de piroclastos utiliza simplemente la fórmula del movimiento parabólico, por lo que simplemente incluyendo el rozamiento del aire y la dirección predominante del viento los resultados podrían verse notablemente mejorados. La toma de datos en campo de distancias máximas de los proyectiles puede contribuir a escalar los resultados.

La dispersión de las cenizas puede afectar a medios costeros fuera de los límites subaéreos de las islas. Por este motivo su representación espacial no debe limitarse a esta zona, sino que debe extenderse al medio marino. En el caso del resto de peligros volcánicos es mucho más complejo extrapolar los resultados de los modelos a las zonas marinas, ya que el comportamiento del fenómeno se modifica al llegar al mar. En todo caso, habría que desarrollar nuevos modelos de comportamiento de los fenómenos volcánicos en este medio.

En el proyecto VOLCANTEN no se incluyen modelos de flujos piroclásticos, que deberían tenerse en cuenta con el fin de poder modelar las oleadas piroclásticas que pueden producirse durante las erupciones hidromagmáticas.

Integración de mapas de susceptibilidad y peligrosidad volcánica

Finalmente, se debe trabajar en la integración mediante álgebra de mapas de los resultados cartográficos del análisis de susceptibilidad y peligrosidad de cada uno de los procesos volcánicos estudiados. Este proceso requiere valorar el peso de cada uno de los mapas y cuidar muy especialmente la representación cartográfica de la información de manera que sea clara y concisa.

CAPÍTULO 6:

ANÁLISIS INTEGRADO DE LA PELIGROSIDAD VOLCÁNICA EN EL HIERRO

CAPÍTULO 6: ANÁLISIS INTEGRADO DE LA PELIGROSIDAD VOLCÁNICA EN EL HIERRO

6.1 Introducción a la geología de El Hierro

La isla de El Hierro es la más pequeña del archipiélago canario (Fig. 6.1) y, hasta hace poco tiempo, la isla menos estudiada desde el punto de vista geológico. Las primeras referencias bibliográficas que se tienen de la isla corresponden a Fernández Navarro (1908, 1918) y Jeremine (1935). Posteriormente, Hausen (1964, 1972), Bravo (1968) y Coello (1971) realizan trabajos de geología general, centrándose principalmente en aspectos geomorfológicos, estructurales e hidrogeológicos. A partir de los años 70, los estudios en El Hierro comienzan a tener un carácter más específico. Los primeros estudios sobre geocronología fueron llevados a cabo por Abdel Monem et al. (1972). Además de éstos estudios, han sido realizadas otras dataciones por Fúster et al. (1993), Guillou et al. (1996), Szeremeta et al. (1999) y Carracedo et al. (2001).

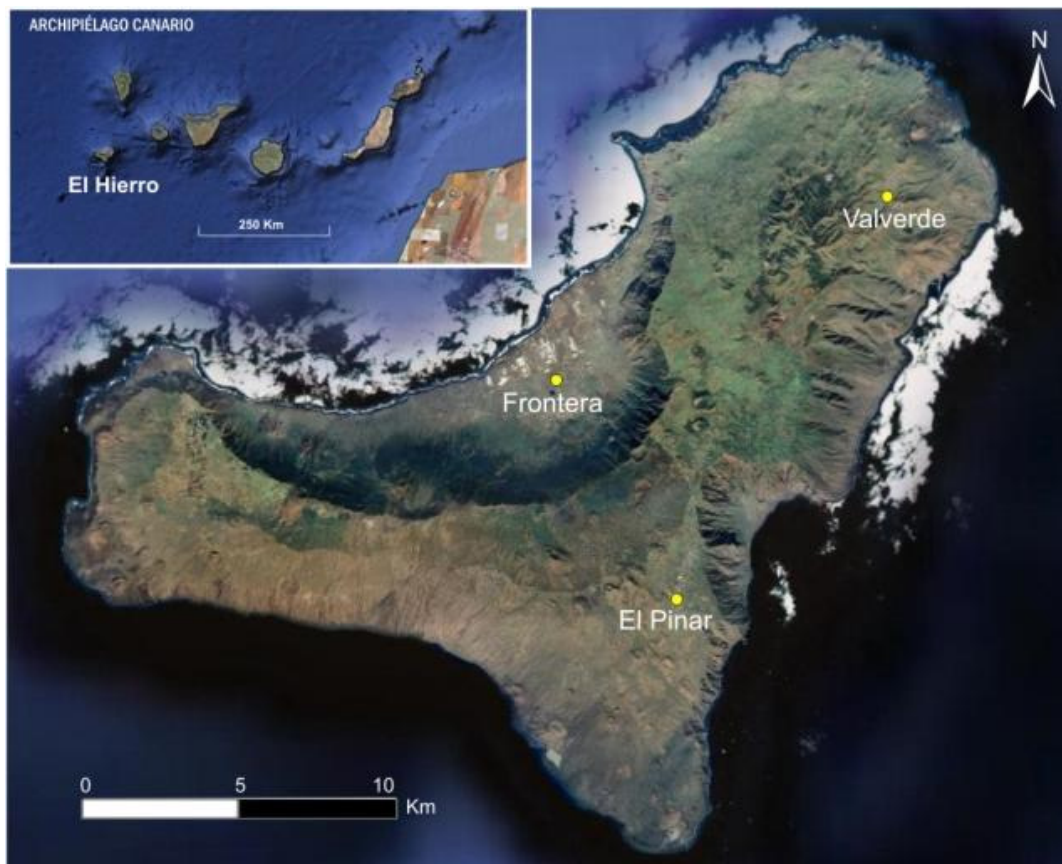


FIGURA 6.1 Fotos satélite del archipiélago canario y de la isla de El Hierro.

El primer estudio detallado sobre la volcanología de la isla fue plasmado en la Tesis Doctoral de Pellicer (1975), cuyos resultados geoquímicos y petrológicos serían posteriormente publicados por la misma autora (Pellicer, 1977, 1979, 1980). Trabajos específicos sobre deslizamientos, depósitos submarinos y volcanismo submarino han sido publicados por Holocomb y Searle (1991), Masson (1996) y Urgeles et al. (1997), Carracedo et al. (1999), Gee et al. (2001), Abratis et al. (2002) y Masson et al. (2002). Posteriormente se han publicado guías de excursiones y libros que recopilan diversa información geológica-volcanológica de la isla como Carracedo (2008) y Pérez Torrado y Cabrera (2008).

Con el fin de estudiar la historia volcánica de El Hierro, se han analizado las distintas divisiones cronoestratigráficas publicadas (Tabla 6.1). De todas las clasificaciones, las sucesiones estratigráficas propuestas por Ballcels y Gómez (1997) y Carracedo et al. (1997) son las más completas y de mejor calidad, ya que están basadas tanto en criterios de campo, como geocronológicos, paleomagnéticos y paleontológicos. En la tabla 6.1 se observa que el volcanismo reciente de la isla se engloba dentro de una unidad cuyo límite inferior se establece en algún punto entre los 176 ka y los 158 ka (Guillou et al., 1996) y cuyo límite superior se prolonga hasta el Holoceno. Esta unidad ha sido denominada como “Volcanismo de las Dorsales” (Ballcels y Gómez, 1997), y dentro de ella se incluyen tanto las emisiones de las dorsales propiamente dichas, las emisiones de relleno de la depresión de El Golfo, las emisiones subrecientes y las recientes. Se puede considerar que esta unidad es parcialmente equivalente a la Serie Intermedia de Pellicer (1977) y Fuster et al. (1993), y al Volcanismo de Rift de Guillou et al. (1996) y Carracedo et al. (1997).

El mapa geológico simplificado de El Hierro se muestra en la figura 6.2. La descripción de los materiales que conforman esta unidad se realiza a continuación siguiendo los episodios que la constituyen.

6.1.1 Volcanismo de las dorsales

El volcanismo de las dorsales incluye todos los depósitos de erupciones ocurridas sobre los ejes estructurales de la isla, de direcciones NE-SO, E-O y N-S. Es en estas dorsales donde se ha concentrado la actividad eruptiva en los últimos 158.000 años. A lo largo del tiempo la sucesión de erupciones en estos tres ejes ha dado lugar al

Edad	Dupuy de Lame y Martín de La Barcena 1964	Hausen 1964	Caello 1971	Pellicer 1977	Fuster et al., 1993	Guillou et al., 1996 Carracedo et al., 1997	Bakcells et al., 1997	
2.500 años ⁴		Volcanes adventicios recientes con malpaisés y arenas negras	Serie volcánica superior o moderna	Serie reciente 4000 AÑOS A.C	Serie reciente	Platform forming eruptions	EMISIONES RECIENTES	
¿? 11,7 ka							EMISIONES SUBRECIENTES	
158 ka ²		PRIMERA GENERACIÓN DE VOLCANES ADVENTICIOS	SERIE VOLCÁNICA MEDIA	SERIE INTERMEDIA	SERIE INTERMEDIA	VOLCANISMO DE RIFT	VOLCANISMO DE RELLENO DE EL GOLFO Deslizamiento el Golfo	
176 ka ²							Cliff forming eruptions	VOLCANISMO DE LAS DORSALES Deslizamiento de El Julián
545±11- 442±5 ka ³						EDIFICIO EL GOLFO	EDIFICIO EL GOLFO-LAS PLAYAS	
500 ka ²	SERIE BASÁLTICA PRIMITIVA	SERIE MESÉTICA (BASALTOS TABULARES)	SERIE VOLCÁNICA INFERIOR O ANTIGUA	SERIE ANTIGUA	SERIE ANTIGUA			Tramo Medio-Superior
1.04±0.01 - 0.88±0.01 Ma ³								Tramo Inferior
1.05±0.02 - 1.04±0.01 Ma ³						EDIFICIO VOLCÁNICO TIÑOR	Deslizamiento (Post. Tiñor)	
1.12±0.02 - 1.05±0.02 Ma ³							Lavasricas en xenolitos Plateau San Andrés Tramo de coladas con fuerte buzamiento	Grupo de Volcanes Ventejis Tramo medio- "Tabular" Tramo Inferior

TABLA 6.1 Equivalencia Series volcánicas de la isla de El Hierro. Cuadro Volcano-estratigráfico. Dataciones según: ² Guillou et al., 1996; ³ Day et al., 1997; ⁴ Carracedo et al., 2001.

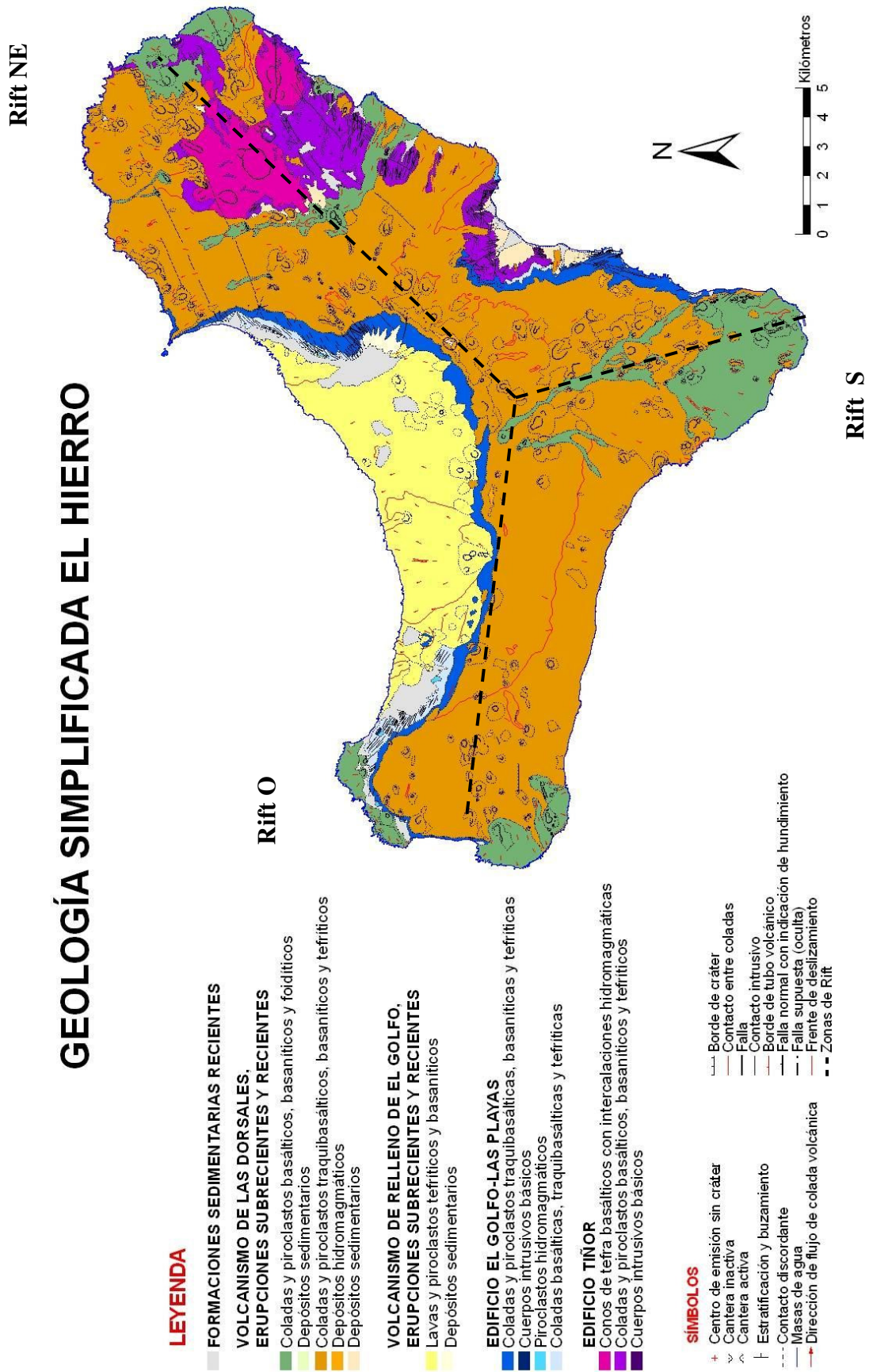


FIGURA 6.2 Mapa geológico simplificado de la isla de El Hierro (GEODE, IGME).

crecimiento en altura de la isla y a la ampliación de la misma por la llegada de materiales volcánicos al mar (Fig. 6.2).

Las dorsales están representadas en el subsuelo por una gran densidad de intrusiones, que en algunos casos alcanzan la superficie originando conos piroclásticos, que en superficie constituyen el elemento volcánico más característico de estas dorsales. Esta unidad se caracteriza por la presencia mayoritaria de coladas de tipo “aa”, de composición basáltica-traquibasáltica situadas sobre los apilamientos del Edificio El Golfo-Las Playas. Estas coladas presentan disyunción columnar y espesores individuales superiores a los 2 m de espesor, que en conjunto pueden alcanzar los 100 m de potencia en determinados puntos de la isla. Además de coladas de lava este episodio se caracteriza por la generación de edificios piroclásticos, que hoy día se encuentran relativamente bien conservados y se agrupan formando alineaciones estructurales. Estos edificios están formados, en su mayoría, por piroclastos de tamaño lapilli, alternando con niveles de escorias y bombas. Todos estos materiales son de composición basáltica. El área de dispersión de piroclastos de la mayoría de edificios que conforman el volcanismo de las dorsales es muy amplia. Los espesores que alcanzan estos piroclastos son muy variables, observándose desde varios metros hasta recubrimientos de escasos milímetros. En conjunto los depósitos muestran un grado de compactación elevado, aunque se pueden encontrar depósitos sueltos o con escasa consistencia.

Durante este episodio además, se formaron varios edificios piroclásticos de tipo mixto “Hoya de Fileba y Edificio Venticota”, en los que se produjo la interacción de agua con magma dando lugar a edificios con secuencias de piroclastos de caída y depósitos de oleadas piroclásticas (hidromagmáticos). Otros afloramientos de tipo hidromagmático se reconocen en la zona de Venticota, al SE de la localidad de Taibique, aunque no han podido ser asociados a ningún centro de emisión; y en la carretera entre la Montaña de la Virgen y la de Tembárgena, pudiendo estar el centro de emisión de estos últimos relacionado con la Montaña de los Humilladeros.

Los únicos depósitos piroclásticos de composición sálica de la isla fueron emitidos durante este periodo y localizados en lo alto y alrededores del vértice Malpaso (Pellicer, 1977). Se trata de niveles decimétricos de cineritas de composición traquítica, que se encuentran laminados y entre ellos aparecen fragmentos de pómez de tamaño lapilli

muy vesiculares. El origen de los mismos es incierto atribuyéndolo Pellicer (1977) a un episodio explosivo posterior al volcán Tanganasoga. Sin embargo, según las observaciones de campo realizadas por Balcells y Gómez (1997), proponen que el volcán Tanganasoga constituye es posterior a la explosión que originó estos depósitos.

Como aspectos morfológicos destacados dentro de esta etapa de volcanismo, es frecuente observar "levees" o paredes laterales de estos lóbulos en la zona SO de la isla (El Julan), además de numerosos tubos volcánicos repartidos por toda la extensión de la isla.

6.1.2 Volcanismo de relleno de El Golfo

El volcanismo de relleno de El Golfo incluye aquellas emisiones volcánicas que han tenido lugar en el ámbito del valle de El Golfo (Fig. 6.2), originados como consecuencia de la fuerte descompresión litostática que supuso el derrumbamiento de esta parte del edificio insular y la consiguiente formación del valle (Balcells y Gómez,1997). Estas nuevas emisiones han contribuido no sólo a rellenar la depresión sino también a ganar terreno al mar.

Este volcanismo, predominantemente efusivo, generó emisiones de lava que fluyeron hacia la costa, provocando su avance en más de 3 Km (Navarro y Soler, 1995). Las coladas presentan morfologías típicas "aa", siendo muy escoriaceas a techo y muro y más masivas, con cierta vesicularidad en su interior. Los espesores de estas lavas varían generalmente de 2 a 6 m, como se puede observar en las zonas más próximas a la costa. Algunas de estas coladas presentan un fuerte buzamiento hacia el mar. Las lavas de tipo "pahoehoe" son menos frecuentes pero se observan en la carretera de Tigaday a Sabinosa, a la altura de La Tabla. Se trata de coladas de poca potencia (2 a 20 cm).

Composicionalmente, todas las coladas son basálticas olivínicas-piroxénicas. Las emisiones debieron sucederse en un período de tiempo relativamente rápido, pues entre ellos no se observan grandes discordancias ni fuertes contrastes morfológicos. Uno de los episodios finales del relleno lávico de El Golfo se corresponde con el edificio Tanganasoga, localizado en la mitad occidental del valle de El Golfo, que según Pellicer (1979), tiene una edad de unos 6,7 ka. De esta forma, se puede considerar la erupción del Tanganasoga como contemporánea a las de edad reciente del resto de la isla, aunque

en este caso, confinada al valle de El Golfo. En cuanto a la formación de edificios piroclásticos, la mayoría de los centros de emisión se localizan en las escarpadas laderas de la cabecera del valle, próximos o dentro de los ejes estructurales. Los centros de emisión son de reducido tamaño y están relativamente mal conservados. Constituidos por lapilli y escorias rojizas de composición basáltica, no alcanzaron un gran desarrollo morfológico.

6.1.3 Emisiones subrecientes

La actividad volcánica asociada al sistema de dorsales o ejes estructurales se ha manifestado incluso hasta épocas subrecientes y recientes, con emisiones más localizadas y en la mayoría de los casos perfectamente distinguibles del resto. Los edificios a los que se les asignan una edad subreciente, por tener un grado de conservación y un resalte morfológico intermedio entre las erupciones recientes (holocenas) y los materiales circundantes, se reparten principalmente por toda la isla a excepción de la zona más occidental, donde se reconocen las erupciones más recientes (Fig. 6.2).

