

Departamento: **FÍSICA**

Programa de Doctorado: **FÍSICA, MATEMÁTICAS, GEOLOGÍA Y CLIMA**

# **EL VULCANISMO HOLOCENO DE GRAN CANARIA: APLICACIÓN DE UN SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICO**

Doctorando: **D. ALEJANDRO RODRÍGUEZ GONZÁLEZ**

Director: **Dr. D. FRANCISCO JOSÉ PÉREZ TORRADO**

Codirector: **Dr. D. JOSÉ LUIS FERNÁNDEZ TURIEL**

**El Director**

**El Codirector**

**El Doctorando**

Las Palmas de Gran Canaria, a 3 de Abril de 2009

*A mi familia y  
amigos incondicionales*

*Si la montaña viene hacia a ti,...,  
¡¡¡Corre!!! Es un derrumbamiento*

**Les Luthiers**

<b>AGRADECIMIENTOS</b> .....	IX
<b>RESUMEN</b> .....	XIII
<b>SUMMARY</b> .....	XXVII
<b>RÉSUMÉ</b> .....	XLI

## **CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS**

1.1. IMPORTANCIA DEL VULCANISMO PARA LA SOCIEDAD .....	3
1.2. SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA Y VULCANISMO .....	6
1.3. OBJETIVOS .....	7

## **CAPÍTULO 2. LOS SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA (SIG)**

2.1. MARCO HISTÓRICO .....	11
2.2. COMPONENTES DE UN SIG .....	18
2.3. PROCESOS DE LOS SIG .....	21
2.3.1. Entrada de información .....	21
2.3.2. Manipulación .....	22
2.3.3. Gestión .....	23
2.3.4. Consultas y análisis .....	24
2.3.5. Visualización .....	24
2.4. LOS DATOS DE LOS SIG .....	25
2.5. TIPOS DE DATOS EN UN SIG .....	26

2.5.1. Los datos alfanuméricos .....	26
2.5.2. Los datos geográficos .....	26
2.5.3. Los datos en modo vectorial .....	27
2.5.4. Los datos de tipo raster .....	27
2.5.5. Los datos orientados a objetos .....	28
2.6. ETAPAS EN UN SIG .....	28
2.7. LOS SIG EN LA INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA .....	32
2.8. EL SOFTWARE DE SIG .....	33
2.8.1. Softwares complementarios .....	36
2.9. ORGANIZACIÓN DEL SIG PARA EL VULCANISMO HOLOCENO DE GRAN CANARIA .....	36

## **CAPÍTULO 3. EL VULCANISMO DE GRAN CANARIA**

3.1. ISLAS OCEÁNICAS DE ORIGEN VOLCÁNICO .....	41
3.1.1. Construcción de una isla volcánica oceánica .....	41
3.1.2. Los plumas mantélicas y los puntos calientes .....	49
3.2. EL ORIGEN DE LAS ISLAS CANARIAS .....	54
3.2.1. Marco geográfico .....	54
3.2.2. Marco geodinámico .....	55
3.3. GEOLOGÍA DE GRAN CANARIA .....	62
3.3.1. Etapa de crecimiento submarino .....	66
3.3.2. Etapa juvenil .....	66
3.3.2.1. Edificio en escudo .....	66
3.3.2.2. Caldera de colapso .....	68

3.3.2.3. Vulcanismo post-caldera .....	69
3.3.3. Etapa de inactividad volcánica .....	72
3.3.4. Etapa de rejuvenecimiento .....	73
3.3.4.1. Estratovolcán Roque Nublo .....	73
3.3.4.2. Vulcanismo Post-Roque Nublo .....	75
3.4. CRONOESTRATIGRAFÍA DEL VULCANISMO POST-ROQUE NUBLO .	77
3.5. EL VULCANISMO HOLOCENO DE GRAN CANARIA .....	83

## **CAPÍTULO 4. CARTOGRAFÍA 4D**

4.1. ANTECEDENTES DE INFORMACIÓN TOPOGRÁFICA .....	89
4.1.1. Mapas topográficos .....	89
4.1.2. Ortofotografías .....	89
4.2. ANTECEDENTES DE INFORMACIÓN GEOLÓGICA .....	91
4.3. TRABAJO DE CAMPO .....	92
4.4. RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOMORFOLÓGICA Y TOPOGRÁFICA ..	95
4.4.1. La Geomorfología como disciplina en la Geología .....	95
4.4.2. Reconstrucción topográfica en base a mapas digitales actuales .....	95
4.4.3. Reconstrucción topográfica en base a mapas históricos .....	98
4.4.3.1. Georeferencia de la topografía histórica .....	103
4.4.4. Obtención del MDT .....	104
4.4.4.1. El tamaño de pixel correcto en el MDT .....	105
4.4.4.2. Método de interpolación para obtener el MDT .....	106
4.4.4.3. Calidad del MDT .....	107

## **CAPÍTULO 5. DESCRIPCIÓN Y MAPAS GEOLÓGICOS DEL VULCANISMO HOLOCENO**

5.1. INTRODUCCIÓN .....	117
5.2. ERUPCIÓN DE EL DRAGUILLO .....	118
5.3. ERUPCIÓN DE MONTAÑA DE BARROS II .....	124
5.4. ERUPCIÓN DE EL HOYO .....	130
5.5. ERUPCIÓN DE EL MELOSAL .....	136
5.6. ERUPCIÓN DE LA MONTAÑA DE SANTIDAD .....	142
5.7. ERUPCIÓN DE SAN MATEO .....	148
5.8. ERUPCIÓN DE LA CALDERETA DE VALLESECO .....	154
5.9. ERUPCIÓN DE FAGAJESTO .....	160
5.10. ERUPCIÓN DE EL MONTAÑÓN NEGRO .....	170
5.11. ERUPCIÓN DE LA CALEDERA DE PINOS DE GÁLDAR .....	176
5.12. ERUPCIÓN DE JABALOBOS .....	182
5.13. ERUPCIÓN DE BERRAZALES .....	188
5.14. ERUPCIÓN DE MONTAÑA PELADA .....	194
5.15. ERUPCIÓN DE MONTAÑA PELADA II .....	200
5.16. ERUPCIÓN DE MONTAÑA NEGRA DE JINÁMAR .....	206
5.17. ERUPCIÓN DE SIMA JINÁMAR .....	212
5.18. ERUPCIÓN DE MONTAÑA RAJADA .....	218
5.19. ERUPCIÓN DE CUESTA DE LAS GALLINAS .....	224
5.20. ERUPCIÓN DE MONTAÑA DEL GALLEGO .....	230
5.21. ERUPCIÓN DE EL LENTISCAL .....	236
5.22. ERUPCIÓN DE DORAMAS .....	242