Los edificios considerados son algunos conos de tefra con coladas asociadas como el grupo de Mña Cueva del Guanche y la Mña del Tomillar. Las coladas del edificio de La Caleta, el edificio piroclástico inmediato a la Playa del Varadero y Playa Tijeretas y las coladas del barranco de Honduras, son también ejemplos del volcanismo subreciente en El Hierro. En todos los casos las emisiones lávicas ganaron terreno al mar. Las coladas de los edificios Las Tabladas-Las Montañetas, las coladas de Montaña Entremontañas, junto con los de Las Charquillas y Montaña de la Fara también corresponden al volcanismo subreciente.

Se han asignado a esta unidad unas coladas relativamente bien conservadas procedentes del Edificio Montaña del Tomillar que llegan hasta el acantilado de la Playa del Pozo. En su recorrido, de unos 7,5 km de longitud, se observa que bordean a los edificios de Tembárgena, Aguachicho, Montaña Cerraja y Montaña de la Lajura. Por tanto son posteriores a los edificios del volcanismo de las dorsales. Sin embargo, su estado de conservación es peor que el de los malpaíses de La Restinga, por lo que podrían asignarse a unos primeros episodios de la Serie reciente, denominados genéricamente como Serie Subreciente (Ballcels y Gómez, 1997).

6.1.4 Volcanismo reciente

El volcanismo reciente se caracteriza por una actividad estromboliana con emisión de coladas basálticas y formación de conos piroclásticos según directrices fisurales bien definidas, principalmente en las zonas más cercanas a las costas de la isla (Fig. 6.2). Se describen a continuación los principales edificios y coladas asociadas a la actividad más reciente de la isla, los cuales nos van a dar información necesaria para conocer no sólo el comportamiento de esta actividad sino también su influencia en la zona costera.

- El edificio La Cancela o Volcán del Tesoro está constituido por lapillis, escorias y bombas basálticas, y presenta una extensa área cubierta por lapillis de dispersión de color negro. Sus lavas, que desbordan el “paleoacantilado” del Edificio Tiñor y cubren la plataforma costera de Tamaduste, son basaltos afaníticos, que dan lugar a un malpaís relativamente bien conservado. Las coladas han producido una superficie de avance sobre la línea de costa, desde la Playa de Adentro hasta el Río de Tamaduste. La población de mismo nombre se asienta sobre estas coladas.

- Asimismo las coladas del edificio Montaña de Aguarijo se han canalizado por un estrecho barranco y desembocan en la Bahía de las Calcosas dando lugar también a una pequeña plataforma costera (Fig. 6.3).



FIGURA 6.3 Plataforma de las Calcosas en la que se observan las ojivas formadas cuando la lava entró en el mar.

- El edificio Barranco de las Martas es un pequeño centro de emisión de escorias y “spatter” cuyas coladas basálticas se han canalizado por el barranco del mismo nombre.
- Montaña Chamuscada es un edificio compuesto, constituido por lapillis, escorias y bombas de composición basáltica. Las coladas que proceden del cráter NE rodean los relieves del edificio Tiñor y se descuelgan por la zona de la Hoya del Horno hasta la Punta de Timijiraque. Datos radiométricos aportados por Carracedo et al. (2001), dan una edad de 2.500 años (C_{14}) para este edificio. Estas emisiones proceden de un salidero o pequeño hornito situado en el sector NE de Montaña Chamuscada, conocido como Volcán Soleimán o Cuevas de Soleimán.

En el sur de la isla de El Hierro, en el rift de dirección N-S, aparecen los edificios de Roque Grande, Roque Pequeño, Hoya de María y Montañas de Julán. Todos estos edificios presentan un buen estado de conservación. En las coladas del conjunto de estos edificios son frecuentes las estructuras cordadas y lavas en tripas que reciben el nombre local de “lajiales”. Composicionalmente se trata de basaltos olivínicos y olivínico-piroxénicos algo vesiculares de tipo “pahoehoe” con espesores individuales de coladas bastante reducidos (0,5-1 m). También se observan coladas de tipo “aa” de similar composición que se caracterizan por presentar zonas escoriáceas a techo y muro y espesores de orden métrico. En algunos casos se observan depósitos piroclásticos en la base de estas coladas que proceden de la propia erupción, o de un pulso inmediatamente anterior. Son habituales los túmulos o hinchamientos de la superficie lávica, así como la presencia de tubos volcánicos y cavernas parcialmente hundidos conocidos como jameos o “juaclos” en la isla de El Hierro.

- El edificio de Roque Grande está constituido mayoritariamente por spatter de composición basáltica y ha sufrido algunos colapsos que han fragmentado el edificio.
- El edificio de las Montañas de Julán está constituido por lapillis, escorias y bombas de composición basáltica.
- El edificio Hoya de María se encuentra situado en las proximidades de la Playa del Pozo. Las coladas son de composición basáltica.

Los edificios volcánicos recientes representados en la zona oeste de la isla son los siguientes:

- La Montaña de las Calcosas, que es un edificio piroclástico formado por depósitos de lapilli, escorias, bloques y bombas. Desde este centro de emisión surgieron coladas de lava que cayeron en cascada hacia el mar, formando una extensa plataforma costera o "isla baja", que aumentó la superficie insular. Son coladas "aa", muy escoriáceas en superficie y en la base, masivas y coherentes en su parte interior, donde exhiben cierto diaclasado columnar. El espesor medio de cada unidad lávica es de 1 a 3 m.

- La Montaña de Orchilla, constituye junto con otros edificios menores (Montaña Quemada y Montañita Negra), un conjunto volcánico cuyas coladas de lava alcanzaron la línea de costa. La Montaña de Orchilla es un gran edificio constituido por lapilli, escorias, bloques y bombas, relativamente consolidadas y de composición basáltica. Presenta dos cráteres principales, al que se le asocian otras bocas o salideros menores localizados en su perímetro y que en conjunto se disponen alineados según una directriz N80°E. Montaña Negra, situado en las laderas al norte del anterior edificio, en la Hoya del Faro, es una fisura eruptiva, con una orientación paralela a la de los cráteres de Orchilla. De ella surgieron lavas "pahoehoe", que se canalizaron hasta el mar rodeando a la Montaña de Orchilla.

- Lomo Negro, ha sido considerado por algunos autores como una erupción histórica. En el año 1793 tuvieron lugar una serie de fenómenos sísmicos, en la zona del Verodal, que fueron recogidos en numerosos documentos de la época. En ninguno de estos documentos se hizo referencia a la existencia de una erupción volcánica. Algunos autores como Bravo (1968), asociaron estos terremotos con una posible erupción volcánica submarina en las inmediaciones de El Golfo. Posteriormente, Hernández-Pacheco (1982), realizó un detallado estudio geológico y volcanológico de la zona de la Hoya del Verodal, localizando el posible punto de emisión que podría haber estado relacionado con los terremotos de 1793, que fue denominado como Lomo Negro. Dicho autor aportó una serie de pruebas y confirmó la erupción con una datación C₁₄, en la que obtuvo una edad de 1800 años (d.J.C.). Otros autores ponen en duda la existencia de dicha erupción (Romero, 1991).

La zona de la posible erupción está formada por lavas basálticas de morfologías “aa”, con grandes bloques escoriáceos, vesiculares y a veces poco cohesionadas entre sí. Existen también morfologías “pahoehoe” con características superficies cordadas. Se trata de lavas porfídicas con abundantes fenocristales de olivino y piroxeno. Las coladas de lava se abrieron en abanico desde el salidero principal y se emplazaron sobre otro malpaís reciente anterior. La superficie cubierta por la lava es del orden de 0,36 km². El centro de emisión principal de estas lavas es una fisura eruptiva de orientación N30°E, situada al pie de un edificio de tefra anterior, junto al cruce triple de carreteras a la playa del Verodal, la Dehesa y Sabinosa.

Todos los datos que han aportado los trabajos y publicaciones anteriormente citados, constituyen una información muy útil para el conocimiento volcanológico de la isla. Pese a ello, ningún trabajo ha sido enfocado desde el punto de vista de la peligrosidad volcánica. Sin embargo, en El Hierro se ha registrado un gran número de erupciones durante el holoceno (últimos 11.784 años), por lo que su volcanismo se considera aún activo. Así, una posible erupción de carácter efusivo en la isla, daría lugar a la emisión de lavas que podrían alcanzar el mar, haciendo crecer la isla y afectando tanto a zonas del interior de la isla como a zonas costeras. Por este motivo en este trabajo se propone y desarrolla el primer paso para el análisis de la peligrosidad volcánica: la construcción de una base de datos para la isla de El Hierro.

6.2 La base de datos volcanológica de El Hierro

La metodología propuesta anteriormente va a ser testada en la isla de El Hierro, ya que la geología de esta isla es relativamente homogénea y su extensión es escasa, lo que simplifica y facilita el análisis de peligrosidad. Sin embargo, este trabajo se centra principalmente en evaluar el estado del conocimiento de la volcanología de la isla y comenzar a generar información que permita completar la base de datos para, en un trabajo posterior, hacer los análisis de susceptibilidad y peligrosidad volcánica.

Con este fin se han introducido en la base todos los datos referentes a la geología de la isla publicados hasta Octubre de 2009. Además, se ha generado e incorporado información adicional principalmente relacionada con el estudio de su estructura volcano-tectónica. Esta información ha sido incluida mediante la utilización del

programa Microsoft Office Access 2007, ya que este programa permite la incorporación sencilla de la información, y su formato es admitido para trabajar con Geodatabases desde el programa ArcGis 9.2.

A lo largo de este apartado se describen todos los datos contenidos en la base y, en caso de que sean datos generados durante el presente trabajo, la metodología utilizada para su obtención. En algunos casos, como en el de la información estructural se incorporan algunos datos que no son exclusivamente necesarios para el análisis de peligrosidad volcánica pero que ayudan a comprender la volcanología de la isla, como es el análisis de la extensión horizontal. Finalmente, se evalúa la calidad de cada uno de los grupos de datos y, en caso de que se considere necesario, se propone un plan para su mejora.

6.2.1 Topografía

Se dispone de una base topográfica a escala 1:5.000 elaborada por GRAFCAN y constituida por 38 hojas. La cartografía topográfica de GRAFCAN proporciona tanto la base de representación de la cartografía geológica como el medio de interpretación de la posible progresión de algunos de los fenómenos volcánicos que pueden tener lugar en la isla de El Hierro, en particular aquellos cuyo avance depende en primer grado de las características de la superficie del terreno. Esta base topográfica está representada según el sistema de coordenadas “WGS 1984 UTM H28” y está constituida por diferentes niveles de información que se detallan en la tabla 6.2.

En base a la topografía a escala 1:5.000 se ha construido un Modelo Digital de Elevación (MDE) en formato raster, con un tamaño de píxel de 5x5 metros (Fig. 6.4). Tanto la topografía como el MDE constituyen elementos fundamentales para la simulación de las coladas de lava y los flujos piroclásticos. Hasta los modelos físicos de emplazamiento de coladas de lava más simples disponibles requieren como dato de entrada la topografía, con el fin de calcular el área que podría verse afectada por las coladas.

TEMA	DESCRIPCIÓN
Divisiones Administrativas	Límites de municipios, de espacios naturales ...
Relieve y Altimetría	Curvas de nivel, puntos acotados, líneas de corte, líneas hipsométricas
Redes geodésicas y topográficas	Vértices y puntos de apoyo, hitos
Hidrografía	Cauces, almacenamiento de agua, símbolos, canales y acequias, líneas de costa
Edificación y construcciones	Muros, edificios y construcciones, complejos e instalaciones
Infraestructura urbana y mobiliario	Lineales, límite de casco urbano, etiquetas de uso
Vías de comunicación	Carreteras, caminos y sendas
Líneas de conducción	Eléctricas, telecomunicaciones, conducciones
Vegetación y usos del suelo	Parcelario, etiquetas de uso del suelo, símbolos
Topónimos	Núcleos de población, costas, hidrografía, elevaciones del terreno, depresiones, límites administrativos, altimetría, vías de comunicación...

TABLA 6.2 Niveles de información de los datos topográficos de GRAFCAN.

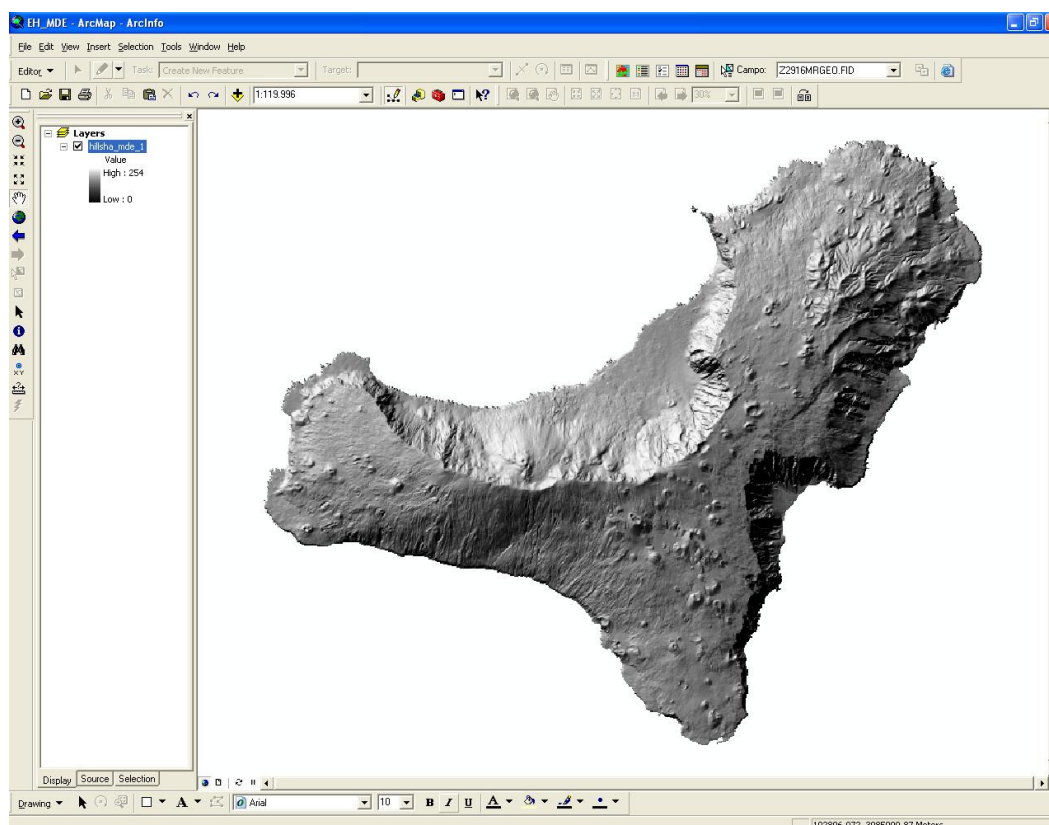


FIGURA 6.4 Modelo Digital de Elevación de El Hierro (MDE).

6.2.2 Geomorfología

El Hierro se caracteriza por tener una morfología en planta trilobular, como consecuencia de la existencia de tres zonas de rift donde se concentra la actividad eruptiva de la isla. La altura máxima de la isla es de 1501 m, localizada en el vértice de

Malpaso. Uno de los rasgos geomorfológicos más destacados de la isla es la existencia de grandes cicatrices de deslizamiento, situadas al Norte, SO y SE. Estas cicatrices se corresponden principalmente con los escarpes de El Golfo, El Julan y Las Playas. Estas depresiones han modificado su morfología inicial debido a procesos erosivos (acción remontante de las cabeceras de los barrancos y fenómenos de ladera). Bajo el mar se reconocen depósitos submarinos de los materiales procedentes de los deslizamientos (ej. Masson, 1996; Masson et al., 2002), así como la prolongación de la isla hacia la zona SSE (Fig. 6.5).

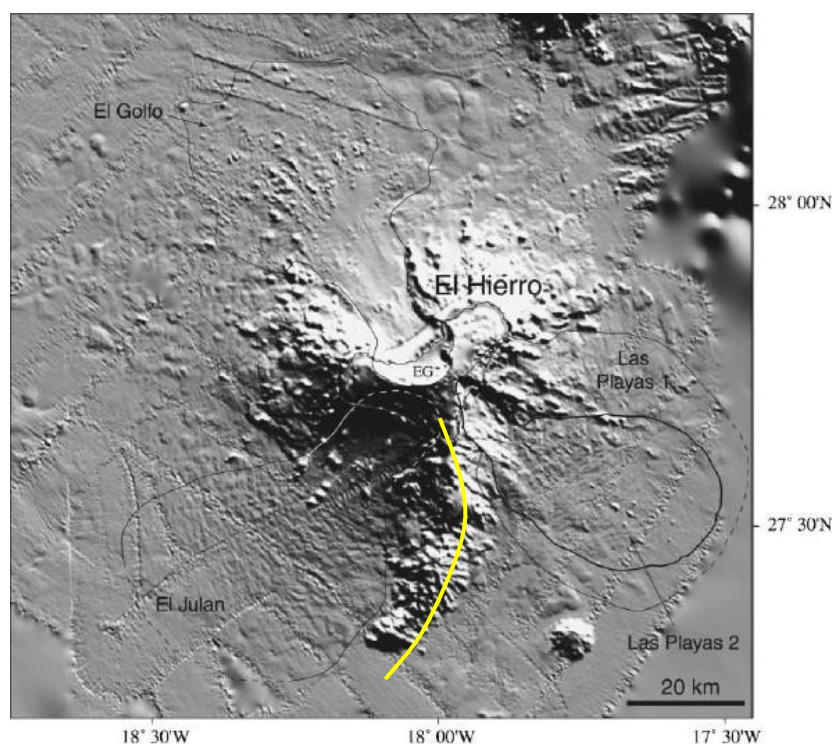


FIGURA 6.5 Imagen sombreada de relieve de la isla de El Hierro. Se observan las zonas afectadas por los deslizamientos así como la prolongación del rift Sur bajo el mar (Masson et al., 2002).

En la actualidad, la morfodinámica actual y principal de la isla corresponde a la erosión marina (que tiende a la reducción del perímetro insular por socavamiento de las rocas costeras, y la creación de acantilados), y a la erosión torrencial (cuya acción remontante hace retroceder el escarpe de El Golfo). Teniendo en cuenta que la isla de El Hierro es notablemente joven, y que en ella el volcanismo se encuentra aún activo, cabe esperar, en un futuro geológico cercano, la aparición de nuevas emisiones volcánicas que interrumpirán el proceso destructivo, haciendo crecer la isla.

Los rasgos geomorfológicos en detalle de la isla han sido cartografiados por el IGME (trabajo inédito). Así, se dispone de cinco hojas a escala 1:25.000 digitalizadas correspondientes con las hojas de Valverde, Tigaday, Taibique, Sabinosa y La Restinga. En ellas la cartografía geomorfológica está dividida en formas volcánicas, estructurales, formas de ladera, fluviales, poligénicas, litorales y antrópicas.

El estudio del modelado de cualquier isla volcánica pone de manifiesto que el relieve de las mismas es producto de dos procesos fundamentales, uno constructivo y otro destructivo. Los procesos constructivos en islas volcánicas dan lugar a formas representadas principalmente por conos volcánicos, depósitos lávicos y piroclásticos y otras formas estructurales como diques o sills que representan los antiguos conductos de salida del magma. Las estructuras resultantes de los procesos destructivos están representadas por formas de ladera, deslizamientos, formas fluviales, poligénicas, eólicas, litorales y antrópicas. Todas estas formas están caracterizadas en la isla de El Hierro por diferentes morfologías, depósitos o estructuras.