5.23. ERUPCIÓN DE EL GARAÑÓN .....	248
5.24. ERUPCIÓN DE BANDAMA .....	254

## **CAPÍTULO 6. GEOCRONOLOGÍA**

6.1. CRONOLOGÍA DEL CUATERNARIO .....	265
6.1.1. Límite Plio-Pleistoceno .....	265
6.1.2. El Pleistoceno .....	266
6.1.3. El Holoceno .....	269
6.2. MÉTODOS GEOCRONOLÓGICOS PARA EL CUATERNARIO .....	269
6.2.1. Clasificación de los métodos geocronológicos .....	270
6.2.2. Clasificación de los resultados según el método de datación .....	270
6.3. DATACIÓN MEDIANTE $^{14}\text{C}$ .....	272
6.3.1. Marco teórico .....	272
6.3.2. Terminología de la datación con $^{14}\text{C}$ .....	274
6.3.3. Rango de aplicabilidad y limitaciones del método del radiocarbono .	274
6.3.4. Metodología .....	275
6.3.5. Muestreo de carbón vegetal en depósitos volcánicos .....	276
6.4. RESULTADOS .....	279

## **CAPÍTULO 7. PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA**

7.1. INTRODUCCIÓN Y METODOLOGÍA .....	285
7.2. PETROGRAFÍA DE LAS LAVAS .....	288
7.3. ANÁLISIS GEOQUÍMICOS .....	290
7.4. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS .....	296

## **CAPÍTULO 8. ANÁLISIS DE LA MORFOLOGÍA VOLCÁNICA**

8.1. INTRODUCCIÓN .....	299
8.2. DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS Y ESTRUCTURALES .....	300
8.2.1. Morfometría del cono .....	302
8.2.2. Morfometría de la colada de lava .....	304
8.2.3. Morfometría de los depósitos piroclásticos de dispersión horizontal .	305
8.2.4. Estimación de volúmenes eruptados .....	306
8.2.5. Parámetros estructurales .....	307
8.3. RESULTADOS MORFOMÉTRICOS Y ESTRUCTURALES .....	308
8.3.1. Conos .....	308
8.3.2. Coladas de Lavas .....	316
8.3.3. Depósitos piroclásticos de dispersión horizontal .....	324
8.3.4. Volúmenes eruptados .....	326
8.3.5. Parámetros estructurales .....	328
8.4. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS .....	332
8.4.1. Volúmenes eruptados .....	332
8.4.2. Aspectos estructurales .....	335
8.4.3. Factores condicionantes de la morfología eruptiva .....	337
8.4.4. Estado de degradación de los edificios .....	347

## **CAPÍTULO 9. PELIGROSIDAD Y RIESGO VOLCÁNICO**

9.1. MARCO TEÓRICO .....	361
9.2. DISTRIBUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DEL VULCANISMO HOLOCENO .....	364

9.3. CARACTERÍSTICAS DE POSIBLES ERUPCIONES .....	370
9.4. MAPA DE PELIGROSIDAD VOLCÁNICA DE GRAN CANARIA .....	371
<b>CONCLUSIONES</b> .....	<b>375</b>
<b>CONCLUSIONS</b> .....	<b>379</b>
<b>CONCLUSIONS</b> .....	<b>383</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....	<b>387</b>
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b> .....	<b>413</b>
<b>ÍNDICE DE TABLAS</b> .....	<b>423</b>

Sintetizar en apenas una página y poco más, mis agradecimientos a todas las personas e instituciones que han hecho posible el desarrollo y, por tanto, la finalización de mi Tesis Doctoral es muy complicado, aunque intentaré ser breve y espero no dejar a nadie sin mencionar.

En primer lugar mi agradecimiento va dirigido a mis directores de Tesis, a los doctores Francisco José Pérez Torrado y José Luis Fernández Turiel. Como estamos en los agradecimientos, me van a permitir en este caso tutearlos, que seguro no se molestarán.

A “Paco” quiero expresarle mi más sincero agradecimiento por haberme brindado la posibilidad de elaborar esta Tesis a lo largo de todos estos años. Sólo recordar esos primeros 10 minutos de conversación en el despacho, fueron suficientes para que me acogiera y me diera ese empujoncito para iniciarme en el mundo de la investigación. Por todas las salidas de campo que hemos realizado, codo con codo, caída tras caída, sofocos, calor, frío, lluvia,..., un largo etc., pero que a pesar de todo, siempre ha estado ahí, apoyándome, y sobre todo formándome para llegar a buen puerto con esta Tesis. No quiero liarme más, pero el aprecio inmenso que le tengo, no puedo describirlo, pero puedo acabar diciendo que es más que ayer y menos que mañana. Aprovechar también aquí para agradecer a su esposa, la Dra. M<sup>a</sup> del Carmen Cabrera Santana, por prestar su apoyo incondicional en los momentos que también lo necesitaba y hacer todo más llevadero.

A “José Luis”, quiero también expresarle mi más sincero agradecimiento por haberme acogido, sobre todo, antes de conocerme en persona. En todo momento dijo “Sí” para ser director en esta Tesis y llevar acabo mi aprendizaje en los trabajos “informáticos” que se han implementado. En todo momento ha estado ahí, en mi formación, para apoyarme y darme ánimos, por permitirme trabajar y disfrutar, igualmente, codo con codo, de mis estancias en Barcelona, las cuales han sido y serán para siempre experiencias inolvidables. Pero no sólo por la parte de la investigación y echarles horas y horas delante de un PC, sino por enseñarme las bellezas culturales que tiene la ciudad de Barcelona. Igualmente, el aprecio va en aumento con el paso del tiempo, y con el paso del tiempo, de los años, y seguimos ahí, al pie del cañon.

Al Dr. Juan Carlos Carracedo, por nutrirme de sus conocimientos sobre la Geología de Canarias y enseñarme a disfrutar en el mundo de la investigación, con sus consejos y apoyo cuando lo he necesitado.