Dentro de las formas constructivas, en El Hierro destaca el elevado número de centros de emisión que presenta la isla. Estos centros de emisión se encuentran, en la mayoría de los casos, relacionados con conos volcánicos bien conservados, y se alinean comúnmente según unas directrices estructurales. También la isla está conformada por numerosas coladas lávicas que en algunas zonas, como en el sur de la isla (zona de La Restinga) debido a la relativa juventud de las coladas y la escasa meteorización, se han mantenido prácticamente intactas, dando lugar a uno de los campos de coladas con morfologías cordadas más conocidos de todo el archipiélago canario, el de Los Lajiales. Muchas de las coladas de lava llegaron hasta el mar formando plataformas costeras, conocidas también como “islas bajas”. Entre estas plataformas se reconocen las generadas en el valle del Golfo, la plataforma del Verodal y la de Tacorón (Fig. 6.6). Estas islas bajas representan los signos de actividad más reciente de la isla y deben haberse desarrollado con posterioridad al último periodo glacial, hace unos 20 ka (Pérez Torrado et al., 2008).

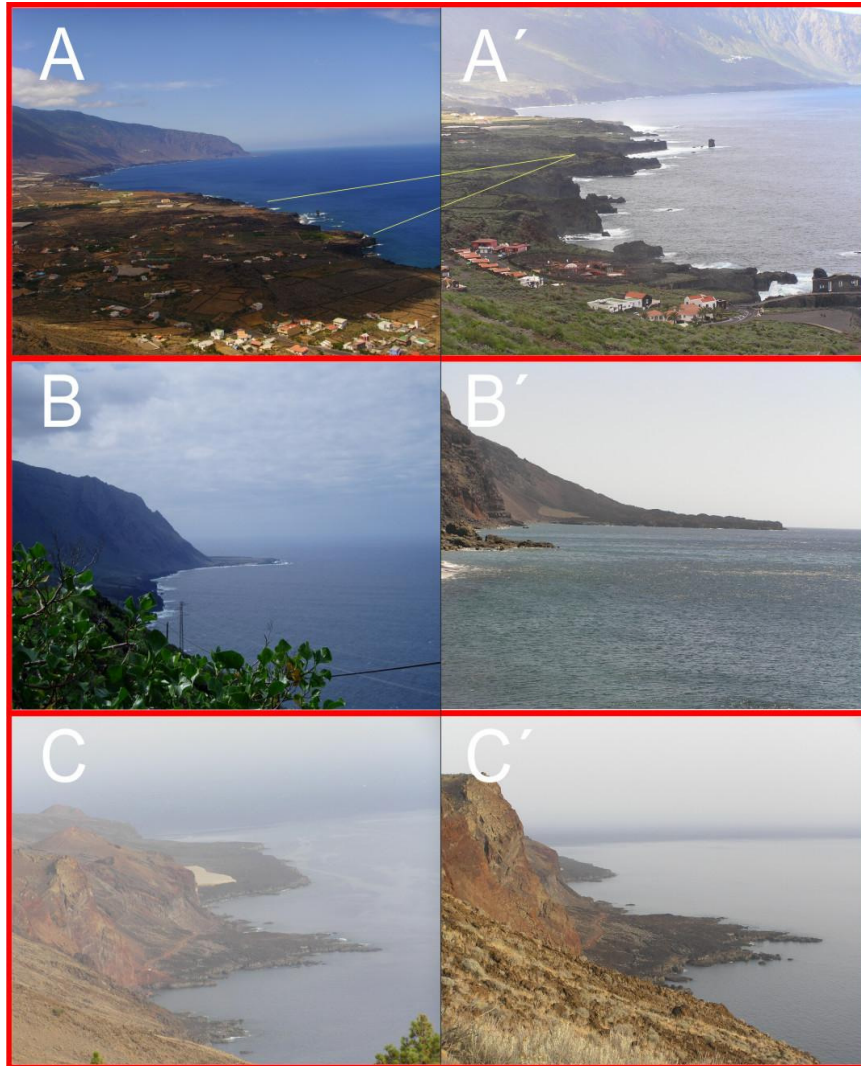


FIGURA 6.6 A-A': Plataforma de El Golfo; B-B': Plataforma de El Verodal (NO de la isla); C-C': Plataforma de Tacorón (SO).

Dentro de las formas destructivas se pueden reconocer formas de ladera, distinguiéndose entre depósitos de derrubios y coluviones gruesos, localizados al pie de acantilados y depósitos de derrubios finos, en su mayor parte procedentes del material piroclástico de los conos volcánicos. En cuanto a las formas fluviales, El Hierro presenta una red de barrancos de funcionamiento torrencial y esporádico, especialmente importante en las laderas de los escarpes de El Golfo, La Dehesa y Las Playas. Estos barrancos no son muy profundos ni están muy incididos debido a su relativa juventud. Al pie de estos escarpes se generan depósitos de abanicos aluviales y conos de deyección, con espesor y granulometría notables. En la isla las formas eólicas son escasas y de poca extensión, distinguiéndose depósitos de arena en Punta de Arenas

Blancas (isla baja de La Dehesa). Las formas litorales se clasifican en acantilados actuales y paleoacantilados. Los primeros se localizan a lo largo de, prácticamente, todo el perímetro costero de la isla. Como acantilados antiguos pueden citarse: el escarpe existente al SO de la Montaña de las Calcosas, limitando, en parte, la isla baja de Orchilla, y el escarpe occidental de la meseta de La Dehesa. Algunos de estos paleoacantilados están parcialmente cubiertos por lavas de erupciones posteriores.

6.2.3 Geología

La base geológica que se ha incluido en la base de datos procede de fuentes del Instituto Geológico y Minero de España (proyecto GEODE, inédito). Se trata de la cartografía geológica en formato digital continuo, realizada a partir de la cartografía MAGNA (Balcells y Gómez, 1997) y elaborada a escala 1:25.000. De toda la información disponible, es esta la única cartografía que se encuentra en formato SIG, lo que ha condicionado necesariamente la elección de la misma como base de referencia para este trabajo.

En esta cartografía se representan los materiales de la superficie en base a sus características litológicas, estratigráficas, estructurales, de antigüedad, etc., y está basada en el sistema de coordenadas “WGS 1984 UTM H28”, Datum: D_WGS_1984. La información del proyecto incluye datos espaciales en formato shape y cobertura, así como una Geodatabase donde se recoge toda la información asociada a los datos espaciales. Los datos espaciales se componen de litologías, contactos, diques, estructuras, fracturas y elementos puntuales, presentando los siguientes niveles de información (Tabla 6.3), los cuales pueden verse representados en la figura 6.7.

NOMENCLATURA	DEFINICIÓN
Z2916MRGEO	Unidades cartográficas, recintos geológicos diferenciados
Z2916MPGEO	Etiquetas de los recintos geológicos
Z2916MLGEO	Líneas auxiliares de anclaje de las etiquetas de los polígonos geológicos
Z2916MLCON	Líneas de contactos y fallas. Entidades lineales de origen diverso
Z2916MPBUZ	Puntos y etiquetas de entidades puntuales y medidas estructurales

TABLA 6.3 Niveles de información de los datos espaciales. GEODE (IGME).

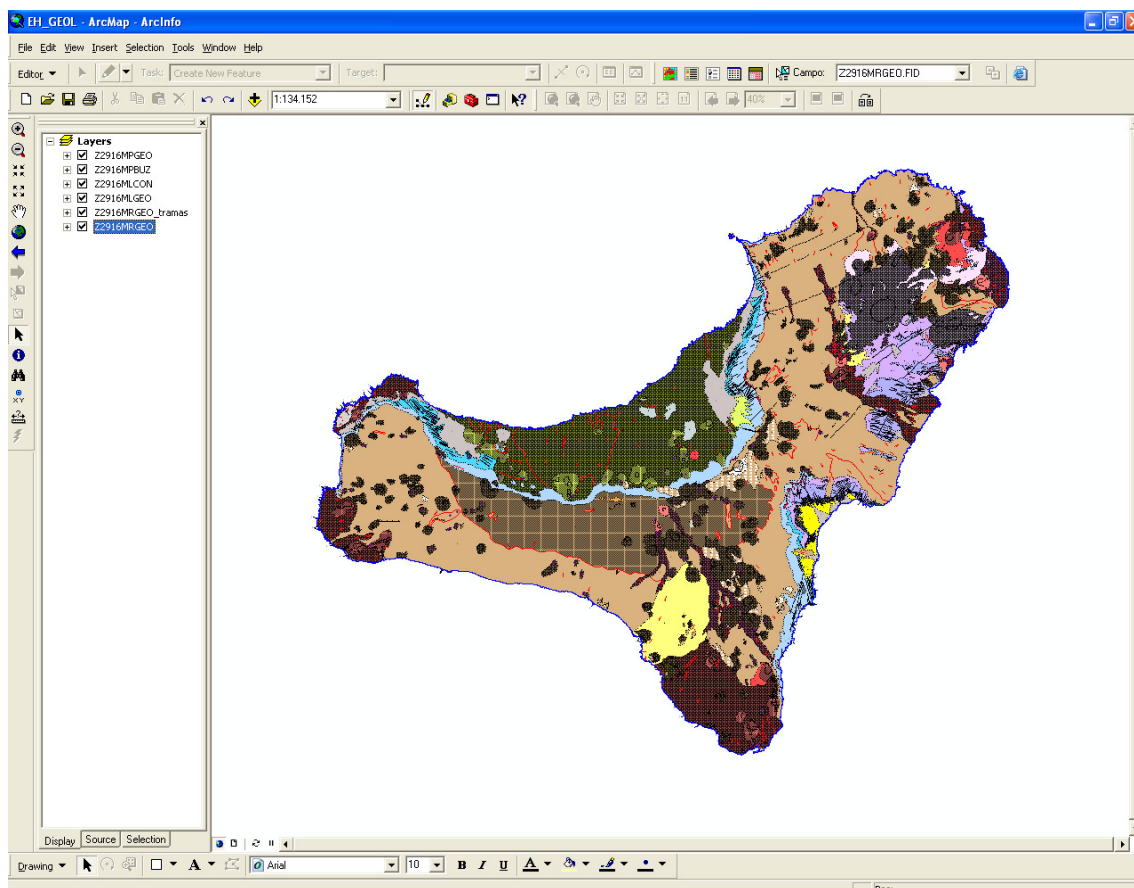


FIGURA 6.7 Representación gráfica de la información geológica que contiene el GEODE (IGME).

6.2.4 Geocronología

Dentro de la tabla de Geocronología se han incluido 43 registros pertenecientes a dataciones realizadas por diferentes autores desde el año 1972 para la isla de El Hierro. Las dataciones más antiguas corresponden a autores como Abdel Monem et al (1972), que dataron por primera vez el inicio de construcción de la isla, dando una edad de aproximadamente 3 Ma. Fúster et al (1993) realizan nuevas dataciones y recalculan las anteriores concluyendo que el período de construcción de la isla es del orden de 1 Ma. Posteriormente, Guillou et al (1996) combinan medidas de paleomagnetismo con la realización de nuevas dataciones radiométricas. La utilización conjunta de estas dos técnicas les permite precisar aún más la estratigrafía y edad absoluta de la isla (< 1,12 Ma).

Los datos geocronológicos se han incluido en la base en formato de Access pero se trabaja con ellos desde ArcCatalog de ArcGIS (Fig. 6.8). Algunos de los campos de la

tabla no han podido completarse ya que se carece de información descriptiva sobre determinados aspectos como el origen, el procedimiento de análisis, la fecha de toma de la muestra, el laboratorio donde se realizó el análisis, etc. Por este motivo es complicado poder valorar la bondad intrínseca de los datos y se ha partido de la hipótesis de validez de todos ellos, a excepción de aquellos que han sido rechazados en trabajos de investigación recientes, por estar fuera del límite real de edad de los materiales de la isla.

ID	MUESTRA	EDAD	TIPO DE MUESTRA	UBICACIÓN	HOJA	COORDENADA	ALTIT	MÉT	REFERENCIA
1	15A	3,05±-3,00 mil	Basalto olivínico augítico, grisáceo de grano fino, porfídico.	Base del escarpe de El Golf VALVERDE				K-Ar	ABDEL MONEM 1972
2	23	0,74±-0,04 mil	Basalto plagioclásico, pobre en OI, grisáceo, grano muy fino.	Lavas horizontales de espe VALVERDE				K-Ar	ABDEL MONEM 1972
3	4	0,70±-0,07 mil	Basalto plagioclásico, grisáceo, grano fino, porfídico.	Lavas bajo el borde del acan FRONTERA				K-Ar	ABDEL MONEM 1972
4	2	0,19±-0,03 mil	Basalto alcalino olivínico, gris, grano fino, vesicular y porfídico.	En la parte alta del escarpe FRONTERA				K-Ar	ABDEL MONEM 1972
5	19	0,19±-0,01 mil	Basalto alcalino olivínico, grisáceo oscuro, grano muy fino.	En la parte alta del escarpe FRONTERA				K-Ar	ABDEL MONEM 1972
6	1	4200±-100 mil		Volcán Soleiman (cerca de C14)					PELLICER 1977
7	2	6740 ±- 150 mi		Volcán Tanganosaga					C14
8	H.9.C	0,80±-0,06 mil	Basalto. Colada basáltica. Basalto afanítico con escasos fe	Carretera Valverde-Frontera		27 46 37 N	980 m.	K-Ar	FUSTER et al., 1993
9	H.11.C	0,79±-0,16 mil	Basalto. Colada basáltica. Fenocristales de augita y olivino.	Puerto de la Estaca. Km. 0,6		27° 46' 58" N	80 m.	K-Ar	FUSTER et al., 1993
10	H.12.C	0,45±-0,06 mil	Basalto	Punta de la Bonanza				K-Ar	FUSTER et al., 1993
11	H.34.C	0,43±-0,09 mil	Basalto	Fuga de Gorreta				K-Ar	FUSTER et al., 1993
12	H.27.C	0,38±-0,05 mil	Basalto	Los Goranes- La Madera				K-Ar	FUSTER et al., 1993
13	H.32.C	0,29±-0,05 mil	Basalto. Colada basáltica. Basalto olivínico. Pequeños tenoc	Camino Las Casas- Playa Ca		27 42 40 N	740 m.	K-Ar	FUSTER et al., 1993
14	H.21.C	< 0,05 millones	Basalto	Camino Ermita Peña-Las Pun				K-Ar	FUSTER et al., 1993
18	H.19.C	0,08±-0,04	Traquita. Colada traquítica. Afanítica. Pequeños fenocristale	Camino Ermita Peña-Las Pun		27 47 48 N	600 m.	K-Ar	FUSTER et al., 1993

FIGURA 6.8 Muestra de los datos geocronológicos de la Base de Datos para la isla de El Hierro.

Las muestras que se integran en la base de datos presentan diversos sistemas de referencia (Lambert, UTM, geográficas, etc.) y en muchos casos carecen de coordenadas geográficas, pero incorporan una descripción del punto de muestreo o de la unidad a la que pertenecen. Los datos con coordenadas se han transformado a coordenadas UTM y representado como puntos en el mapa de datos geocronológicos de El Hierro. Se ha llevado a cabo la asignación de las dataciones a la litología sobre la cuál estaban directamente proyectadas. Se ha comprobado que realizando estas transformaciones en los datos a un único sistema de referencia (el del GEODE, WGS84, UTM 28N) se producen algunos errores en la ubicación de muestras, por lo que para determinar la unidad a la que pertenece la muestra se ha seguido un proceso de asignación más complejo, que consiste en buscar a partir de la información bibliográfica de que se dispone, qué materiales son los que están caracterizando. De la misma manera se ha procedido con las muestras que no presentan coordenadas asociadas.

Del total de 43 muestras, la mayor parte de los datos se corresponden con muestras pertenecientes a la zona noreste de la isla. Otros datos pertenecen a muestras recogidas en el escarpe de El Golfo, en la zona de Las Playas y en la zona de El Julan. Existe una clara dispersión y desigualdad en la localización de muestras, estando por ejemplo la zona oeste de la isla exenta de dataciones. Por este motivo se hacen necesarios nuevos estudios geocronológicos para poder disponer de un mayor número de datos, que nos servirán para el consiguiente análisis de la peligrosidad.

6.2.5 Geoquímica

La base de datos de Geoquímica incorpora 136 registros de análisis químicos realizados para los materiales de la isla de El Hierro, obtenidos en su totalidad a partir de publicaciones (Fig. 6.9). Para cada una de las muestras, la base de datos incorpora campos con el contenido en elementos mayores, menores y traza en porcentaje. Algunas muestras tienen asociados diferentes diagramas (TAS, Diagrama SiO₂) en los que se han representado las muestras. Puesto que al igual que en el caso de la base de datos de geocronología las muestras de geoquímica presentan una gran heterogeneidad en cuanto a la asignación de sistema de coordenadas geográficas y dificultades en su proyección, se ha utilizado como criterio preferente de asignación a unidades, la descripción de la que se dispone de cada uno de los artículos o trabajos de que proceden.

De las 136 muestras tan solo 18 de ellas disponen de datos de coordenadas geográficas. El resto de muestras no se encuentran georeferenciadas pero se dispone de información acerca de su localización lo que nos ha permitido ubicar las muestras dentro de la isla. En cuanto a la distribución de las muestras se ha observado, que existe un reparto aceptable de datos geoquímicas en toda la extensión de la isla. Cabe decir que la zona que mayor representación de muestras tiene es la zona del escarpe de El Golfo, seguida de la zona NE de la isla. Como en el caso de los datos geocronológicos, es evidente el menor número de muestras geoquímicas existentes para la zona oeste de la isla.

Del 100 % de las muestras, el 24 % son de composición tefrítica, el 22 % son basanitas, el 18 % corresponde a basaltos y el 13 % a traquitas, siendo estos cuatro los tipos químicos más abundantes. Ocasionalmente se encuentran en valores próximos al 4

%, foiditas, hawaïitas y traquibasaltos. El resto de tipologías representan el 2 % del total y las menos abundantes el 1 %. En el primer grupo se encuentran benmoreitas, mugaritas, picritas y tefritas fonolíticas, y dentro del grupo que representa el menor porcentaje se hallan los microbasaltos, picritas-basaníticas y traquibasaltos.