Al Dr. Alex Hansen Machín, le agradezco por aconsejarme e indicarme en ese primer año de carrera en la licenciatura, el camino a seguir si quería introducirme en

el mundo de la investigación, y aquí estoy. Asimismo, por ese apoyo incondicional que he recibido por su parte en todo momento durante la realización de la Tesis.

Al Dr. Raphaël Paris, que se ha convertido en un gran amigo con el paso de los años, agradecerle muy sinceramente su invitación para la realización de una estancia en Géolab UMR 6042 CNRS, Maison des Sciences de l'Homme (Clermont-Ferrand, Francia) en el transcurso de esa estancia pude perfeccionar mis conocimientos en los Sistemas de Información Geográfico (SIG) y, sobre todo, tuve acceso al aprendizaje de nuevas técnicas.

Al Dr. Domingo Gimeno y a la Dra. Meritxell Aulinas que, desde la parte que les toca, han sabido darme igualmente todo su apoyo y ánimos, integrándome a ser uno más en el equipo durante mis estancias en Barcelona.

A Gustavo, mi gran amigo incondicional desde la Licenciatura de Geografía hasta el día de hoy, por ese día que me animó a seguir en mi formación y llevar a cabo este trabajo de investigación, y por todos los momentos en los que ha sabido aconsejarme y apoyarme.

A mis compañeras de laboratorio que están en estos momentos en pleno desarrollo y elaboración de sus Tesis Doctorales: Laura, Isora y Pilar. Gracias por mantener este ambiente de trabajo tan difícilmente de superar y, como no, por todo el apoyo y ánimos recibidos estos últimos meses tan duros. Otras compañeras de laboratorio que asimismo han apoyado y animado incondicionalmente son Esmeralda y, las ya doctoras, Tatiana y Leticia. Gracias en conjunto a todas ellas por los agradables desayunos compartidos que han hecho mucho más llevadero el trabajo diario en el laboratorio durante estos años.

A mis grandes amigos "Pepe y Rosy" por saber entender mi ausencia en estos últimos momentos de Tesis Doctoral, y que han sabido aconsejarme y apoyarme en todo momento incondicionalmente. Siempre han estado ahí, en los malos y buenos momentos, y siempre me han levantado cuando me han visto caer. ¡Gracias!

Como esto de los agradecimientos se me está alargando, quiero mencionar a mi familia al completo, desde mis padres, hermanos, sobrinos, primos y cuñadas, que en la parte que les toca, han sabido llevar y entender este mundo de la investigación, saber comprender mis ausencias, en varias ocasiones muy largas durante todos estos años, por apoyarme en todo momento incondicionalmente y, sobre todo, ofrecerme todo su cariño que en esos momentos resulta imprescindible.

A mi novia Melisa agradecerle todo el apoyo y el amor que me ha regalado en esta última fase, aceptando con paciencia mi dedicación casi exclusiva a escribir

esta Tesis, y además apoyándome en todo momento incondicionalmente. Gracias por ser como eres.

A la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria por haberme dotado de una beca de investigación para todos estos años y poder realizar esta Tesis Doctoral. Especialmente al Departamento de Física por ofrecerme en todo momento el material logístico y sus instalaciones para el buen desarrollo de este trabajo.

Al Exmo. Cabildo Insular de Gran Canaria por nutrirme de un material imprescindible para esta Tesis, como son los documentos históricos cartográficos y ortofotografías. En esta misma línea agradecer también al Centro Cartográfico y Topográfico del Ejército del Aire (CECAF) y ya para la cartografía moderna digital a GRAFCAN.

Al Gobierno de Canarias por financiar una de las estancias llevadas a cabo en el Instituto de Ciencias de La Tierra “Jaume Almera” (CSIC, Barcelona) en el año 2007.

A los proyectos de investigación en los que se han enmarcado los trabajos de esta Tesis y que sin su financiación hubiera sido imposible llevarlos a cabo. Por un lado, al proyecto “Estudio del volcanismo reciente de carácter básico en las islas de Gran Canaria y Tenerife” financiado por la Consejería de Educación, Cultura y Deportes del Gobierno de Canarias (proyecto nº PI 2002/148), por otro al proyecto “Evolución magmática reciente de una isla oceánica: Gran Canaria (5 m.a.- actualidad)” financiado por el CICYT, Ministerio de Educación y Ciencia (proyecto nº CGL2004-04039) y, finalmente, al grupo de investigación PEGEFA financiado por la Generalitat de Catalunya (AGAUR 2005SGR-00795).

Por último, mi más sincero agradecimiento a todos los miembros de los grupos de investigación GEOVOL (Las Palmas de Gran Canaria) y PEGEFA (Barcelona) por el apoyo incondicional y el ánimo recibido durante el desarrollo de esta Tesis Doctoral.

## RESUMEN

El objetivo de esta Tesis Doctoral es identificar y caracterizar el vulcanismo holoceno de Gran Canaria utilizando las herramientas que proporcionan los Sistemas de Información Geográficos (SIG). Se trata de validar la gran aportación que suponen los SIG a la investigación vulcanológica, convirtiéndose en herramientas de apoyo muy efectivas y, por tanto, su implementación está siendo cada vez más extendida tal y como se desarrolla en el Capítulo 1.

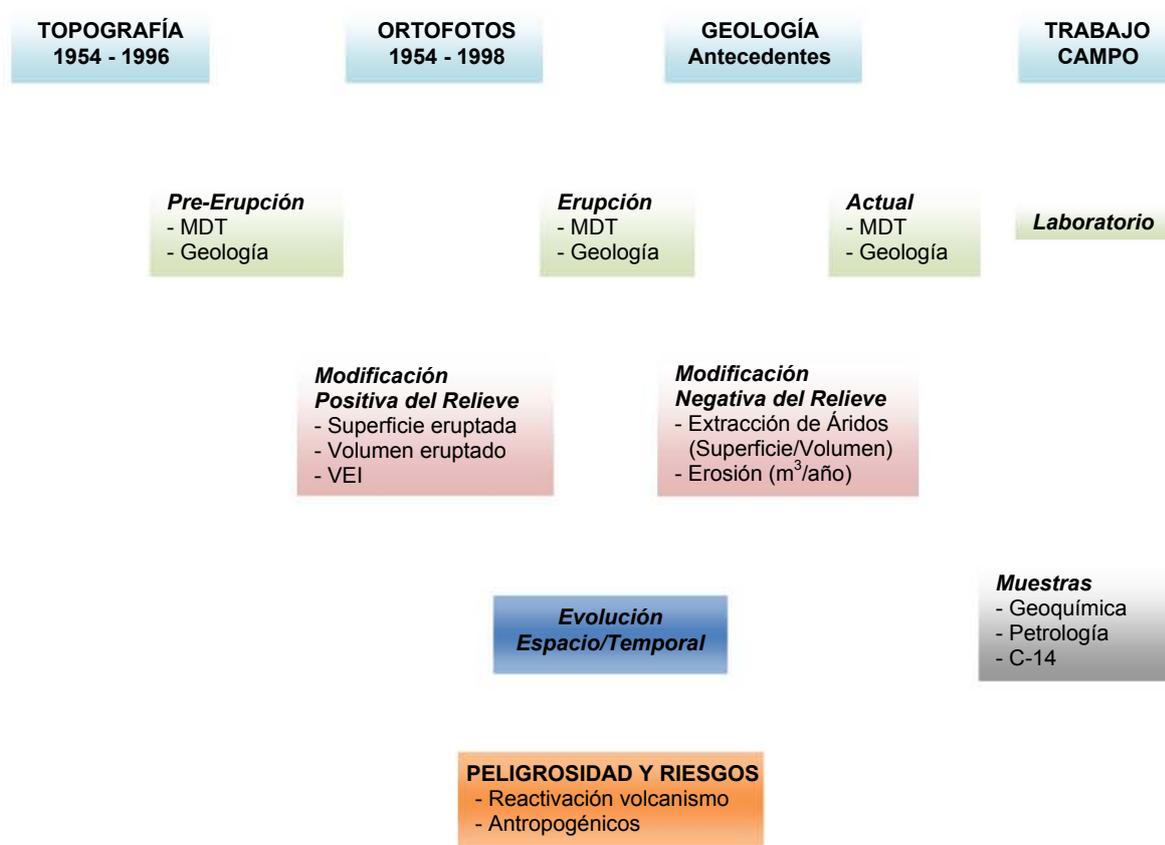
En el Capítulo 2 se presenta un marco evolutivo del concepto de SIG desde sus inicios en los años 60, por lo que en poco más de 40 años se ha extendido prácticamente a todas las ciencias.

La premisa que hay que destacar en los SIG es la posibilidad de manejar más de un conjunto de datos de información al mismo tiempo y, sobre todo, la capacidad de elaborar nuevos datos a partir de los ya existentes, así como también su capacidad de relacionar estos datos con elementos gráficos (puntos, líneas y polígonos).

Se definen los cinco componentes principales que son claves en los SIG: el hardware (PC, escáner,...), el software (en el presente caso se ha trabajado con TNTmips), los datos (los más difíciles de adquirir), el equipo humano que administra el sistema y la metodología aplicada, ya que un SIG debe operar de acuerdo a un plan bien definido. Vinculados a estos componentes, se implementan los procesos de desarrollo de un SIG que constan de cinco tareas: entrada de información (x, y, z), manipulación (datos vectoriales y raster), gestión (Sistema Gestor de la Base de Datos), consulta y análisis (recuperación, superposición, vecindad y conectividad) y visualización (mapas resultantes).

Los tipos de datos que intervienen en un SIG se clasifican en: datos alfanuméricos (construidos por cifras y letras), datos geográficos (representan posición, atributos temáticos, relaciones espaciales y tiempo), datos vectoriales (combinación de puntos, líneas, polígonos y atributos temáticos, georeferenciados e interrelacionados), datos raster (malla de píxeles con valores numéricos) y datos orientados a objetos (representan el propio mundo real). Por último, se definen las cinco etapas previas para emprender la realización de un proyecto en un Sistema de Información Geográfico: concepción (necesidades del usuario), diseño (elaborar un plan de trabajo), desarrollo (componentes y generar las aplicaciones SIG), operación (automatizar y optimizar las tareas en el SIG) y revisión (expansión del proyecto).

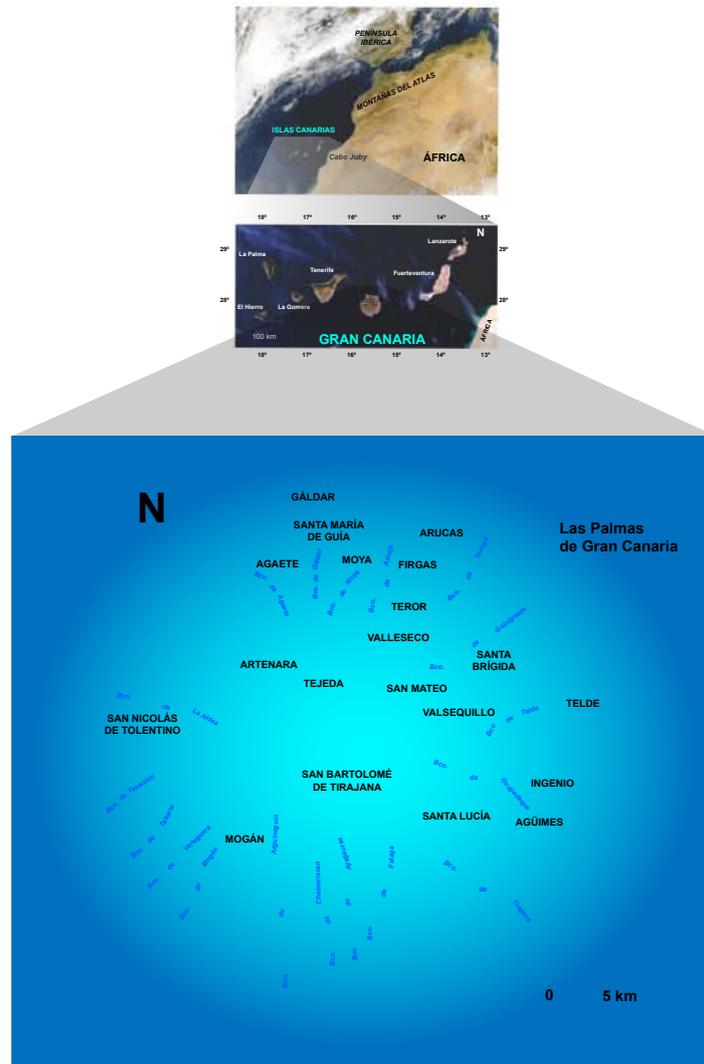
Por tanto, para el tema de investigación de esta Tesis, el desarrollo del SIG combina diferentes capas de información disponibles como la topografía, las ortofotos, la cartografía geológica, el trabajo de campo y de gabinete (Fig. I).