ID1	MUESTRA	TIPO MUESTRA	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MgO	CaO	H2O	K2O	MnO	TiO2	P2O5	H2O	O	OR	AB	
1	AG547	Tefrita	44,08	14,14	13,88	0	7	10,25	3,88	1,15	0,18	4,28	0,85	0	0	6,8	20,18	
2	39882	Traquibasalto	48,8	15,88	4,42	6,23	6,72	7,08	4,82	1,67	0,38	2,56	1,3	0,24	0	9,8	37,96	
3	39891	Traquibasalto	46,1	16,57	2,25	8,56	6,11	7,37	4,58	1,68	0,24	2,71	1,3	0,41		9,35	37,19	
4	39894	Basalto afanítico	44,8	15,88	4,23	8,39	7,2	9,24	3,96	1,44	0,22	3,97	1,06	0,59		8,5	23,3	
5	AG548	Tefrita	43,09	14,09	13,89	0	7	10,2	3,99	1,31	0,18	4,5	1,16	0	0	7,74	19,16	
6	39880	Taquita s.s.	61	18,1	1,3	3,08	1,65	2,91	6,9	3,03	0,2	0,93	0,22	0,59	0,51	17,59	60,87	
7	39861	Basanita	43,6	13,94	3,72	10,39	9,23	9,31	3,22	1,13	0,2	3,72	0,77	0,57		6,68	18,11	
8	39872	Basalto olivínico	42,7	13,13	5,81	8,5	9,57	12,1	2,75	0,72	0,19	3,49	0,52	0,36	0	4,3	13,16	
9	40592	Traquita máfica	55,35	17,57	4,22	3,28	3,25	5,38	5,61	2,89	0,17	0,97	0,72	0,54	0	16,94	49,98	
10	RB17	Tefrita	44,62	14,96	12,46		5,31	10,22	5,04	1,81	0,18	4,05	1,14			10,7	17,48	
11	AG545	Hawaïita	49,19	16,42	11,02		4,28	8,01	5,34	1,59	0,21	2,73	1,21			9,4	36,66	
12	AG509	Tefrita	42,77	14,11	13,99		6,48	11,54	3,72	1,25	0,17	4,98	0,98			7,39	14,61	
13	RB4	Basanita	41,78	10,68	14,16		11,16	11,63	3,8	1,14	0,17	4,13	0,93			6,74	5,54	
14	RB15	Basanita	42,53	10,15	14,14		12,8	11,29	2,91	0,92	0,17	4,16	0,63			5,44	9,54	
15	39967	Foidita	40,92	10,65	3,37	10,31	13,51	10,66	3,19	1,86	0,2	4,11	0,88	0,28			6,64	
16	40831	Basanita	42,41	10,4	3,14	10,22	12,91	11,61	2,6	1,01	0,19	4,24	0,75	0,41		5,97	6,89	
17	39918	Foidita	40,1	9,69	4,58	10,98	12,98	13,07	2,01	1,18	0,17	3,96	0,58	0,35				
18	39860	Tefrita	42,71	13,85	4,49	9,73	7,85	12,65	3,76	0,53	0,2	3,21	0,41	0,64	0	3,13	8,48	
19	41488	Tefrita	42,6	14,4	4,78	9,35	6,86	10,66	4	1,4	0,19	4,47	1,08	0,28			8,27	13,65
20	47596	Basanita	42,01	12,74	4,38	10,7	8,98	9,13	3,84	1,5	0,19	4,74	1,04	0,5		8,86	13,73	
21	41225	Basanita	40,41	12,24	7,6	6,45	11,22	12,06	2,84	1,01	0,21	3,48	0,88	1,63		5,97	6,98	
22	41471	Traquibasalto	47,2	17	4,51	6,96	4,74	8,27	5,44	1,49	0,22	2,46	1,19	0,51	0	8,81	30,81	
23	40990	Basalto afanítico	44,25	15,75	4,44	8,73	6,18	10,64	3,53	1,39	0,21	3,65	0,83	0,44	0	8,3	19,01	
24	AG552	Tefrita	45,12	16,1	11,89		4,92	10,03	4,35	1,6	0,18	3,93	0,93				9,46	22,55
25	40162	Basalto plagioclásico	46,1	15,72	3,83	7,74	7,18	9,09	3,37	1,47	0,2	3,21	0,87	1,25	0	8,8	27,88	
26	40158	Basalto afanítico	44,3	15,29	4,67	8,1	6,45	10,67	3,37	1,4	0,2	3,33	0,89	0,83	0	8,45	20,15	
27	40159	Basalto olivínico	41,4	12,75	5,12	9,3	9,53	10,74	2,81	1,35	0,2	4,14	1,03	1,48	0	8,2	11,9	
28	47599	Foidita	39,81	13,13	4,91	9,38	9,53	11,93	3,22	1,08	0,19	4,52	1,59	0,81		6,38	6,93	
29	47603	Tefrita	45,66	16,96	3,4	8,74	5,76	8,56	4,16	1,52	0,19	3,61	0,83	0,67		8,98	24,54	
30	41390	Basalto piroxénico-olivínico	47,9	16,4	3,73	7,25	5,8	7,79	4,31	1,35	0,2	3,08	0,91	0,72	0	8,05	37,19	
31	41460	Traquita	58,85	18,6	4,21	0,27	0,91	4,5	7,44	2,91	0,24	1	0,19	0,51	0	16,89	58,42	
32	41457	Traquita máfica	55,9	19,2	3,11	2,39	1,22	5,94	7,17	2,68	0,3	1,13	0,32	0,17	0	14,99	49,09	
33	47591	Traquita máfica	56,5	18,6	3,69	2,14	1,21	5,47	7,12	2,89	0,27	1,16	0,3	0,39	0	16,79	50,6	
34	41456	Traquita máfica	55,9	18,71	5,46	0,21	1,22	5,94	7,86	2,62	0,28	1,1	0,33	0,41	0	15,14	48,79	
35	AG561	Benmoreita	56,95	18,95	5,85		1,29	5,36	7,28	2,48	0,26	1,18	0,32			14,66	50,52	
36	47573	Traquita máfica	54,7	18,17	4,7	2,45	2,01	6,59	6,2	2,43	0,28	1,69	0,45	0,44	0	14,18	48,02	
37	47588	Traquita máfica	55,65	18,86	3,75	1,95	1,21	5,33	7,47	2,94	0,28	1,16	0,3	0,54	0	17,09	47,8	
38	40688	Traquita porfídica	54	18,97	3,78	2,47	2,24	5,95	6,58	2,53	0,28	1,3	0,46	0,77		14,84	45,37	
39	47566	Traquita	58,25	18,81	3,42	0,81	1,01	4,49	8,57	2,75	0,25	0,73	0,18	0,6		15,74	52,33	

FIGURA 6.9 Muestra de los datos de geoquímica de la Base de Datos para la isla de El Hierro.

Con el fin de mejorar la información geoquímica sería recomendable estudiar la composición de erupciones recientes bien conservadas e incrementar el número de datos relativos al sector oeste de la isla.

6.2.6 Estructura

Los datos estructurales nos permiten determinar cuáles son las zonas de ascenso preferente de magma. Los datos estructurales de la base de datos de El Hierro incluyen datos referentes a fallas, diques cuya información ha sido recogida tanto en superficie como en galerías, e información sobre centros de emisión y sus alineaciones.

Fallas

La cartografía GEODE incorpora entre sus capas información sobre fracturas o fisuras identificadas en la isla de El Hierro. En la capa Z2916MLCON (Tabla 6.3) se distinguen varios tipos de fracturas. Entre ellas hay identificadas fallas normales y fallas inferidas que se corresponden con el trazado de fallas ocultas. La mayoría de éstas han sido localizadas en la zona noreste de la isla y presentan direcciones promedio de N70°E (Fig. 6.10). Otras fallas han sido cartografiadas en la zona sur del escarpe de Las Playas así como al oeste de la isla.

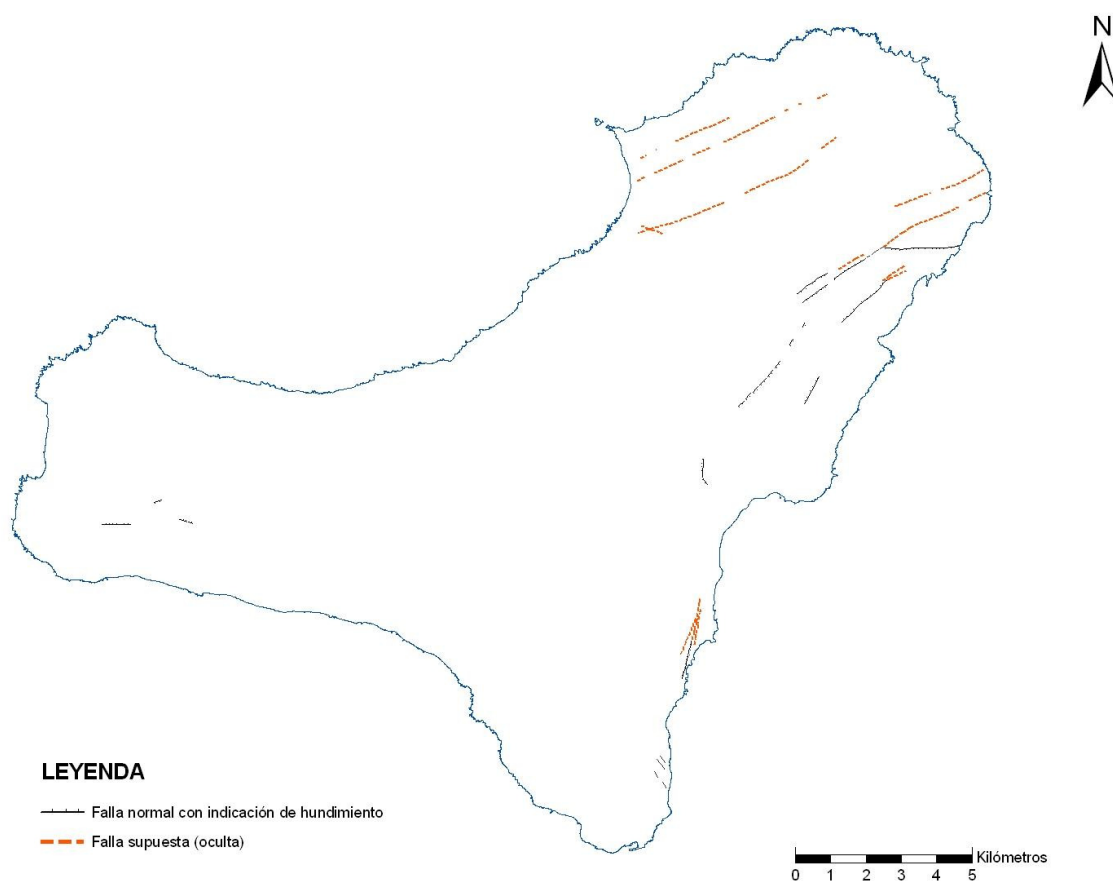


FIGURA 6.10 Mapa de fracturas reconocidas en El Hierro (GEODE, IGME)

Diques

En El Hierro son comunes los diques que afloran principalmente en los escarpes de El Golfo (Fig. 6.11) y Las Playas. A partir de la información del GEODE se han obtenido datos de localización y dirección de un total de 564 diques que han sido cartografiados principalmente en los escarpes de El Golfo y Las Playas (Fig. 6.12). Para

completar esta información con datos de buzamiento, composición, etc. ha sido necesario realizar varias campañas de campo durante las cuales se ha obtenido información acerca de la distribución y características de los diques observados tanto en superficie como en el subsuelo de la isla. En total se han estudiado en detalle hasta el momento 405 diques: 155 en superficie y 250 en galerías realizadas para la extracción de agua.



FIGURA 6.11 Enjambre de diques cortando el escarpe de El Golfo.

En lo que refiere a los diques que afloran en superficie, la mayoría de ellos han sido estudiados en el escarpe de El Golfo. Son diques de composición basáltica, observándose en muchos de ellos el desarrollo de grandes cristales de piroxeno y olivino. Las direcciones predominantes de los diques varían en función de la zona del escarpe donde se midan (Fig. 6.12). Así, en toda la zona del escarpe desde Las Puntas hasta Frontera el valor promedio de dirección de todos los diques medidos es de N53°E. En la zona central del escarpe, hay una menor representación de diques expuestos debido a que han tenido lugar procesos magmáticos posteriores que los han cubierto. No

obstante se han podido medir todos aquellos diques observables a pie del escarpe y aquellos que aparecen a lo largo de caminos que ascienden por la pared de El Golfo. El valor promedio de direcciones para estos diques es $N86^{\circ}E$. En la parte oeste del escarpe los diques adquieren unas direcciones promedio de $N121^{\circ}E$. Para el conjunto de todos los diques se puede decir que en su mayoría son subverticales y de composición basáltica, con potencias promedio de 1 m. pudiendo encontrar un rango de espesores entre 0,3-3,5 m.

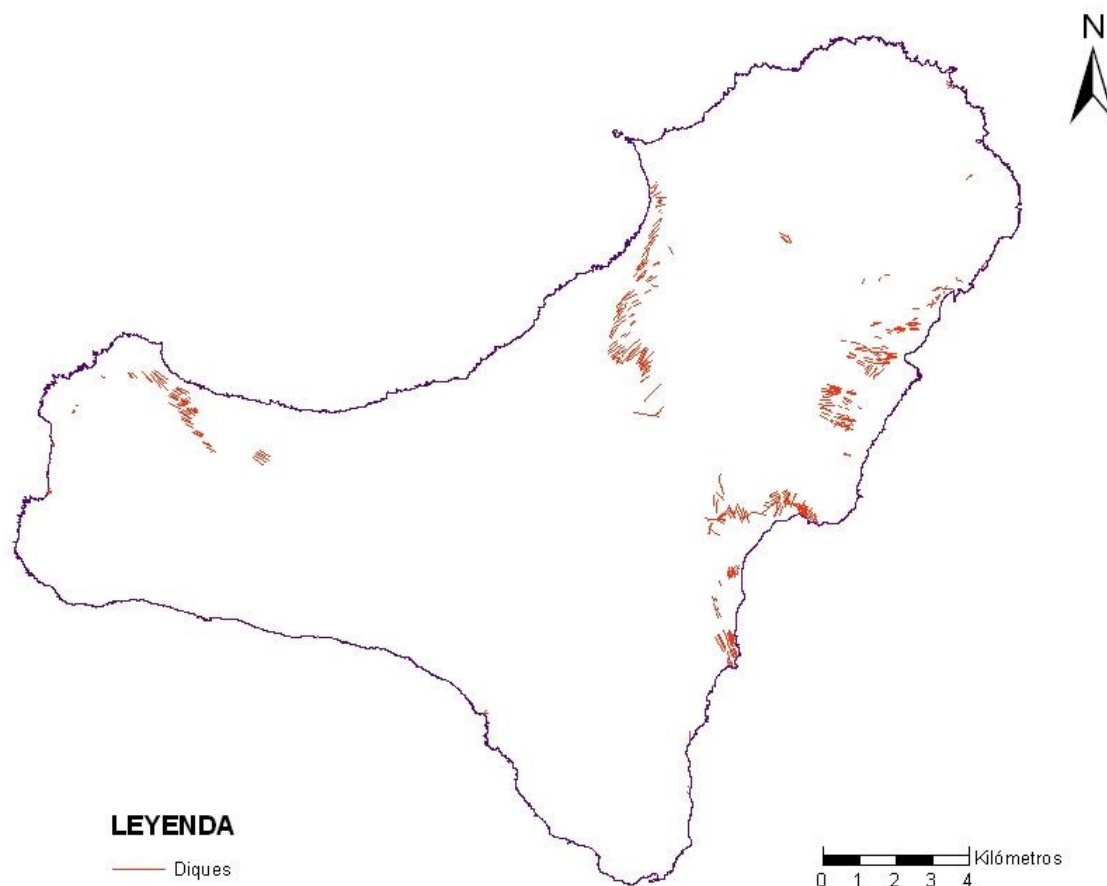


FIGURA 6.12 Mapa de diques reconocidos en El Hierro (GEODE, IGME)

Dentro de la zona NE de la isla de El Hierro existen una serie de diques que son observados, además de en el escarpe de El Golfo, en el fondo de los barrancos de Tiñor, Honduras, Balón y Playecillas. La mayoría de los diques aparecen aquí formando una red radial cuyas direcciones van girando desde $N50^{\circ}E$ hasta $N110^{\circ}E$. Hay otra familia de diques igualmente basálticos y subverticales, pero más tardía, cruzada respecto a las directrices anteriores. Tienen orientaciones entre $N25^{\circ}-45^{\circ}E$. En la zona norte de Las

Playas los diques adoptan varias direcciones, siendo las más frecuentes las N150°-160°E y los N20°-40°E (Fig. 6.12).

Así como se ha realizado un estudio estructural en superficie, se han medido las direcciones y buzamientos de todos los diques que afloran en once galerías en El Hierro. Las galerías a las que se ha podido tener acceso, fueron perforadas inicialmente para la extracción de agua, y se localizan: cinco de ellas en la dorsal noreste de la isla, otras cinco en la dorsal sur y una en la dorsal oeste (Fig. 6.13). A lo largo de estas galerías han podido ser medidos un total de 240 diques. Los valores de dirección y buzamiento promedio obtenidos muestran diferencias en la orientación de estos diques según su ubicación (Figs. 6.13 y 6.14). Así, para los diques que afloran en las galerías de Los Padrones, Tamaduste, Tijirote, Charco de Tincos y Tincos (dorsal NE) se ha obtenido una dirección promedio de N62°E (Fig. 6.14). Para aquellos que atraviesan las galerías de la dorsal sur, es decir aquellos observados en las galerías de El Parador, Tacorón, Los Jables, El Julan y Las Alcusas se ha calculado una dirección promedio de N130°E (Fig. 6.14). Únicamente ha podido ser visitada una de las galerías ubicadas dentro de la dorsal oeste, la galería del Verodal, en la que se han obtenido valores de dirección promedio de N075°E (Fig. 6.14).

Aprovechando la linealidad de los afloramientos de las galerías, se ha realizado un estudio de extensión horizontal. Es decir, se ha calculado cuánto se ha extendido horizontalmente la corteza debido a la intrusión de magma desde la astenosfera. Esta extensión se produce debido a que el dique da lugar a la creación de espacio por dilatación de la roca encajante (Fig. 6.15). Esta dilatación lleva consigo una extensión cuyo cálculo es sencillo cuando se dispone de perfiles que cortan diques de dirección, espesor y buzamiento conocido.

Los dos métodos más utilizados para el cálculo de la extensión horizontal miden respectivamente: (1) la extensión absoluta (Ferrari et al., 1991) y (2) el porcentaje de extensión (Marinoni, 2001). La extensión absoluta (D) se suele utilizar cuando los diques son subverticales y perpendiculares al corte en el que se mide. El cálculo, según Ferrari et al. (1991) se realiza sustituyendo los valores del espesor del dique (T), el azimut a lo largo del cual se mide la extensión (α) y la dirección del dique (β):

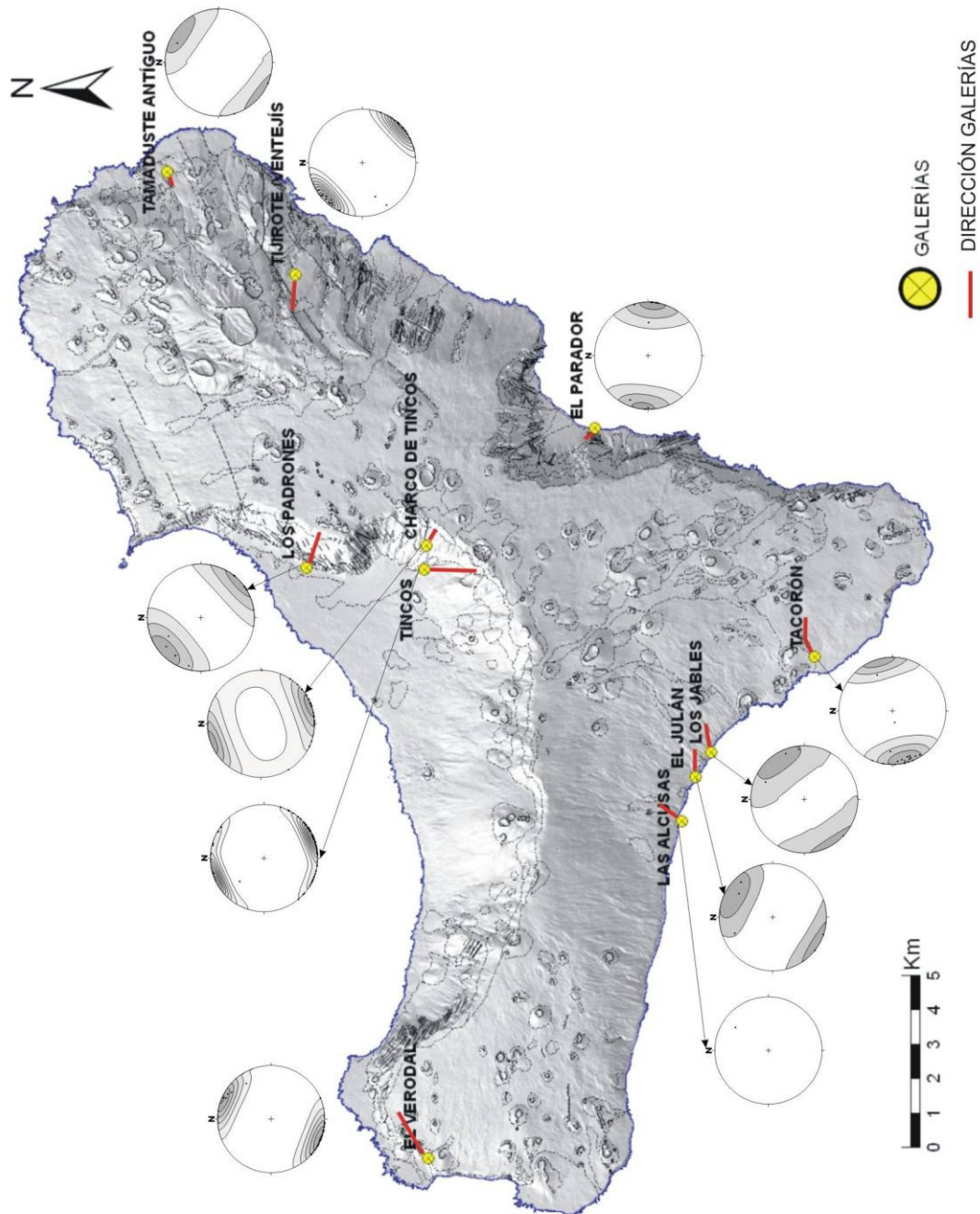


FIGURA 6.13 Mapa en el que están representadas las direcciones preferentes de los diques en cada una de las galerías visitadas en El Hierro.