**Figura I: Diagrama resumen del desarrollo del Sistema de Información Geográfico para el vulcanismo holoceno de Gran Canaria. MDT, Modelo Digital del Terreno; VEI, Índice de Explosividad volcánica.**

En el Capítulo 3 se introducen las bases teóricas sobre la formación de islas volcánicas oceánicas, penachos mantélicos y puntos calientes. Se destaca principalmente la relación que existe entre los puntos calientes y el contexto de intraplaca que es el entorno en que se enmarcan las Islas Canarias. El nacimiento de una isla oceánica de intraplaca asociada a un punto caliente pasa por diferentes estadios evolutivos. Walker (1990) fue el artífice de este modelo en base a las numerosas observaciones realizadas en las Islas Hawai'i y otros archipiélagos del Pacífico. Este modelo evolutivo se divide en siete etapas: submarina fase I, submarina fase II, emergente, formación en escudo, inactividad volcánica, rejuvenecimiento y formación de atolón-guyot. Este modelo fue concebido principalmente para las Islas Hawai'i, aunque en la actualidad es universalmente aceptado. Este capítulo incluye el contexto geográfico y geodinámico de las Islas Canarias así como también se definen los diferentes modelos sobre su origen, que ha sido y sigue siendo un tema de discusión por muchos investigadores.

Las Islas Canarias se localizan al NO de la costa de África, entre las latitudes  $27^{\circ}37'$  -  $29^{\circ}25'$  N y las longitudes  $13^{\circ}20'$  -  $18^{\circ}10'$  O. Gran Canaria se localiza en el centro de este archipiélago. Se trata de una isla de forma casi circular, con una superficie de  $1532 \text{ km}^2$  y una altura máxima de 1950 metros en el centro de la isla (Pico de las Nieves) (Fig. II).



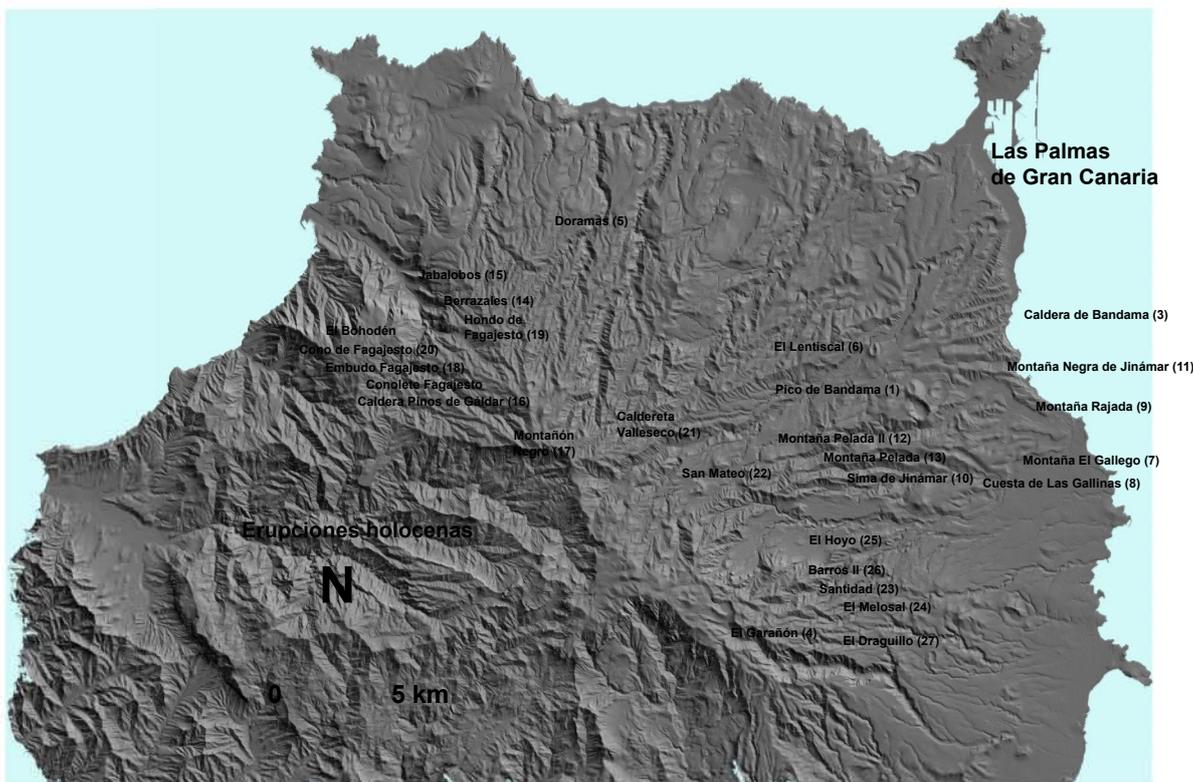
**Figura II: Imagen satélite general y de detalle de la localización de las Islas Canarias y Gran Canaria (imágenes NASA).**

Las Islas Canarias se localizan en la Placa Africana, cerca del margen pasivo continental Atlántico. El archipiélago canario creció sobre una corteza oceánica de edad Jurásica (hace unos 165-176 Ma). Esta corteza se caracteriza por ser una de las más viejas, frías y gruesas de todo el planeta y por tanto de las más rígidas, lo que permite que los edificios volcánicos se sostengan durante millones de años sin evidencias de subsidencia. Este aspecto diferencia las Islas Canarias de otros archipiélagos volcánicos de intraplaca del planeta. Una de las características más importantes de las Islas Canarias es la gran variedad en composición de los productos volcánicos que afloran.

Una vez definido el contexto general que afecta a las Islas Canarias, se desarrolla una división cronoestratigráfica de Gran Canaria y cómo ha evolucionado en el tiempo, con especial atención al vulcanismo holoceno. La evolución de Gran Canaria sigue las pautas generales de cualquier isla volcánica de punto caliente y se sintetiza en tres etapas:

- Etapa de crecimiento submarino (>90% del volumen total de la isla).
- Etapa juvenil (14,5 a 7,3 Ma), que incluye la fase en escudo, caldera, post-caldera, con magmatismo tanto extrusivo como intrusivo.
- Etapa de rejuvenecimiento o post-erosiva (5,5 Ma hasta la actualidad). Se diferencian el vulcanismo Roque Nublo y Post-Roque Nublo.

El vulcanismo holoceno se concentra en el sector septentrional de la isla de Gran Canaria, consta de un total de 34 centros de emisión entre conos principales, conos parásitos, hornitos y fisuras, de los cuales 27 centros se caracterizan por ser pequeños conos estrombolianos monogenéticos y de forma más ocasional por ser calderas freatomagmáticas. El rasgo geomorfológico distintivo de las erupciones volcánicas holocenas es la posición de sus lavas a fondo de los cauces de los barrancos que apenas las inciden (Fig. III).



**Figura III: Mapa de localización de la actividad volcánica holocena en la isla de Gran Canaria.**

En el Capítulo 4 se desarrollan los métodos cartográficos que se han aplicado en esta investigación de Tesis Doctoral que consisten en el desarrollo y la aplicación de mapas para la descripción, el análisis y el estudio de los fenómenos volcánicos holocenos.

Partiendo de los antecedentes previos, tanto geológicos como cartográficos, y el trabajo de campo para el reconocimiento del terreno, se han caracterizado y establecido los límites de las distintas unidades volcánicas (cono, lava y piroclastos de dispersión horizontal) de cada uno de los centros eruptivos holocenos aplicando criterios geomorfológicos y estratigráficos con ayuda de la cartografía digital de GRAFCAN del año 1996 a escala 1/5.000, de los mapas topográficos del Excmo. Cabildo Insular de Gran Canarias del año 1962 a escala 1/5.000 y de las fotografías aéreas verticales de GRAFCAN del año 1998 a escala 1/18.000 y las obtenidas del CECAF del año 1954 a escala 1/20.000. De este modo, se ha podido confeccionar una cartografía detallada a escala 1/5.000.

En este tipo de trabajo se destaca la implicación que tiene el trabajo de campo en la cartografía, sobre todo por la importancia que supone identificar los materiales de los afloramientos (litología), sus estructuras (direcciones de flujos de lavas y piroclastos de caída) y las relaciones estratigráficas, lo que ha permitido identificar unidades volcánicas holocenas desconocidas.

A partir de reconstrucciones paleotopográficas de las zonas cubiertas por el vulcanismo holoceno, se ha podido desarrollar una metodología que trata de ilustrar los cambios geomorfológicos en función de la tipología volcánica y los periodos de erosión implicados. Desde la cartografía actual, se lleva a cabo una cuidadosa reconstrucción paleogeomorfológica de cada una de las erupciones holocenas con el fin de obtener las superficies pre- y post-erupción y mostrar claramente los cambios sufridos en el terreno afectados por la erupción. Sin embargo, debido a los efectos antropogénicos que afectan directamente a varios centros del vulcanismo holoceno, se desarrolla una técnica que a partir de la cartografía histórica es posible la reconstrucción geomorfológica tridimensional del cono, la colada y los piroclastos de caída, pudiendo obtener igualmente las superficies del terreno del antes y después de la erupción (Fig. IV). Sin embargo, hay que destacar que a efectos volumétricos, los cambios en la superficie originada por los depósitos piroclásticos de caída en la mayoría de los casos son casi imperceptibles a esta escala de trabajo.