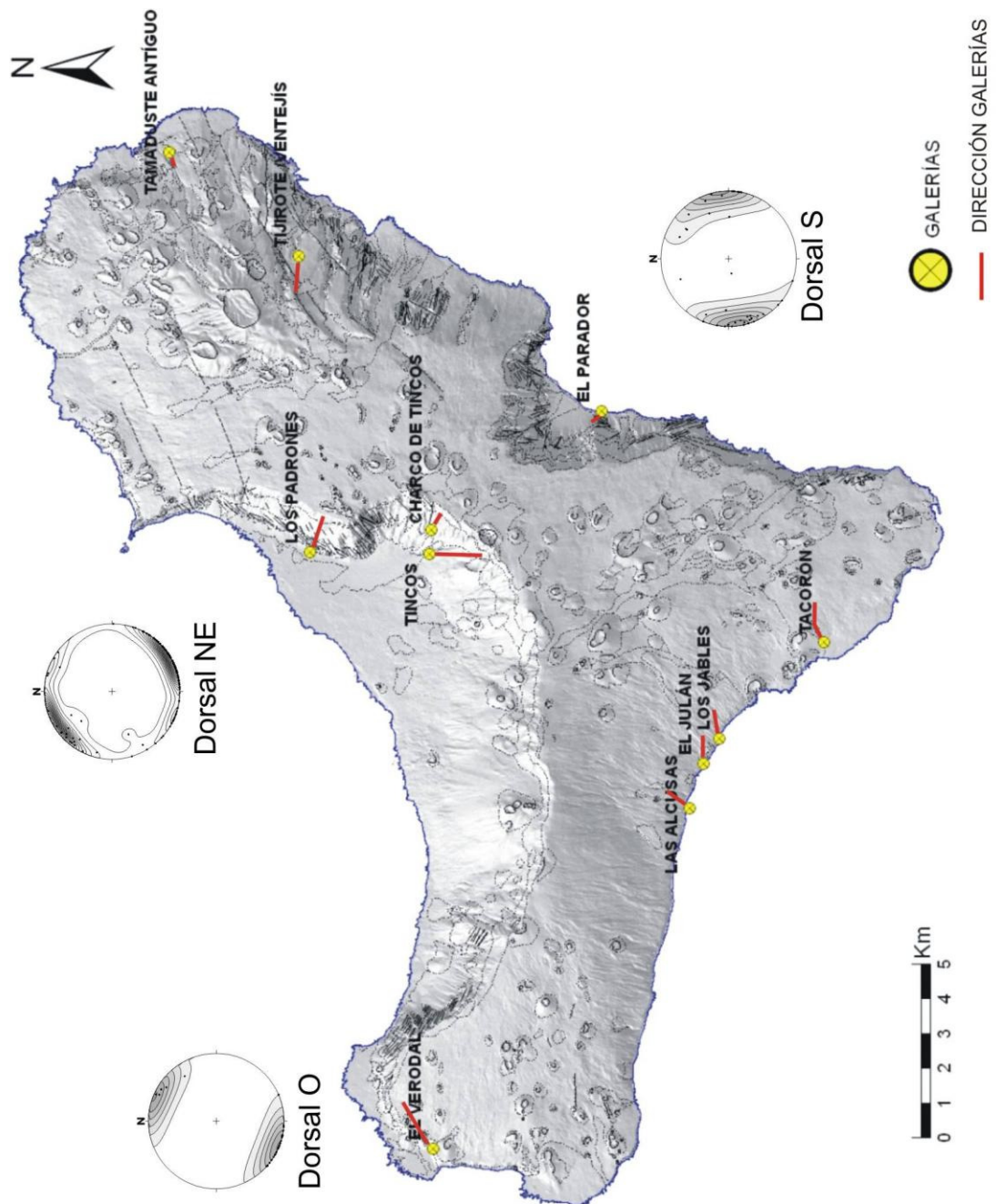


FIGURA 6.14 Mapa en el que están representadas las direcciones preferentes de los diques en cada una de las dorsales de El Hierro.

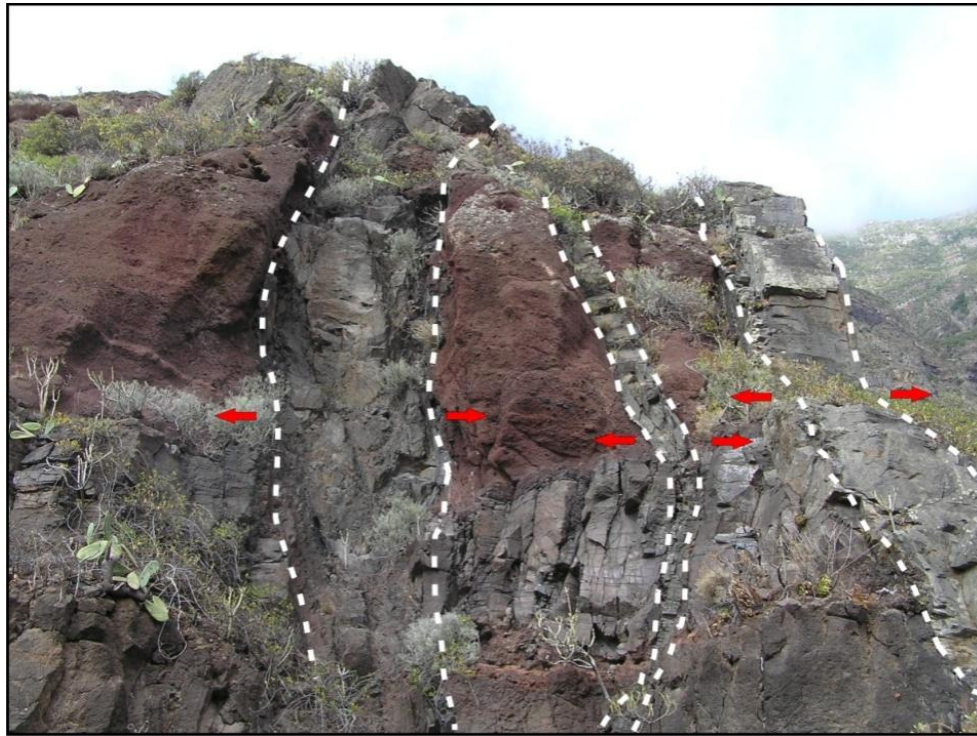


FIGURA 6.15 Diques expuestos en la pared de el valle de El Golfo que suponen creación de espacio por dilatación de la roca encajante.

$$D = T \sin(\alpha - \beta) \tag{1}$$

En el caso de que los diques sean inclinados y/o no corten perpendicularmente el perfil de medida, como es el caso de los diques que afloran en las galerías de El Hierro, hay que corregir estas desviaciones, por lo que en este trabajo se ha realizado el cálculo de la extensión horizontal siguiendo la metodología propuesta por Marinoni (2001). Dicha corrección se realizó aplicando la fórmula propuesta por Marinoni (2001) para estimar el porcentaje de extensión, $H\%(\alpha)$:

$$H_{\%(\alpha)} = \frac{\sum_{i=1}^n H_{i(\alpha)}}{L_p} \times 100 \tag{2}$$

Donde “ $H_{i(\alpha)}$ ” es la componente horizontal de la extensión debido a un dique “i” a lo largo del azimut “ α ”; y “ L_p ” es la longitud total de la sección donde se mide la extensión horizontal:

$$H_{i(\alpha)} = T_i \sin \delta_i \sin(\alpha - \beta_i) \quad (3)$$

Siendo:

i = dique individual

T_i = espesor del dique

β_i = dirección del dique

δ_i = buzamiento del dique

α = azimut de la sección en la cual se mide la extensión horizontal

Para la aplicación de este método es necesario conocer la dirección, el buzamiento y el espesor de cada dique individual. Estos datos han sido obtenidos a partir del estudio detallado de los diques en las once galerías, por lo que se ha calculado la extensión horizontal en cada una de ellas (Fig. 6.16). Los resultados obtenidos indican que para las galerías de la dorsal NE la extensión horizontal máxima medida es de aproximadamente un 25 %, medida en la galería de Charco de Tincos, la cual atraviesa materiales antiguos intruidos por una densa red de diques. Para la galería del Tamaduste se ha obtenido un valor mucho menor de extensión de poco más del 1 %, ya que esta galería está perforada en materiales recientes en los cuales el número de diques es menor. De la misma manera, los datos obtenidos para las galerías de la dorsal S indican valores de H%, entre 0,5 y cerca del 10 %. Como para la dorsal oeste se ha podido visitar una única galería, los datos de extensión horizontal no son significativos para toda la dorsal. Para la galería del Verodal se ha obtenido un valor de H% de un 2 %.

La estimación de la extensión horizontal acumulada debido a la intrusión de magma ha sido utilizada por diversos autores con el fin de evaluar la extensión de la corteza (Walker, 1959; Gudmundsson, 1983, 1990, 1995; Gautneb et al., 1989; Ferrari et al., 1991; Gautneb y Gudmundsson, 1992; Langbacka y Gudmundsson, 1993; Marinoni, 2001; Ray et al., 2007). La extensión horizontal es siempre mayor en las zonas profundas del sistema volcánico donde la densidad intrusiva es mayor. Esto sugiere que la galería de Charco de Tincos es la que más profunda está en el sistema volcánico de la isla, pero también indica que es la que está más cerca del eje de la dorsal, donde los procesos intrusivos son más comunes.

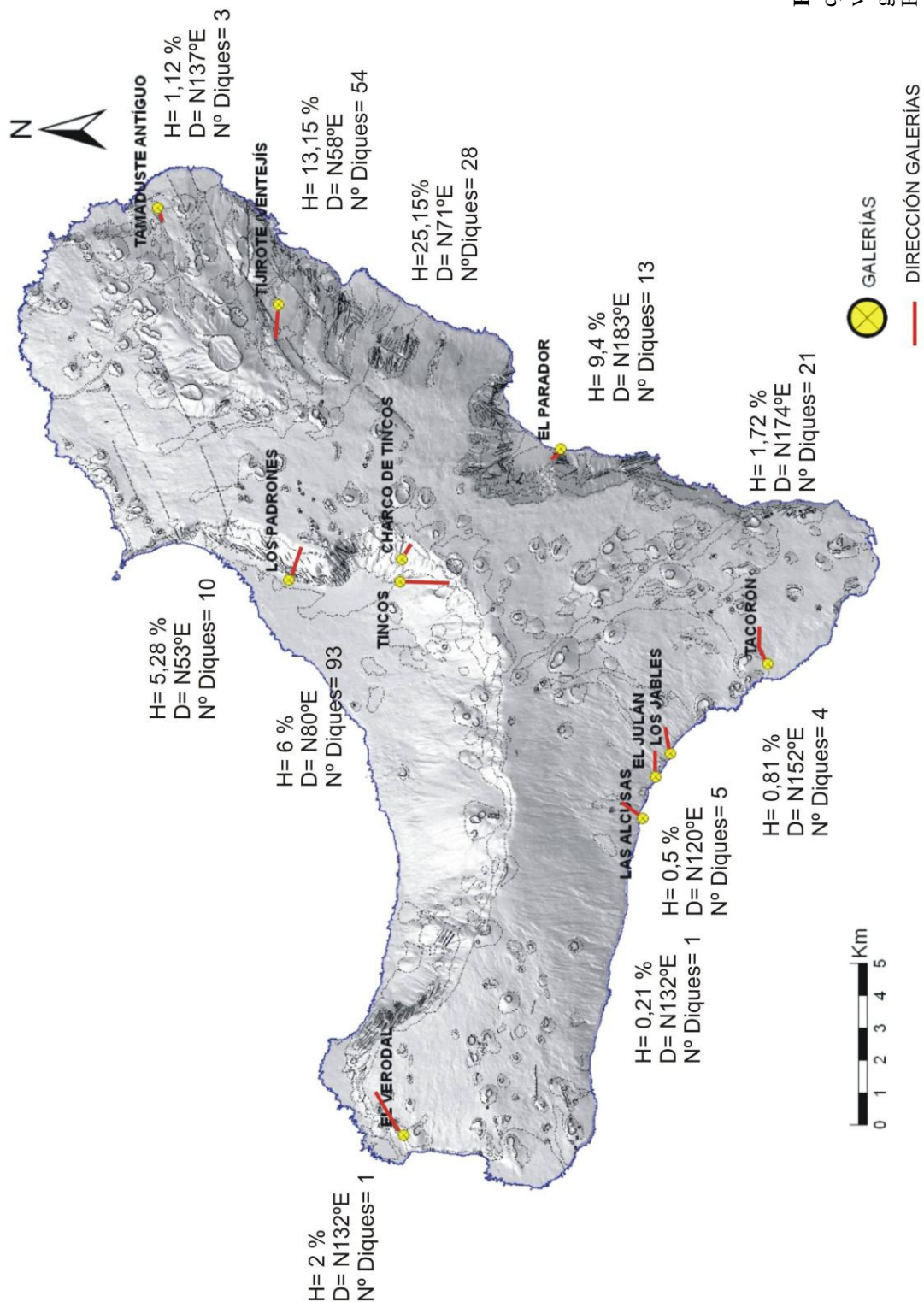


FIGURA 6.16 Mapa en el que están representados los valores de H% para las galerías visitadas en El Hierro.

Los valores de extensión horizontal más comunes medidos en superficie en Islandia son del 5-6% (Gudmundsson, 1995). Sin embargo, en zonas de mayor extensión se registran valores del 15 al 28 % (Langbacka y Gudmundsson, 1993). Estos valores están de acuerdo con los resultados de Ray et al. (2007) que obtienen valores entre 3,8 % y 15,8 % para la zona del Deccan; y con los resultados del presente trabajo.

Marinoni (2001) hace el cálculo de extensión horizontal para cuatro zonas volcánicas según la dirección de máxima extensión obteniendo para: el Monte Somma-Vesubio una extensión máxima de 81,7 m; el Etna una extensión horizontal de 212 m; los macizos antiguos de Tenerife una extensión de 562 m y; los macizos antiguos de Lanzarote, 276 m. Sin embargo, estos datos deberían ser reconvertidos con el fin de realizar una comparación con los obtenidos para la isla de El Hierro.

Centros de emisión

Se ha incorporado a la base de datos la ubicación y características de los centros de emisión visibles en la isla de El Hierro. Los datos de centros de emisión han sido generados a partir de las cartografías GEODE y MAGNA del IGME, de la fotografía aérea, así como a partir de observaciones de campo. Todos estos datos han sido georeferenciados y representados en un mapa (Fig. 6.17). Parte de los datos proceden de la correspondiente cartografía GEODE, pero en ésta sólo aparecen identificados como centros emisores aquellos que no tienen cráteres o conos asociados, por ello se ha hecho necesario generar los datos puntuales correspondientes a cada uno de los centros eruptivos visibles que aparecen en la isla.

Cada centro eruptivo cartografiado, del total de 312, dispone de un código único que lo identifica, así como de una serie de atributos que describen sus principales características. El principal objetivo de identificar los centros de emisión, además de conocer la distribución de los puntos de salida de magma en la superficie, es el de inferir a partir de la agrupación de estos, líneas de significado estructural, que indiquen la dirección del conducto de alimentación (o dique) de dicha erupción. La metodología utilizada para inferir la dirección de las fisuras eruptivas (o diques en profundidad) se ha basado en la alineación de centros eruptivos (Nakamura, 1977; Tibaldi, 1995, Toprak, 1998; Tibaldi y Groppelli, 2002). Se han considerado centros eruptivos todos los

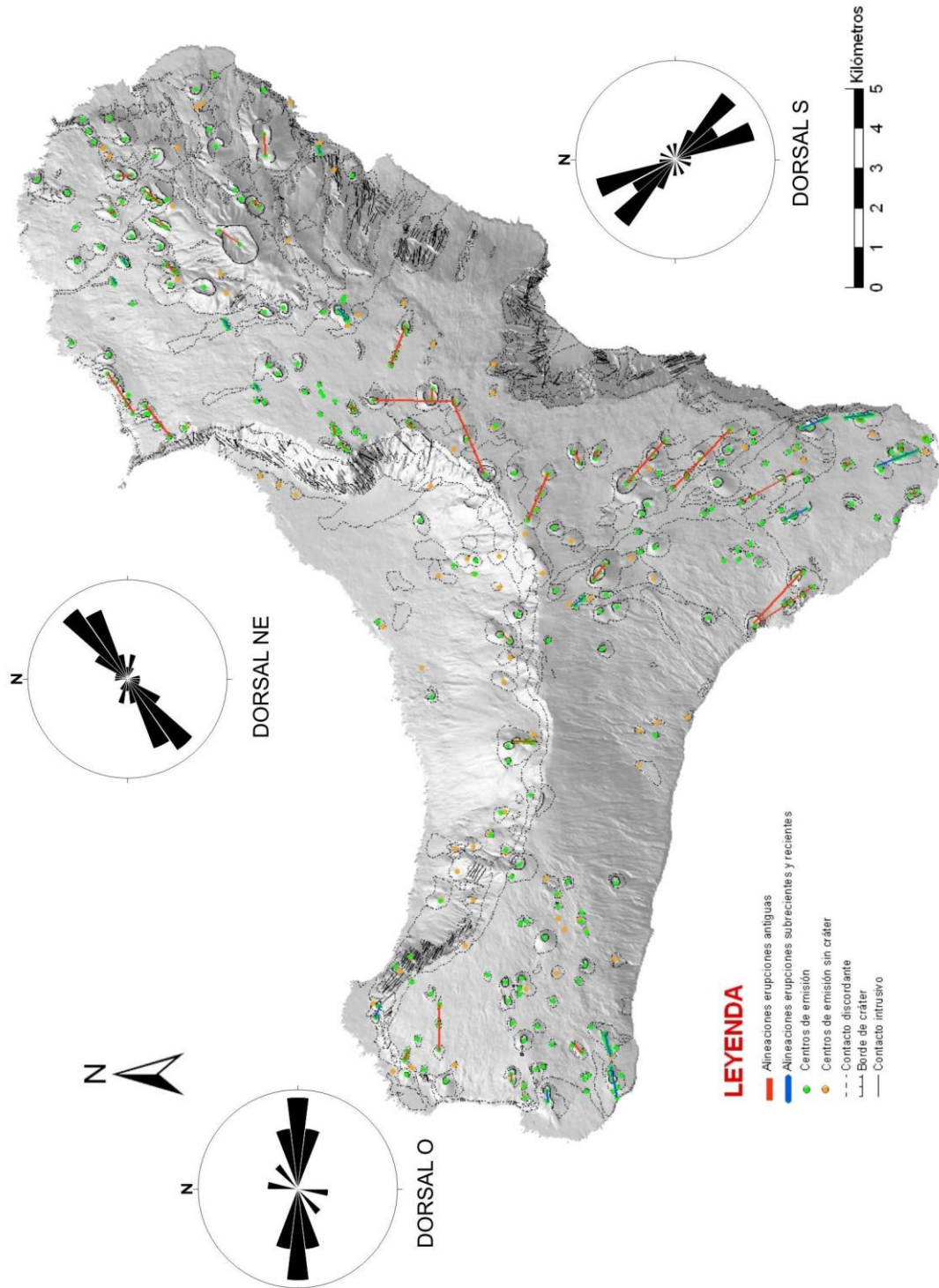


FIGURA 6.17 Mapa de centros de emisión y fisuras eruptivas con los correspondientes diagramas de rosas de los vientos que representan el promedio de las direcciones de las fisuras eruptivas.

puntos de salida de magma en superficie. Es decir, los conos de piroclastos soldados y no soldados, los cráteres y los puntos de emisión de lavas sin cono de piroclastos asociado.

Para el caso de las erupciones más antiguas de El Hierro, a veces ha resultado difícil identificar con precisión la o las fisuras a lo largo de las cuales han tenido lugar las emisiones debido a que los productos eruptivos están más erosionados y a veces cubiertos total o parcialmente por depósitos posteriores. Para el volcanismo más reciente, al conservar en la mayoría de ocasiones un número elevado de centros emisores, la identificación de las fisuras ha resultado más sencillo.

En este trabajo, la metodología para la identificación de fisuras eruptivas se ha basado en la alineación de centros eruptivos correspondientes a la misma erupción, o de tres o más centros eruptivos de edad similar separados una distancia inferior a 1 Km (Tibaldi, 1995). El único criterio morfológico utilizado para la identificación de fisuras eruptivas ha sido la elongación del cráter y/o el cono volcánico (Tibaldi, 1995) y siempre en ausencia de gradientes topográficos importantes, ya que se ha demostrado que cuando los conos piroclásticos se forman sobre una pendiente pronunciada su morfología tiende a alargarse en el sentido de la pendiente (Dóniz, 2001). La longitud de las fisuras eruptivas ha sido estimada teniendo en cuenta las dimensiones de la línea de unión de los centros eruptivos que componen la fisura. Esta línea se extiende desde el comienzo del primer centro eruptivo observado sobre la fisura eruptiva, generalmente la base de un cono piroclástico, hasta el final del último centro eruptivo.

Mediante la cartografía geológica y geomorfológica, la fotografía aérea y el estudio en campo se han identificado 312 centros eruptivos que se concentran principalmente sobre las tres dorsales de la isla. Se han inferido un total de 52 fisuras eruptivas, las cuales han sido el producto de la unión, en la mayoría de los casos de tres centros eruptivos. En las erupciones más recientes, como las de la Restinga u Orchilla, se han podido inferir fisuras a partir de 5, 6 y hasta 7 centros eruptivos (Fig. 6.17). La longitud de estas fisuras varía entre 0,1 y 2,1 Km, con una media de 0,6 Km.

Los diagramas de rosas representados en la figura 6.17, muestran una dirección predominante NE-SO para las fisuras inferidas sobre la dorsal noreste, O-E para aquellas situadas sobre la dorsal oeste y SSE-NNO, para aquellas determinadas sobre la dorsal sur. Estas direcciones coinciden con la dirección de los diques observados tanto en superficie como en las galerías para cada dorsal.

6.3 Estado actual del análisis de peligrosidad volcánica en El Hierro y efectos de los peligros volcánicos en las zonas costeras

Todos los datos que han aportado los trabajos y publicaciones sobre la isla de El Hierro, constituyen una información muy útil para el conocimiento volcanológico de la isla. Pese a ello, ningún trabajo ha sido enfocado desde el punto de vista de la peligrosidad volcánica. Sin embargo, en El Hierro se ha registrado un gran número de erupciones durante el holoceno (últimos 11.784 años), por lo que su volcanismo se considera aún activo.

El carácter del volcanismo reciente en la isla de El Hierro es en general basáltico, y está definido por mecanismos eruptivos de tipo estromboliano. Por tanto, el peligro volcánico más probable en la isla de El Hierro va a ser la emisión de coladas lávicas procedentes principalmente de los ejes de las dorsales. Los efectos de la dispersión y proyección de piroclastos dependerán de la situación del centro de emisión y de la dirección del viento dominante. Por otro lado, aunque las erupciones hidromagmáticas no son comunes en la isla, no debe descartarse la posibilidad de que se produzcan en zonas costeras, pero también en el interior, asociadas a aguas subterráneas. Finalmente, es probable que se produzcan erupciones submarinas, especialmente en la zona submarina de la dorsal sur.

El volcanismo subreciente y reciente en la isla ha generado un incremento de la superficie insular, ya que muchas de las erupciones han alcanzado las costas, provocando su avance. Este es el caso de las erupciones que han contribuido al relleno de la depresión de El Golfo, las cuales provocaron el avance de la plataforma en más de 3 km. Si atendemos a las erupciones más recientes, éstas han dado lugar a numerosas plataformas costeras o islas bajas como son la de Tamaduste, la de la Bahía de las

Calcosas, Tacorón o El Verodal. La inexistencia de zonas costeras extensas y llanas, con sedimentos poco consolidados disminuye enormemente la probabilidad de que se formen pseudocráteres en las zonas costeras de la isla.

Finalmente, el rápido crecimiento de la isla podría causar la inestabilidad del edificio dando lugar a nuevos deslizamientos de gran volumen que tendrían asociados tsunamis. Sin embargo, estos fenómenos deben ser estudiados más en detalle para poder evaluar su probabilidad y características.

Concluyendo, se puede realizar una aproximación cualitativa a la peligrosidad volcánica de El Hierro. Sin embargo, para obtener un análisis cualitativo detallado y un estudio cuantitativo es necesario estudiar en más detalle la volcanología de la isla. Especialmente, las erupciones de más recientes. Pero también es necesario evaluar las relaciones entre cada uno de los peligros geológicos que pueden tener lugar durante una erupción.

CAPÍTULO 7:

CONCLUSIONES Y FUTUROS TRABAJOS

CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES Y FUTUROS TRABAJOS

7.1 Conclusiones

El presente trabajo se ha centrado en el estudio de la peligrosidad volcánica y sus efectos en zonas costeras de Canarias. Con este fin se ha realizado una revisión de la geología de las Islas Canarias, así como de los distintos tipos de erupciones volcánicas y de los procesos volcánicos peligrosos que pueden coexistir durante una erupción. Seguidamente, se ha procedido a estudiar los tipos de erupciones históricas y recientes en Canarias y se han deducido los peligros asociados a estas erupciones y, más concretamente, la tipología de afección de los mismos a las zonas costeras. Posteriormente se ha propuesto una metodología para el análisis de peligrosidad en el archipiélago canario, haciendo especial hincapié en la necesidad de una base de datos robusta, fiable y, sobre todo, completa. Finalmente, se ha aplicado de forma preliminar los primeros pasos de la metodología propuesta (base de datos) al caso particular de la isla de El Hierro.

Se exponen a continuación las conclusiones generales de este trabajo:

- De las catorce erupciones históricas acontecidas en el archipiélago canario, en nueve de ellas los productos volcánicos han alcanzado el mar o las costas. Pese a que no hay datos históricos de los efectos de estas erupciones en el ámbito marino, la información disponible permite determinar que estas nueve erupciones dieron lugar a una modificación de la línea de costa, incrementándose así la superficie insular. El emplazamiento de las coladas de lava dentro del mar debió desplazar y causar la muerte de los organismos marinos de la zona directamente afectada por la erupción. El radio de afección debería estudiarse en zonas volcánicas más activas que la de Canarias y con actividad volcánica similar, para poder extrapolar los resultados al archipiélago canario.
- Dado que el volcanismo en el archipiélago canario es activo existe la probabilidad de que se produzcan en el futuro erupciones volcánicas durante las que tengan lugar procesos geológicos peligrosos como la emisión de gases,

piroclastos y coladas lávicas y piroclásticas, la ocurrencia de sismos, deformaciones en el suelo o generación de deslizamientos, etc. Todos los procesos relacionados con la actividad volcánica podrán afectar a las zonas costeras y marinas, y la mayor o menor afección dependerá principalmente de factores como la localización del centro de emisión, la topografía, la dirección del viento, etc.

- La formación de pseudocráteres debido al emplazamiento de coladas de lava en zonas costeras de baja pendiente donde existen depósitos poco consolidados saturados en agua, como las zonas de playa, supone un caso particular a tener en cuenta a la hora de evaluar la peligrosidad volcánica no sólo en las zonas costeras sino también en las lacustres. La generación de pseudocráteres conlleva la producción de explosiones con emisión de piroclastos, las cuales se van a producir debido a la evaporación del agua atrapada bajo la colada, ya que su rápido escape a través de la lava, produce la fragmentación de la misma.
- Los estudios de peligrosidad volcánica deben desarrollarse en primer lugar a nivel insular, para posteriormente abordar la problemática específica de las zonas costeras y marinas.
- Se ha propuesto una metodología basada en un Sistema de Información Geográfica para el análisis integrado de la peligrosidad volcánica en Canarias. Uno de los elementos fundamentales de esta metodología es el diseño de una base de datos que debe completarse en la medida de lo posible para poder realizar los análisis estadísticos en los que se basa la metodología para el cálculo cuantitativo de la peligrosidad. El avance en la evaluación de la peligrosidad volcánica dependerá además de la mejora de los modelados para la generación de escenarios volcánicos y de la utilización de programas matemáticos adecuados.
- La metodología propuesta incluye la realización de escenarios de procesos volcánicos. Hasta ahora, solo se incluían en la cartografía aquellos resultados que ofrecían información para las áreas emergidas. En este trabajo, con el fin de contribuir a estudiar los efectos en zonas costeras, se propone que la cartografía

incluya resultados de dispersión de cenizas fuera del contorno de las islas. En el caso de las coladas, su comportamiento es diferente dentro y fuera del agua, por lo que su análisis será más complejo.

■ En la isla de El Hierro se ha comenzado a aplicar la metodología propuesta con la generación de una base de datos en la que se está incluyendo información existente de tipo geológico, geomorfológico, geocronológico, geoquímico y estructural. Se están generando nuevos datos de tipo volcano-estructural que nos van a permitir determinar cuáles son las zonas de ascenso preferente de magma. Los datos estructurales de la base de datos de El Hierro incluyen datos referentes a fallas, diques cuya información ha sido recogida tanto en superficie como en galerías, e información sobre centros de emisión y sus alineaciones.

■ Para el caso de la isla de El Hierro, además de los efectos asociados a emisión de coladas lávicas, los efectos de la dispersión y proyección de piroclastos dependerán de la situación del centro de emisión y de la dirección del viento dominante. Por otro lado, aunque las erupciones hidromagmáticas no son comunes en la isla, no debe descartarse la posibilidad de que se produzcan en zonas costeras, pero también en el interior, asociadas a aguas subterráneas. Es probable que se produzcan erupciones submarinas, especialmente en la prolongación submarina de la dorsal sur. Además, teniendo en cuenta el rápido crecimiento que ha experimentado esta isla, podrían tener lugar nuevos deslizamientos de gran volumen debido a la inestabilidad del edificio, que tendrían asociados tsunamis. Sin embargo, estos fenómenos deben ser estudiados con mayor detalle para poder evaluar su probabilidad y características.

7.2 Futuros trabajos

La realización de este trabajo supone el inicio del desarrollo de una tesis doctoral, centrada en el análisis de la peligrosidad volcánica en la isla de El Hierro. Este estudio supone conocer la historia volcánica de la isla, evaluar los periodos de recurrencia de cada uno de los fenómenos, analizar las posibles áreas fuente, estudiar la susceptibilidad volcánica, realizar escenarios de erupciones volcánicas y evaluar la peligrosidad de cada

uno de los procesos volcánicos para, posteriormente, integrarlos y obtener un mapa de peligrosidad volcánica.

Sin embargo, durante el presente trabajo se han observado otros aspectos de interés que podrían ser abarcados en futuros trabajos. Se trata de cuestiones como:

- La integración en el análisis de la peligrosidad de modelos numéricos de simulación de procesos volcánicos submarinos.

- Las relaciones entre los distintos fenómenos geológicos peligrosos que pueden ocurrir en una isla volcánica. Principalmente, la relación entre volcanismo, sismicidad, deslizamientos y tsunamis.

- La posibilidad de ocurrencia de erupciones submarinas en la parte sumergida de la dorsal sur de El Hierro.

BIBLIOGRAFÍA

Referencias

- Abdel-Monem, A., Watkins, N.D. y Gast, P.W. (1971). Potassium-Argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, La Gomera. *American Journal of Science*, 271, 490-521.
- Abdel-Monem, A., Watkins, N.D. y Gast, P.W. (1972). Potassium-Argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Tenerife, La Palma and Hierro. *American Journal of Science*, 272, 805-825.
- Ablay, G.J. (1997). Evolution of the Teide-Pico Viejo volcanic complex and magmatic system (Tenerife, Canary Islands). Tesis Doctoral, Univ. de Bristol, Bristol: 336 p.
- Ablay, G.J. y Hürlimann, M. (2000). Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 135-159.
- Ablay, G.J. y Martí, J. (2000). Stratigraphy, structure, and volcanic evolution of the Pico Teide-Pico Viejo formation, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 175- 208.
- Ablay, G.J., Ernst, G.G.J., Martí, J. y Sparks, R.S.J. (1995). The ≈ 2 ka subplinian eruption of Montaña Blanca, Tenerife. *Bulletin of Volcanology*, 57, 337-355.
- Abratis, M., Schmincke, U. y Hansteen, T.H. (2002). Composition and evolution of submarine volcanic rocks from the central and western Canary Islands. *Int J Earth Science*. 91, 562-582.
- Afonso, A., Aparicio, A., Hernández Pacheco, A. y Rodríguez Badiola, E. (1974). Morphology evolution of Teneguía volcano area. *Estudios Geológicos, Teneguía*, 19-26.
- Ancochea, E., Fúster, J.M., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernán, F., Cantagrel, J.M. y Jamond, C. (1990). Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 231-249.
- Ancochea, A., Hernán, F., Cendrero, A., Cantagrel, J. M., Fúster, J.M., Ibarrola, E. y Coello, J. (1994). Constructive and destructive episodes in the building of a young Oceanic Island, La Palma, Canary Islands, and genesis of the Caldera de Taburiente. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60, 243-262.
- Ancochea, E., Brandle, J.L., Cubas, C.R., Hernán, F. y Huertas, M.J. (1996). Características composicionales del complejo volcánico sur I de Fuerteventura (Islas Canarias). *Geogaceta*, 19, 35-38.

- Ancochea, E., Brändle, J.L., Huertas, M.J., Cubas, C.R. y Hernán, F., (2003). The felsic dikes of La Gomera (Canary Islands): Identification of cone sheet and radial dike swarms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 120, 197–206.
- Ancochea, E., Barrera, J.L., Bellido, F., Benito, R., Brändle, J.L., Cebriá, J.M., Coello, J., Cubas, C.R., De La Nuez, J., Doblas, M., Gómez, J.A., Gómez, J.A., Hernán, F., Herrera, R., Huertas, M.J., López-Ruiz, J., Martí, J., Muñoz, M. y Sagrado, J. (2004). Canarias y el vulcanismo neógeno peninsular. En: *Geología de España* (J.A. Vera, ed.), SGE-IGME, Madrid, 635-682.
- Ancochea E., Hernán F., Huertas M.J., Brändle J.L. y Herrera R. (2006). A new chronostratigraphical and evolutionary model for La Gomera: Implications for the overall evolution of the Canarian Archipelago. *Journal of volcanology and geothermal research*, 157. 271–29.
- Anguita, F. y Hernán, F. (1975). A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 27, 11-19.
- Anguita, F. y Hernán, F. (1986). Discussion on the “Geochronology of some canarian dyke swarms: contribution to the volcano-tectonic evolution of the archipelago” por Féraud, G., Giannérini, G., Campredon, R. y Stillman, C.J. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 30, 155-158.
- Anguita, F. y Hernán, F. (2000). The Canary Islands origin: a unifying model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 1-26.
- Araña, V. y Ortiz, R. (1986). Marco geodinámico del vulcanismo canario. *Anales de Física*, 82, 202-231.
- Araña, V y Ortiz, R. (1991). The Canary Islands: Tectonics, Magmatism and Geodynamic Framework. En: *Extensive Magmatism and Structural Setting*. A. Kampunzu y P. Lubala editores. Springer Verlag. Heidelberg, 209-249.
- Araña, V., Felpeto, A., Astiz, M., García, A., Ortiz, R. y Abella, R. (2000). Zonation of the main volcanic hazards (lava flows and ash fall) in Tenerife, Canary Islands. A proposal for a surveillance network. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 377-391.
- Banda, E., Dañobeitia, J.J., Suriñach, E. y Ansorge, J. (1981). Features of crustal structure under Canary Islands. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 55, 11-24.
- Balcells, R. y Gómez, J.A. (1997). Memorias y mapas geológicos del Plan MAGNA a escala 1:25.000 de las Hojas correspondientes a la isla de El Hierro. Hojas de: Valverde, Sabinosa, Tigaday, Taibique y La Restinga, IGME, Madrid.
- Balogh, K., Ahijado, A., Casillas, R. y Fernández, C. (1999). Contributions to the chronology of the Basal Complex of Fuerteventura, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 90, 81-110.

- Blong, R. J. (1984). *Volcanic Hazards: A Sourcebook on the Effects of Eruptions*. Academic Press, Orlando, Florida. 424 p.
- Bravo, T. (1962). El circo de Las Cañadas y sus dependencias. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 40, 93-108.
- Bravo, T. (1964). Estudio geológico y petrográfico de la isla de La Gomera. *Estudios Geológicos*, 20, 1-56.
- Bravo, T. (1968). Hidrogeología de la Isla de El Hierro. *Instituto de Estudios Canarios*, 11-12, 88-90.
- Cantagrel, J.M., Cendrero, A., Fúster, J.M., Ibarrola, E. y Jamond, C. (1984). K-Ar chronology of the volcanic eruption in the canarian archipiélago: Island of La Gomera. *Bulletin of Volcanology*, 47, 597-609.
- Cantagrel, J.M., Fúster, J.M., Pin, C., Renaud, U. e Ibarrola, E. (1993). Miocène inférieur des carbonatites de Fuerteventura (24 Ma: U-Pb zircon) et le magmatisme précoce d'une île océanique (île Canary Islands). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 316, 1.147-1.153.
- Carracedo, J. C. (2008): Los volcanes de las Islas Canarias. Tomo IV: La Palma, La Gomera y El Hierro. Ed. RUEDA, Madrid, 213 p.
- Carracedo, J. C., Rodríguez Badiola, E. y Soler, V. (1990). Aspectos volcanológicos y estructurales. Evolución petrológica e implicaciones en riesgo volcánico de la erupción de 1730 en Lanzarote. *Islas Canarias. Estudios Geológicos*, 46, 1-2.
- Carracedo J. C., Day S., Guillou H. y Pérez Torrado F.J. (1997). Geology of the island of El Hierro, Canary Islands: stratigraphy, structure and tectonism. *International workshop on volcanism and volcanic hazards in immature intraplate oceanic islands. Excursion guidebook*.
- Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H., Rodríguez Badiola, E., Canas, J.A. y Pérez-Torrado, F.J. (1998). Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. *Geological Magazine*, 135, 591-604.
- Carracedo, J.C., Day, S.J., Gillou, H. y Pérez Torrado, F.J. (1999). Giant quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 169-190.
- Carracedo, J.C., Badiola, E.R., Guillou, H., de La Nuez, J. y Pérez Torrado, F.J. (2001). Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, western Canaries. *Estudios Geológicos*, 57, 157-273.
- Carracedo, J.C., Paterno, M., Guillou, H., Pérez Torrado, F.J., Paris, R., Rodríguez Badiola, E. y Hansen, A. (2003). Dataciones radiométricas (^{14}C y K/Ar) del Teide y el Rift Noroeste, Tenerife, Islas Canarias. *Estudios Geológicos*, 59, 15-29.