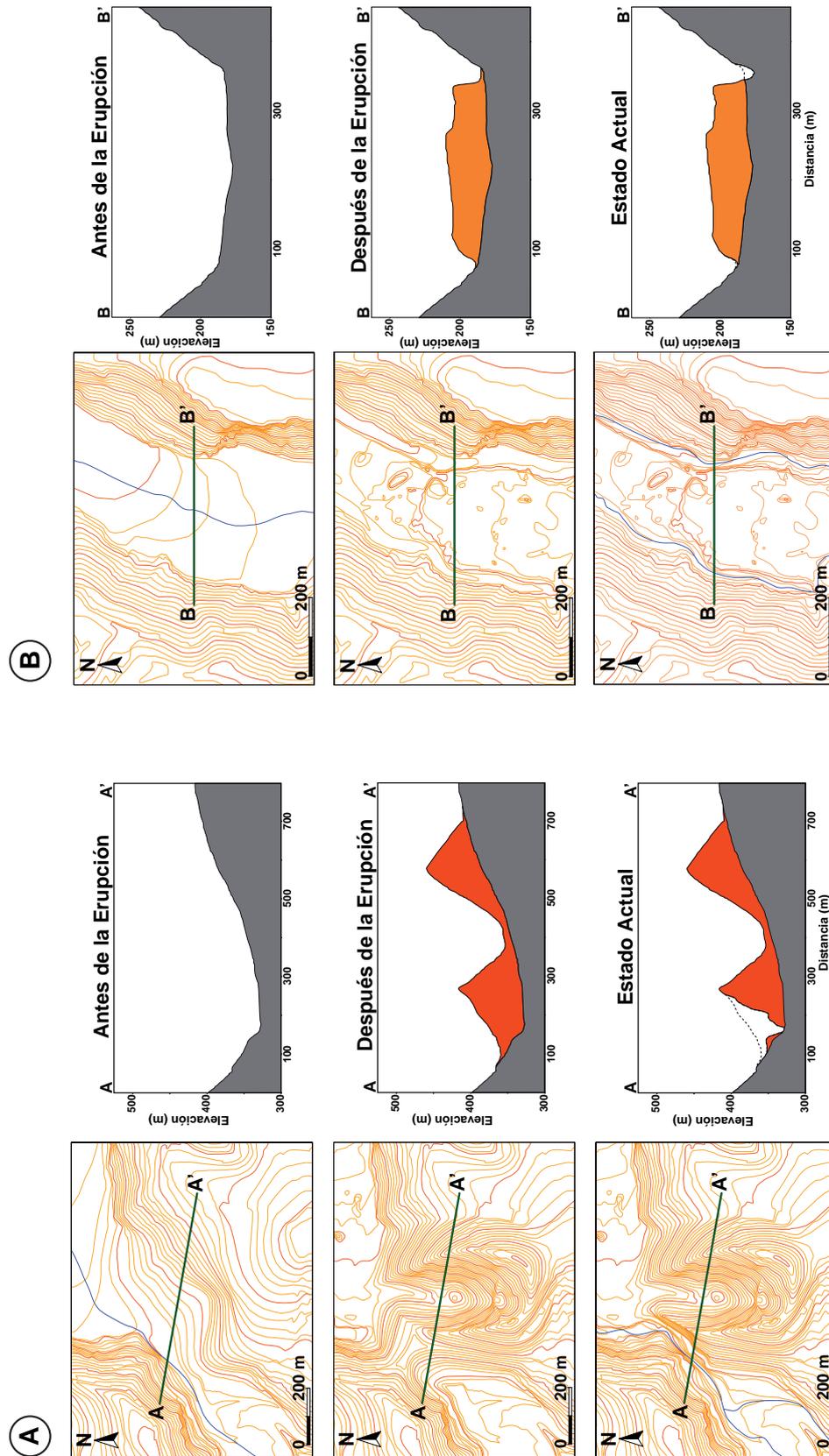


Figura IV: A) Reconstrucción geomorfológica del cono antes y después de la erupción y su estado actual. B) Reconstrucción geomorfológica de la lava antes y después de la erupción y su estado actual. Ejemplo tomado del volcán El Lentiscal.

Seguidamente se obtienen los correspondientes Modelos Digitales del Terreno (MDT), los cuales combinan la información espacial (x, y) con valores de elevación (z) y se presentan en una resolución acorde a la escala de trabajo, determinando el tamaño de píxel correcto como el método de interpolación más adecuado entre Curvatura Mínima, Inverso a la Distancia y por Perfiles para la obtención de los MDT, lo que va a permitir cuantificar eficazmente todos los parámetros morfométricos que sean de interés. Para la calibración y validación de esta metodología se han desarrollado modelos simulados de edificios volcánicos que presentan unas dimensiones de un orden de magnitud similar a los típicos edificios volcánicos monogenéticos de erupciones basálticas, como es el caso del cono y la colada de lava. Estos modelos se analizan morfométricamente aplicando fórmulas matemáticas para el cálculo de superficies y volúmenes exactos, lo que permite cuantificar la eficacia de los métodos de interpolación aplicados.

Por tanto, la resolución más adecuada del MDT a esta escala de trabajo de 1/5.000 es de 5x5 m aplicando los tres métodos de interpolación, pero el recomendado es el de Curvatura Mínima porque es aplicable a todo tipo de terrenos (llanos o abruptos) y es más rápido en los cálculos. Esto va a convertir la metodología aquí expuesta como la más adecuada para estudios morfométricos precisos en entornos volcánicos en escala de trabajo como la aquí considerada (1/5.000).

En el Capítulo 5 se caracterizan cada una de las erupciones holocenas surgidas en Gran Canaria, el cual va a contener una breve descripción para cada una de las unidades volcánicas que configura cada erupción, sobre todo en aspectos geomorfológicos. También se desarrolla un mapa geológico independiente para cada erupción, representando los afloramientos actuales, igualmente se hace una presentación en 3D de los relieves que han sido afectados antes y después de la erupción. Destacar que hay erupciones que presentan varios centros eruptivos de diferentes morfologías y envergadura ocasionados por los cambios ocurridos durante las fases eruptivas, por lo que estas son descritas y representadas en su conjunto.

En el Capítulo 6 se desarrolla un marco teórico de la cronología del Cuaternario para enmarcar el ambiente paloclimático que interviene en este periodo holoceno, que constituye un periodo interglaciar (el estadio isotópico 1).

Se hace una clasificación práctica de los métodos que datan el Cuaternario, cuáles comparten aplicaciones similares y se agrupan en: métodos siderales, isotópicos, radiogénicos, químicos y biológicos, geomorfológicos y de correlación. En relación al tipo de muestras recogidas para la datación, en este caso restos de

carbón, se encuadra dentro del método isotópico, del cual se obtienen de resultados a una escala absoluta produciendo estimaciones cuantitativas de edades cuyo rango de incertidumbre puede ser comparado.

La datación con  $^{14}\text{C}$  es la técnica que se desarrolla en este capítulo, determinando el rango de aplicabilidad y las limitaciones del método. Se han llevado a cabo 13 dataciones para medir el contenido de radiocarbono con dos diferentes métodos, dependiendo sobre todo de la cantidad de muestra de carbón recogida. El primer método es el convencional y el segundo método es el AMS (Espectrometría por Acelerador de Masas), siendo este último más exacto y preciso que el anterior, además de necesitar menos cantidad de muestra (entre 200  $\mu\text{g}$  y 2 mg).

El muestreo de carbón vegetal en depósitos volcánicos debe tener una clara relación con el contexto geológico para que la fecha obtenida sea válida y presentar un contexto estratigráfico fiable. Teniendo en cuenta estas premisas la figura V muestra los tres escenarios de muestreo de carbón.