- Carracedo, J.C., Guillou, H., Paterne, M., Scaillet, S., Rodríguez Badiola, E., Paris, R., Pérez Torrado, F.J. y Hansen Machín, A. (2004a). Análisis del riesgo volcánico asociado al flujo de lavas en Tenerife (Islas Canarias): escenarios previsibles para una futura erupción en la isla. *Estudios Geológicos*, 60, 63-93.
- Carracedo J.C., Guillou H., Paterne M., Scaillet S., Rodríguez Badiola E., Paris R., Pérez Torrado F.J. y Hansen A. (2004b). Avance de un mapa de peligrosidad volcánica de Tenerife (escenarios previsibles para una futura erupción en la isla). Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias (CajaCanarias), 46 p.
- Carracedo, J. C., Pérez Torrado. F. J., Rodríguez Badiola, E., Hansen, A., Paris, R., Guillou, H. y Scaillet, S. (2005). Análisis de los riesgos geológicos en el Archipiélago Canario: Origen, características, probabilidades y tratamiento. *Anuario de Estudios Atlánticos*, 51, 513-574.
- Cas, R.A.F. y Wright. J.V. (1987). *Volcanic successions: modern and ancient*. Allen & Unwin, London, 528 p.
- Cendrero, A. (1971). Estudio geológico y petrológico del complejo basal de la isla de La Gomera (Islas Canarias). *Estudios Geológicos*, 27, 3-73.
- Clarke H., Troll V. R., Carracedo J. C., Byrne K. y Gould R. (2005). Changing eruptive styles and textural features from phreatomagmatic to strombolian activity of basaltic littoral cones: Los Erales cinder cone, Tenerife, Canary Islands. *Estudios Geológicos*, 61, 3-6.
- Coello, J. (1971). Contribución a la tectónica de la isla de El Hierro. *Estudios Geológicos*, 27, 335-340.
- Coello, J. y Bravo, J. (1989). Lineamientos volcano-tectónicos en la región central de Tenerife. En: Araña, V., Coello, J. (Eds.), *Los volcanes y la caldera del Parque Nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias)*. ICONA, Madrid: 127-135.
- Coello, J., Cantagrel, J.M., Hernán, F., Fúster, J.M., Ibarrola, E., Ancochea, E., Casquet, C., Jamond, C., Díaz de Téran, J.R. y Cendrero, A. (1992). Evolution of the eastern volcanic ridge of the Canary Islands based on new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53, 251-274.
- Dañobeitia, J.J. (1980). Interpretación de la estructura de la corteza en el Archipiélago Canario a partir de los perfiles sísmicos profundos de refracción. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid, 91 p.
- Dañobeitia, J. y Canales, J.P. (2000). Magmatic underplating in the Canary Archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 27-41.
- Davidson, J.P., Reed, W.E. y Davis, P.M. (2001). *Exploring Earth. An introduction to Physical Geology*, 2nd edition, Ed. Prentice Hall, Londres. 549 p.

- De Ignacio, C., Muñoz, M., Sagredo, J., Fernández-Santin, S. y Johansson, A. (2003). Isotope geochemistry of the alkaline-carbonatic association of Fuerteventura, Canary Islands, Spain. Abstracts of the 4th Eurocab Workshop, Spain, 50-51.
- De la Nuez, J. (1984). El complejo intrusivo subvolcánico de la Caldera de Taburiente (La Palmas, Canarias). Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 401 p.
- De la Nuez, J., Alonso, J.J., Quesada, M.L. y Macau, M.D. (1993). Edificios hidromagmáticos costeros de Tenerife (Islas Canarias). Revista de la Sociedad Geológica de España, 6, 1-2, 47-59.
- De la Nuez, J., Quesada, M.L. y Alonso, J.J. (1997). Los volcanes de los islotes al norte de Lanzarote, Fundación César Manrique, Teguiise, Lanzarote, 233 p.
- Díaz Lorenzo, J.C. (2000). El Volcán de San Juan. Crónica de una erupción del Siglo XX. Ed: Tauro producciones, 199 p.
- Dóniz, F.J. (2001). La influencia de la topografía en las características morfológicas y morfométricas de los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife (Islas Canarias). Revista del Cuaternario y Geomorfología, 15, 3-4, 125-129.
- Dupuy de Lôme, E. y Marín de la Bárcena, A. (1964). Estudio Hidrogeológico de la Isla de El Hierro (Canarias). Boletín del Instituto Geológico y Minero de España, 75, 1-61.
- Edgar, C.J., Wolf, J.A., Olin, P.H., Nichols, H.J., Pittari, A., Cas, R.A.F., Reiners, P.W., Spell, T.L. y Martí, J. (2007). The late Quaternary Diego Hernández Formation, Tenerife: a cycle of repeated voluminous explosive phonolitic eruptions. Bulletin of Volcanology, 57, 337-355.
- Felpeto, A. (2002). Modelización física y simulación numérica de procesos eruptivos para la generación de mapas de peligrosidad volcánica. Tesis Doctoral (Inédita). Universidad Complutense Madrid., 250 p.
- Felpeto, A., Araña, V., Ortiz, R., Astiz, M. y García, A. (2001). Assesment and modelling of lava flow hazard on Lanzarote (Canary Islands). Natural Hazards, 23: 247-257.
- Felpeto, A., Martí, J. y Ortiz, R. (2007). Automatic GIS-based system for volcanic hazard assessment. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 166, 106-116.
- Fernández Navarro, L. (1908). Observaciones geológicas en la isla de El Hierro. Memoria de la Real Sociedad de Historia Natural, 368-378.
- Fernández Navarro, L. (1918). Sobre la no existencia del cretáceo en la isla de Hierro (Canarias). Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural, XVIII. Madrid.

- Ferrari, L., Garduño, V.H. y Neri, M. (1991). I dicchi della Valle del Bove, Etna: un metodo per stimare le dilatación di un apparato vulcanico. *Memorie della Societa Geologica Italiana*, 47, 495-508.
- Finkl, C.W. (2004). Coastal Classification: Systematic Approaches to Consider in the Development of a Comprehensive Scheme. *Journal of Coastal Research*, 20 (1), 166-213.
- Fúster, J.M., Araña, V., Brandle, J.L., Navarro, M., Alonso, U. y Aparicio, A. (1968): *Geología y volcanología de las Islas Canarias: Tenerife*. Instituto 'Lucas Mallada', CSIC, Madrid: 218 p.
- Fúster, J.M., Hernán, F., Cendrero, A., Coello, J., Cantangrel, J. M., Ancochea, E. e Ibarrola, E. (1993). Geocronología de la isla de El Hierro (Islas Canarias). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. (Geología)*, 88, 86-97.
- Galindo, I., Soriano, C. y Gudmundsson, A. (2008). Estudio de la propagación del dique de alimentación y la fisura eruptiva de Montaña Colmenas (Tenerife). VII Congreso Geológico de España, Las Palmas de Gran Canaria, *Geotemas*, 10, 495.
- Gastesi, P., Hernández-Pacheco, A. y Muñoz, M. (1966). Las rocas holocristalinas de la Caldera de Taburiente, Isla de La Palma (Canarias). *Estudios Geológicos*, 22, 113-134.
- Gautneb, H. y Gudmundsson, A. (1992). Effect of local and regional stress fields on sheet emplacement in West Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 51, 339-356.
- Gautneb, H., Gudmundsson, A. y Oskarsson, N. (1989). Structure, petrochemistry and evolution of a sheet swarm in an Icelandic central volcano. *Geological Magazine*, 126, 659-673.
- García Weil, L., Luque-Söllheim, A., Tejera-Cruz, A., Bergasa-López, O. y Cárdenes, J. (2005). Análisis de la asimetría de los remolinos generados por el Archipiélago Canario a partir de datos de satélite. XI Congreso Nacional de Teledetección, 211-214.
- Gee, M.J.R., Masson, D.G., Watts, A.B. y Mitchell, N.C. (2001). Offshore continuation of volcanic rift zones, El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105, 107-119.
- Gómez-Fernández, F. (1996). Desarrollo de una Metodología para el Análisis del Riesgo Volcánico en el marco de un Sistema de Información Geográfica. Tesis doctoral (Inédita), Universidad Complutense, 255 p.
- Gómez Fernández, F. (1998). Development of a Volcanic Risk Assessment Information System for the prevention and management of volcanic crises: stating the

- fundamentals. En C.A. Brebbia & P. Pascolo (eds.): GIS technologies and their environmental applications. Computational Mechanics Publications, 111-120 p.
- Gómez Fernández, F. (2000). Contribution of Geographical Information Systems to the Prevention and Management of Volcanic Crises. *Natural Hazards*, 21, 347-360.
- Gudmundsson, A. (1983). Form and dimensions of dykes in eastern Iceland. *Tectonophysics*, 95, 295-307.
- Gudmundsson, A. (1990). Dyke emplacement at divergent plate boundaries. En: Parker, A.; Rickwood J. y Tucker, D.H. (Eds.): Mafic dykes and emplacement mechanisms. Balkema, Rotterdam, 47-62.
- Gudmundsson, A. (1995). Infrastructure and mechanics of volcanic systems in Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 64, 1-22.
- Gudmundsson, A., Friese, N., Galindo, I. y Phillip, S.L. (2008). Dike-induced reverse faulting in a graben. *Geology*, 36, 2, 123-126.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Pérez Torrado, F. y Rodríguez Badiola, E. (1996). K-Ar ages and magnetic stratigraphy of hotspot-induced, fast-grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73, 141-155.
- Guillou, H., Carracedo, J.C. y Duncan, R. (2001). K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and magnetostratigraphy of Brunhes and Matuyama lava sequences from La Palma Island. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 86, 37-149.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Paris, R. y Pérez Torrado, F.J. (2004a). Implication for the early shield-stage evolution of Tenerife from K/Ar ages and magnetic stratigraphy. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 222, 599-614.
- Guillou, H., Pérez Torrado, F.J., Hansen, A., Carracedo, J.C. y Gimeno, D. (2004b). The Plio-Quaternary volcanic evolution of Gran Canaria based on new K-Ar ages and magnetostratigraphy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 135, 221-246.
- Hansen, H.R y Moreno, C.J. (2008). El Gran Volcán. La caldera y el pico de Bandama. Cabildo de Gran Canaria. 360 p.
- Hausen, H. (1964). Rasgos geológicos generales de la isla de El Hierro. *Anuario de Estudios Atlánticos*, 10, 547-593.
- Hausen, H. (1972). Outlines of the geology of El Hierro (Canary Islands). *Society Scientific Fennica Communications in Physics and Mathematics*, 43, 65-165.
- Hayes, D. E. y Rabinowitz, P. D. (1975). Mesozoic magnetic lineations and the magnetic quiet zone off northwest Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 28, 105.

- Hernandez Pacheco, A. y Fernández Santín, S. (1974). Las formaciones volcánicas submarinas de la Caldera de Taburiente en La Palma (Canarias) y sus transformaciones metasomáticas. En: Proc. Symp. Andean Antarctic Volcanol. Problems. Santiago. Chile. IAVCEI, 98-11.
- Hernández Pacheco, A. (1982). Sobre una posible erupción en 1793 en la Isla del Hierro (Canarias). *Estudios Geológicos*, 38, 15-25.
- Hernández Pacheco, A. (1983). Las extrusiones sálicas del sur de la isla de La Palma. *Estudios Geológicos*, 39, 1-2, 3-030.
- Herrera, R. (2008). Volcanoestratigrafía, composición y evolución de los Edificios Volcánicos Subáereos de La Gomera. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 430 p.
- Hoernle, K., Zhang, Y.S. y Schmincke, H.U. (1995). Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature*, 374, 34-39.
- Holcomb, R.T. y Searle, R.C., (1991). Large landslides from oceanic volcanoes. *Marine Geotechnology*, 10, 19-32.
- Huertas, M.J., Ancochea, E., Cantagrel, J.M., Coello, J., Fúster, J.M. e Ibarrola, E. (1994). Un episodio volcánico pre-Cañadas en la Isla de Tenerife. *Geogaceta*, 15, 113-116.
- Hürlimann, M. (1999). Geotechnical analysis of large volcanic landslides: The La Orotava events on Tenerife, Canary Islands. Tesis Doctoral, Universidad Técnica de Cataluña, Barcelona, 217 p.
- Jeremine, E. (1935). Contribution à l'étude des Iles Hierro et Gomera (Archipel Canarien). *Bulletin de la Soc. Française de Minéralogie*. Paris.
- Keating, B.H. y McGuire, W.J. (2000). Island edifice failure and associated tsunami hazards. *Pure and Applied Geophysics*, 157, 899-955.
- Kraster, S., Schmincke, H-U., Jacobs, C.L., Rihm, R., Le Bas, T.P. y Alibes, B. (2001). Submarine landslides around the Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, 106, 3.977-3.997.
- Laín, L., Bellido F., Pérez F., Galindo, I., Mancebo, M.J. y Llorente, M. (2008). Cartografía de peligrosidad volcánica de Tenerife a escala 1:25.000. En: VII Congreso Geológico de España, *Geotemas*, 10, 537.
- Langbacka, B. y Gudmundsson, A. (1993). Structural data from the Trollaskagi peninsula, North Iceland. *Nordic Volcanological Institute Professional Papers*, 9301, 39 p.
- Le Bas, M.J., Rex, D.C. y Stillmann, C.J. (1986). The early magmatic chronology of Fuerteventura, Canary Islands. *Geological Magazine*, 123, 3, 287-298.

- Macedonio, G. y Costa, A. (2005). A computer model for volcanic ash fallout and assessment of subsequent hazard. *Computer y Geosciences* 31, 7, 837-845
- Marinoni, L.B. (2001). Crustal extension from exposed sheet intrusions: review and method proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107, 27-46.
- Martí, J. y Colombo, F. (1990). Estratigrafía, sedimentología y mecanismos eruptivos del edificio hidromagmático de El Golfo (Lanzarote). *Boletín Geológico y Minero de España*, 101, 560-579.
- Martí, J., Mitjavila, J. y Araña, V. (1994). Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas Caldera (Tenerife, Canary Island). *Geological Magazine*, 131, 715-727.
- Martini, M. (1993). Gases volcánicos, en Martí, J. y Araña, V. (eds.), *La Volcanología actual*, Colección Nuevas Tendencias (vol.21), C.S.I.C., 578 p.
- Masson, D.G. (1996). Catastrophic collapse of the volcanic island of Hierro 15 Ka ago and the history of landslides in the Canary Islands. *Geology*, 24 (3), 231– 234.
- Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgeles, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P. y Canals, M. (2002). Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth Science Reviews*, 57: 1-35.
- McDonall, G. A. (1972). *Volcanoes*. Ed. Prentice-Hall, 510 p.
- McDougall, I. y Schmincke, H.U. (1976). Geochronology of Gran Canaria, Canary Islands: age of shield building volcanism and other magmatic phases. *Bulletin of Volcanology*, 40, 1-21.
- Miller, C. Dan (1989). Potential Hazards from Future Volcanic Eruptions in California. *United States Geological Survey Bulletin*, 1847, 17.
- Miyamoto, H. y Sasaki, S. (1997). Simulating lava flows by an improved cellular automata method. *Computers and Geosciences*, 23, 283-292.
- Morgan, W.J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230, 43-43.
- Nakamura, K. (1977). Volcanoes as possible indicators of tectonics stress orientation - Principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2, 1-16.
- Navarro, J.M, y Coello, J.J. (1993). Mapa geológico del Parque Nacional de la Caldera de Taburiente, ICONA. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Madrid.

- Newhall, C.G. y Self, S. (1982). The volcanic explosivity index (VEI). An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 87, 1.231-1.238.
- Newhall, C.G. y Hoblitt, R.P. (2002). Constructing event trees for volcanic crises. *Bulletin of Volcanology*, 64, 3-20.
- Pareschi, M. T., Cavarra, L., Favalli, M., Giannini, F. y Meriggi, A. (2000). GIS and Volcanic risk Management. *Natural Hazards*, 21, 361-379.
- Pellicer, M.J. (1975). Estudio vulcanológico, petrológico y geoquímico de la isla de El Hierro (Archipiélago Canario). Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid, 179 p.
- Pellicer, M.J. (1977). Estudio vulcanológico de la isla de El Hierro (Islas Canarias). *Estudios Geológicos*, 33, 181-197.
- Pellicer, M.J. (1979). Estudio geoquímico del vulcanismo de la isla de El Hierro, Archipiélago Canario. *Estudios Geológicos*, 35, 15-029.
- Pellicer, M.J. (1980). Comportamiento de elementos menores y modelo de fusión parcial para las lavas de EL Hierro, Archipiélago Canario. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 7, 1-2, 175-189.
- Pérez-Torrado, F. J., Martí, J., Mangas, J. y Day, S. (1997). Ignimbrites of the Roque Nublo group, Gran Canaria, Canary Islands. *Bulletin of Volcanology*. 58, 647-654.
- Pérez Torrado, F. J., Paris, R., Cabrera, M. C., Carracedo, J. C., Schneider, J. L., Wassmer, P., Guillou, H. y Gimeno, D. (2002). Depósitos de tsunami en el valle de Agaete, Gran Canaria (Islas Canarias). *Geogaceta*, 32, 75-78.
- Pérez Torrado, F.J. (2008). Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias. Fuerteventura, Lanzarote, Tenerife, La Gomera y El Hierro. (F.J. Pérez Torrado y M.C. Cabrera, eds.). Sociedad Geológica de España, Geo-Guías, 6, 173-199.
- Ray, R., Sheth, H.C. y Mallik, J. (2007). Structure and emplacement of the Nandurbar-Dhule mafic dyke swarn, Deccan Traps, and the tectonomagmatic evolution of flood basalts. *Bulletin of Volcanology*, 69, 537-551.
- Rihm, R., Jacobs, L., Krastel, S., Schmincke, H.U. y Alibés, B. (1998). Las Hijas Seamounts. The next Canary Islands? *Terra Nova*, 10, 121-125.
- Robertson, A.H.F. y Stillman, C.J. (1979). Submarine volcanic and associated sedimentary rocks of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands. *Geological Magazine*, 116, 203-214.

- Rodríguez Gonzalez, A. (2009). El Vulcanismo Holoceno de Gran Canaria: Aplicación de un sistema de Información Geográfica. Tesis Doctoral (Inédita). Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 424 p.
- Rodríguez Losada, J.A. (1987). Un complejo de diques cónicos en la isla de La Gomera, Islas Canarias. *Estudios Geológicos* 43, 1-2, 41-45.
- Roest, W.R., Dañobeitia, J.J., Verhoef, J. y Collette, B.J. (1992). Magnetic anomalies in the Canary Basin and the mesozoic evolution of the Central North Atlantic. *Marine Geophysical Researches*, 14,1-24.
- Romero, C. (1991). Las Manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario. Tomo I. Gobierno de Canarias, 695 p.
- Schmincke, H.U. y Sumita, M. (1998). Volcanic evolution of Gran Canaria reconstructed from apron sediments: synthesis of VICAP project drilling. En P.P.E. Weaver; H.U., Schmincke,; J.V., Firth & W., Duffield (Eds): *Proc. ODP, Sci.Results*, 157: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 443-469.
- Self, S. y Sparks, R.S.J. (1978). Characteristics of wide-spread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water. *Bulletin of Volcanology*, 41-43, 1-17.
- Sigurdsson, H. (coord.) (2000): *Encyclopedia of volcanoes*. Ed. Academic Press, 1417 p.
- Smith, M.S. y Shepherd, J.B. (1996). Tsunamigenic landslides at Kick'em Jenny. En: *Volcano Instability on the Earth and Other Planets* (eds. McGuire, W.J., Jones, A.P. y Neuberg, J.) Geological Society of London Special Publications, 10, 115-124.
- Staudigel, H. y Schmincke, H.U. (1984). The Pliocene seamount series of La Palma/Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, 89, 11195–11215.
- Staudigel, H., Feraud, G. y Giannerini, G. (1986). The history of intrusive activity on the Island of La Palma (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 27, 299-322.
- Stillman, C.J., Fúster, J.M., Bennell-Baker, M.J., Muñoz, M., Smewing, J.D., Sagredo, J. (1975). Basal Complex of Fuesteventura is an oceanic intrusive complex with rift-system affinities. *Nature*, 275, 469-471.
- Szeremeta, N., Laj, C., Guillou, H., Kissel, C., Mazaud, A. y Carracedo, J.C. (1999). Geomagnetic paleosecular variations in the Brunhes period from the island of El Hierro (Canary Islands). *Earth and Planetary Science Letters*, 165, 241-253.
- Teide Group (1997). Morphometric interpretation of the northwest and southwest slopes of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, 102, 20.325-20.342 p.

- Thirlwall, M.F., Singer, B.S. y Marriner, G.F. (2000). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and geochemistry of the basaltic shield stage of Tenerife, Canary Islands, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 247-297.
- Tibaldi, A. (1995). Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 100, 12, 24.521-24.535.
- Tibaldi, A. y Groppelli, G. (2002). Volcano-tectonic activity along the structures on the unstable NE flank of Mount Etna, Italy, and their possible origin. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115, 277-302.
- Toprak, V. (1998). Vent distribution and its relation to regional tectonics, Cappadocian Volcanics, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 55-67.
- Uchupi, E., Emery, K.O., Bowin, C.O. y Phillips, J.E. (1981). Continental margin off western Africa: Senegal to Portugal. *American Association of Petroleum Bulletin*, 60, 809-878.
- Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J., Alonso, B. y Masson, D. (1997). The most recent megaslides on the Canary Islands: The El Golfo debris avalanche and the Canary debris flow NW El Hierro Island. *Journal of Geophysical Research*, 102, 20305-20323.
- Urgeles, R., Masson, D.G., Canals, M., Watts, A.B. y Le Bas, T. (1999). Recurrent large-scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research*, 104, 25331-25348.
- Verhoef, J., Collette, B.J., Dañobeitia, J.J., Roeser, H.A. y Roest, W.R. (1991). Magnetic anomalies off west-Africa (20-38° N). *Marine Geophysical Researches*, 13, 81-103.
- Walker, G.P.L. (1959). Geology of the Reydarfjörður area, eastern Iceland. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 114, 367-393.
- Walker, G.P.L. (1973). Explosive Volcanic Eruptions- a new classification scheme. *Geol. Rundsch. Geologische Rundschau*, 62, 377-383.
- Watkins, J.S. y Hoppe, K.W. (1979). Seismic reflection reconnaissance of the Atlantic margin of Morocco. En: Talwani, M., Hays, W. y Ryan, W.B.F. (Eds.), *Deep drilling results in the Atlantic Ocean: continental margins and paleoenvironment*. American Geophysical Union, Washington, 204-217 p.
- Watts, A.B. y Masson, D.G. (2001). New sonar evidence for recent catastrophic collapses of the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Bulletin of Volcanology*, 63, 8-19.
- Wilson, J.T. (1963). A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics*, 41, 863-870.

- Wohletz, K.W. (1993). Hidrovolcanismo. En: La Volcanología actual, Madrid. C.S.I.C, 99-197.
- Zobin, V.M. (2003). Introduction to Volcanic Seismology. Elsevier Science B. V., Amsterdam, 290 p.

Lista de Tablas

	<u>Página</u>
Tabla 2.1 Datos geográficos de las Islas Canarias. Fuente: Instituto Geográfico Nacional (IGN) e Instituto Nacional de Estadística (INE) 2008.	9
Tabla 3.1 Índice de explosividad volcánica.	33
Tabla 4.1 Erupciones históricas en el archipiélago Canario.	47
Tabla 5.1 Datos necesarios para la simulación de coladas lávicas o para la modelización de la trayectoria de piroclastos de proyección balística en erupciones efusivas.	73
Tabla 5.2 Control de calidad de los datos incorporados en la base.	80
Tabla 6.1 Equivalencia Series volcánicas de la isla de El Hierro. Cuadro Volcanoestratigráfico.	85
Tabla 6.2 Niveles de información de los datos topográficos de GRAFCAN.	95
Tabla 6.3 Niveles de información de los datos espaciales.	99

Lista de Figuras

	<u>Página</u>
Figura 2.1. Localización del Archipiélago Canario.	7
Figura 2.2. Corrientes Oceánicas en la Tierra.	8
Figura 2.3. Volcanes en el mundo.	10
Figura 2.4. Crecimiento de una isla volcánica oceánica basada en la formación de la isla de La Palma.	11
Figura 2.5. Situación del Archipiélago Canario en el interior de la placa Africana.	12
Figura 2.6. Geología simplificada del Archipiélago Canario.	14
Figura 2.7. Mapa geológico simplificado de Fuerteventura.	16
Figura 2.8. Mapa geológico simplificado de la Isla de Lanzarote.	18
Figura 2.9. Mapa geológico simplificado de la Isla de Gran Canaria.	20
Figura 2.10. Mapa geológico simplificado de la Isla de Tenerife.	23
Figura 2.11. Valle generado a partir del deslizamiento de la Orotava, Tenerife.	24
Figura 2.12. Esquema geológico de la Isla de La Gomera.	25
Figura 2.13. Esquema geológico de la Isla de El Hierro.	26
Figura 2.14. Esquema geológico de la Isla de La Palma.	29
Figura 3.1. Índice de explosividad volcánica.	32
Figura 3.2. Corte esquemático de los límites de placa y su relación con el volcanismo.	34
Figura 3.3. Clasificación de las erupciones volcánicas en: (A) un diagrama D-F y (B) en su equivalente explosividad-altura columna eruptiva.	37
Figura 3.4. Esquema que muestra los diferentes peligros volcánicos que se pueden generar a partir de una erupción volcánica.	39
Figura 4.1. Esquema de los principales peligros volcánicos y sus efectos, que pueden afectar a las zonas costeras canarias.	51
Figura 4.2. A) Fragmento de mapa de La Palma del año 1949. B) Fragmento de mapa de La Palma tras la erupción de 1971 del Teneguía. Se produjo un incremento de la superficie en el SO de la isla.	53
Figura 4.3. Abanico o delta de lavas en el sector norte del macizo de Anaga (Tenerife).	54
Figura 4.4. Pseudocráteres formados durante una erupción hidromagmática en la zona sur de Tenerife.	55


Figura 4.5. Mapa batimétrico en el que se reconoce el volcán submarino de Enmedio, situado entre las islas de Gran Canaria y Tenerife y modelo digital de elevación del volcán de Enmedio a 2500 m. de profundidad.	58
Figura 5.1. Esquema metodológico del proyecto VOLCANTEN para la obtención del mapa de peligrosidad volcánica de Tenerife.	63
Figura 5.2. Modelo de fuente que muestra la probabilidad espacial de que ocurra una erupción en Tenerife.	65
Figura 5.3. Modelo de peligros para erupciones básicas e intermedias.	66
Figura 5.4. Escenario de flujo de lava durante una erupción hipotética en Tenerife.	68
Figura 5.5. Simulación de centros eruptivos y distribución de piroclastos de proyección balística	68
Figura 5.6. Mapa de susceptibilidad frente a caída de cenizas.	69
Figura 5.7. Mapa de peligrosidad volcánica de Tenerife a escala 1:25.000. Hoja del Puerto de la Cruz.	70
Figura 5.8. Pasos en la elaboración de la base de datos para el análisis de la peligrosidad volcánica.	71
Figura 5.9. Relación entre las diferentes tablas que componen la Base de Datos.	75
Figura 6.1. Fotos de satélite del archipiélago canario y de la isla de El Hierro.	83
Figura 6.2. Mapa geológico simplificado de la isla de El Hierro	86
Figura 6.3. Plataforma de las Calcosas en la que se observan las ojivas formadas cuando la lava entró en el mar.	90
Figura 6.4. Modelo Digital de Elevación de El Hierro (MDE).	95
Figura 6.5. Imagen sombreada de relieve de la isla de El Hierro. Se observan las zonas afectadas por los deslizamientos así como la prolongación del rift Sur bajo el mar	96
Figura 6.6. A-A': Plataforma de El Golfo; B-B': Plataforma de El Verodal (NO de la isla); C-C': Plataforma de Tacorón (SO).	98
Figura 6.7. Representación gráfica de la información geológica que contiene el GEODE (IGME).	100
Figura 6.8 Muestra de los datos geocronológicos de la Base de Datos para la isla de El Hierro.	101
Figura 6.9. Muestra de los datos de geoquímica de la Base de Datos para la isla de El Hierro.	103
Figura 6.10. Mapa de fracturas reconocidas en El Hierro. GEODE (IGME)	104
Figura 6.11. Enjambre de diques cortando el escarpe de El Golfo.	105

Figura 6.12. Mapa de diques reconocidos en El Hierro. GEODE (IGME)	106
Figura 6.13. Mapa en el que están representados las direcciones preferentes de los diques en cada una de las galerías visitadas en la isla.	108
Figura 6.14. Mapa en el que están representados las direcciones preferentes de los diques en cada una de las dorsales en la isla.	109
Figura 6.15. Diques expuestos en la pared del Valle de El Golfo que suponen creación de espacio por dilatación de la roca encajante.	110
Figura 6.16. Mapa en el que están representados los valores de H% para las galerías visitadas en El Hierro.	112
Figura 6.17. Mapa de centros de emisión y fisuras eruptivas con los correspondientes diagramas de rosas de los vientos que representan el promedio de las direcciones de las fisuras eruptivas.	114

ANEXOS

ANEXO I

Ejemplo de ficha para recopilar
la información sobre los diques

FICHA DIQUE		FECHA:	
SIGLADO: EH			
LOCALIZACIÓN:			
UTM:		DIRECCIÓN:	
ALTITUD:		BUZAMIENTO:	
COMPOSICIÓN: <u>CRISTALES</u> Tipo: Tmñ máx. Tmñ medio Tmñ mín. Orientación: Morfología: Alteración:		<u>VESÍCULAS</u> Tmñ máx. Tmñ medio Tmñ mín. Orientación: Morfología: Relleno:	
ROCA ENCAJANTE:		ESPESOR:	
EDAD		DEFORMACIÓN	
OTRAS OBSERVACIONES		FRACTURAS_FISURAS_FALLAS:	
EMPLAZAMIENTO		FOTOGRAFÍAS DEL DIQUE	
ISLA: EH			

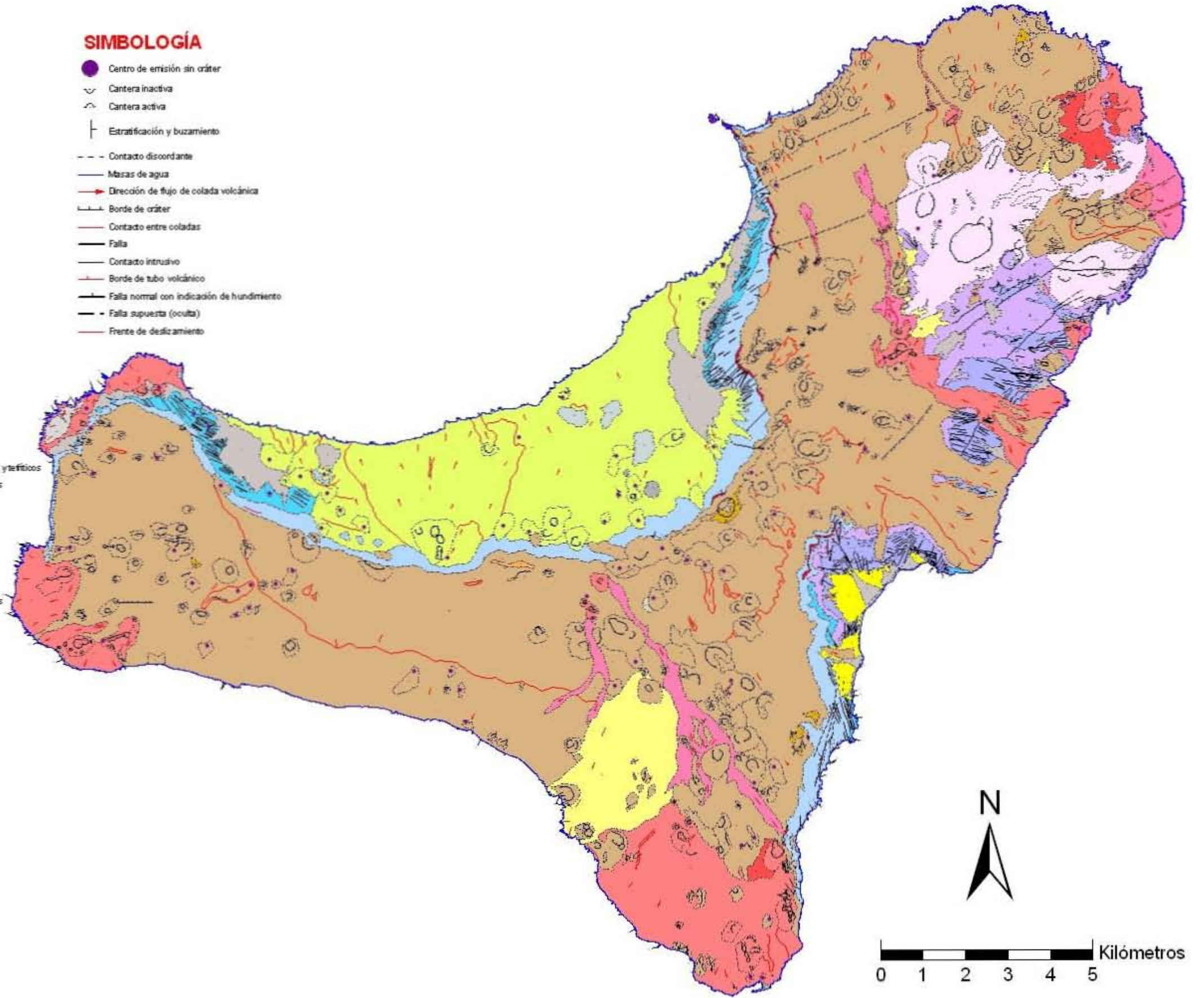
ANEXO II
Mapa Geológico de El Hierro
(GEODE; IGME)

LEYENDA

- FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES**
- 40.- Antrópico
 - 39.- Arenas (Playa)
 - 38.- Arenas y gravas (Aluvial)
 - 37.- Gravas (Coluvión)
- VOLCANISMO DE LAS DORSALES (s1)**
- 36.- Coladas basálticas (s1.)
 - 35.- Proclastos de dispersión basálticos (s1), basálticos ytefíticos
 - 34.- Conos de tefra basálticos (s1), basálticos ytefíticos
 - 33.- Coladas basálticas (s1), basálticas ytefíticas
 - 32.- Conos de tefra basálticos (s1), basálticos ytefíticos
 - 31.- Coladas basálticas (s1), basálticas ytefíticas
 - 30.- Coluviones antiguos
 - 29.- Niveles de playa fósiles
- VOLCANISMO DE RELLENO DE EL GOLFO**
- 28.- Proclastos de dispersión basálticos (s1), basálticos ytefíticos
 - 27.- Conos de tefra basálticos (s1), basálticos ytefíticos
 - 26.- Coladas basálticas (s1), basálticas ytefíticas
 - 25.- Depósitos sedimentarios detríticos de las laderas de El Golfo
- VOLCANISMO DE LAS DORSALES (s2)**
- 24.- Coladas basálticas (s1), tardías
 - 23.- Coladas traquíticas
 - 22.- Depósitos piroclásticos de tipo "surge" y pómez silíceos
 - 21.- Depósitos piroclásticos tefromagnéticos
 - 20.- Proclastos de dispersión basálticos (s1), traquibasálticos, basálticos ytefíticos
 - 19.- Conos de tefra basálticos (s1), traquibasálticos, basálticos ytefíticos
 - 18a.- Mantos de lapilli sobre coladas
 - 18.- Coladas basálticas (s1), traquibasálticas, basálticas ytefíticas
 - 17.- Sedimentos arenosos-arcillosos
 - 16.- Depósitos sedimentarios detríticos, glaciais-cono, etc
- EDIFICIO EL GOLFO-LAS PLAYAS**
- 15.- Coladas de traquitas ytraquitas máficas
 - 14.- Conos de tefra basálticos (s1), traquibasálticos, basálticos ytefíticos
 - 13.- Coladas basálticas (s1), traquibasálticas, basálticas ytefíticas
 - 12.- Cuerpos intrusivos básicos
 - 11.- Conos de tefra basálticos (s1) e hidromagnéticos
 - 10.- Coladas basálticas (s1), traquibasálticas ytefíticas
- EDIFICIO TIÑOR**
- 9.- Conos de tefra basálticos (s1) con intercalaciones hidromagnéticas
 - 8.- Coladas basálticas (s1) ytefíticas
 - 7.- Cuerpos intrusivos básicos
 - 6.- Conos de tefra basálticos (s1)
 - 5.- Coladas basálticas, basálticas ytefíticas
 - 4.- Conos de tefra basálticos (s1)
 - 3.- Coladas basálticas, basálticas ytefíticas
- ROCAS FILONIANAS**
- 2.- Diques básicos del Edificio El golfo-Las Playas
 - 1.- Diques básicos del Edificio Tiñor



SIMBOLOGÍA

- Centro de emisión sin cráter
- ∩ Cantera inactiva
- ∪ Cantera activa
- ┆ Estratificación y buzamiento
- - - Contacto discordante
- Masas de agua
- Dirección de flujo de colada volcánica
- ┆ Borde de cráter
- Contacto entre coladas
- Falla
- Contacto intrusivo
- Borde de tubo volcánico
- Falla normal con indicación de hundimiento
- Falla supuesta (oculta)
- Frente de deslizamiento



ANEXO III

Ejemplo de ficha cumplimentada para uno
de los diques estudiados en El Hierro

FICHA DIQUE		FECHA: 08/11/2008	
SIGLADO: DAEH1 (Dique de alimentación El Hierro 1)			
LOCALIZACIÓN: El Hierro. Hoja de La Restinga. Localidad: La Restinga (Cerca del dique marítimo)			
UTM: 28R 0206099/ 3061052		DIRECCIÓN: N140°E	
ALTITUD: 33m.		BUZAMIENTO: 79 SO	
<p>COMPOSICIÓN: Basáltica. Color gris marengo.</p> <p>CRISTALES</p> <p>Tipo: Olivino y Piroxeno</p> <p>Tmñ máx.: 2 mm. Tmñ medio: 1 mm. Tmñ mín.: < 1 mm.</p> <p>Orientación: dispersos. Morfología: subidiomorfa. Alteración: No.</p>		<p><u>VESÍCULAS</u></p> <p>Tmñ máx.: 3,4 cm. Tmñ medio: 7 mm. Tmñ mín.: < 1 mm.</p> <p>Orientación: paralelas a los bordes de enfriamiento.</p> <p>Morfología: redondeada.</p> <p>Relleno: No.</p>	
ROCA ENCAJANTE: piroclastos soldados tipo spatter.		DEFORMACIÓN: No.	
EDAD: se desconoce (Reciente)		FRACTURAS_FISURAS_FALLAS: no se observan.	
OTRAS OBSERVACIONES: el dique presenta una película de enfriamiento no vítrea, de color granate de 2-3 cm. de espesor. Borde de enfriamiento irregular.			
EMPLAZAMIENTO		FOTOGRAFÍAS DEL DIQUE	
			
<p>ISLA: EH</p> 			