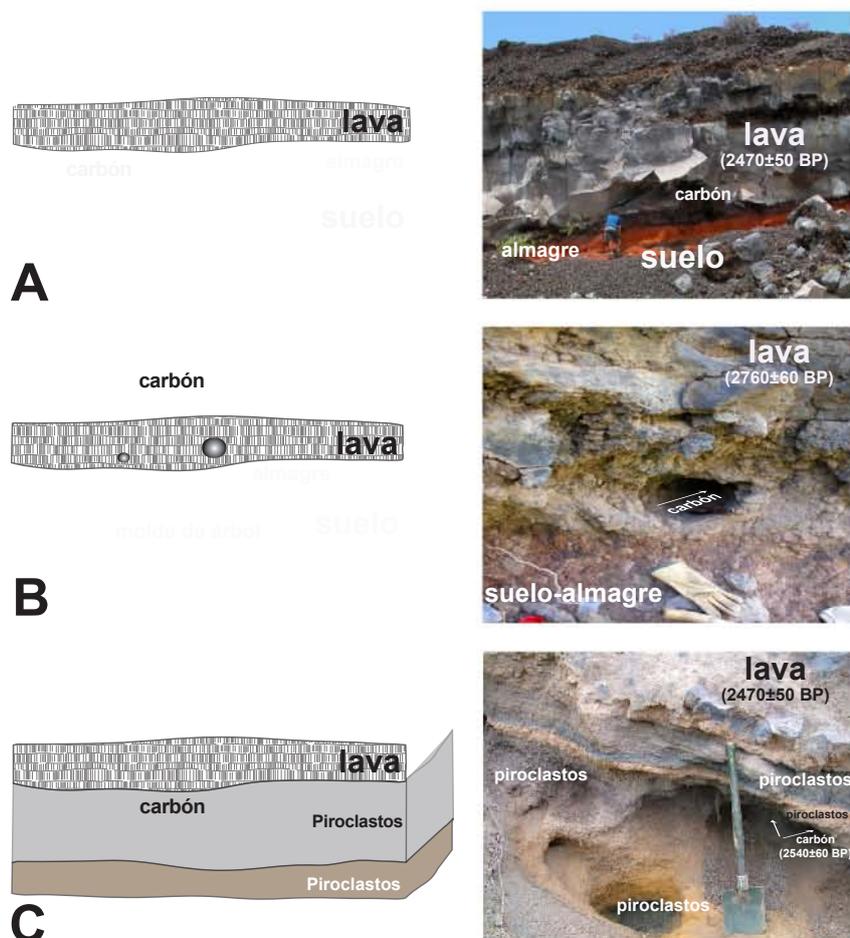
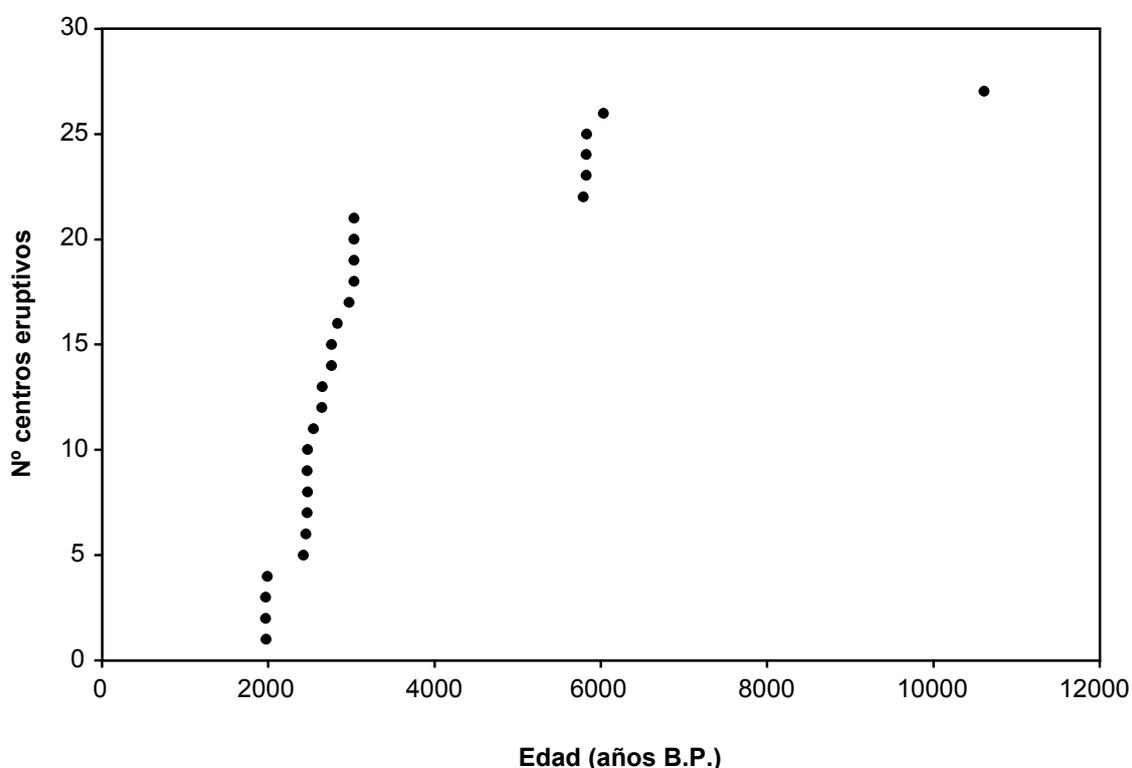


Figura V: Muestras de carbón vegetal para datar localizadas bajo coladas de lava (A), en moldes de árboles incorporados a la colada de lava (B), y sepultados por depósitos de piroclastos de caída (C).

A partir de los datos geocronológicos ( $^{14}\text{C}$ ), las correlaciones estratigráficas y estructurales permiten determinar una escala geocronológica relativa de los centros eruptivos del más antiguo al más reciente y caracterizando una evolución espacio-temporal de todo el vulcanismo holoceno de Gran Canaria. A priori, la edad permite entender el grado de desmantelamiento de los edificios volcánicos comparado con el papel que ejerce el ambiente climático en el cual emerge cada centro eruptivo.

La distribución temporal de estas dataciones permite agruparlas en tres periodos de actividad volcánica, entre 1.900-3.200 y 5.700-6.000 años, mientras que el periodo más antiguo lo representa una única erupción, El Draguillo, datada en  $10.610 \pm 190$  años (Fig. VI).



**Figura VI: Distribución temporal de las erupciones holocenas ocurridas en Gran Canaria durante los últimos 11.000 años.**

En el Capítulo 7 se tratan los aspectos petrográficos que determinan la mineralogía presente en las rocas y sus relaciones texturales, así como también se llevan a cabo los análisis geoquímicos básicos (elementos mayores) que permiten clasificar las rocas e interpretar los principales procesos petrogenéticos experimentados por los magmas. Las 26 muestras de lavas recogidas en el campo se caracterizan por presentar una gran homogeneidad composicional, mineralógica y textural.

La petrografía de las lavas muestra una textura principal afanítica y porfídica, como también es muy común la textura vesicular, sobre una mesóstasis microcristalina, destacando fenocristales que representan entre 3 y 25% principalmente de olivinos, normalmente muy frescos, y de clinopiroxenos mostrando varios tipos de zonación normal e inversa.

Los análisis geoquímicos proyectados en el diagrama TAS (Fig. VII) permiten clasificar principalmente a las rocas como tefritas-basanitas y en menor proporción como basaltos y foiditas, lo cual se enmarca dentro de la Serie Alcalina (típica de islas oceánicas intraplaca). Aulinas (2008) en base a datos geoquímicos más precisos postula la evolución pretogenética del vulcanismo Post-Roque Nublo, en general, y el holoceno en particular.

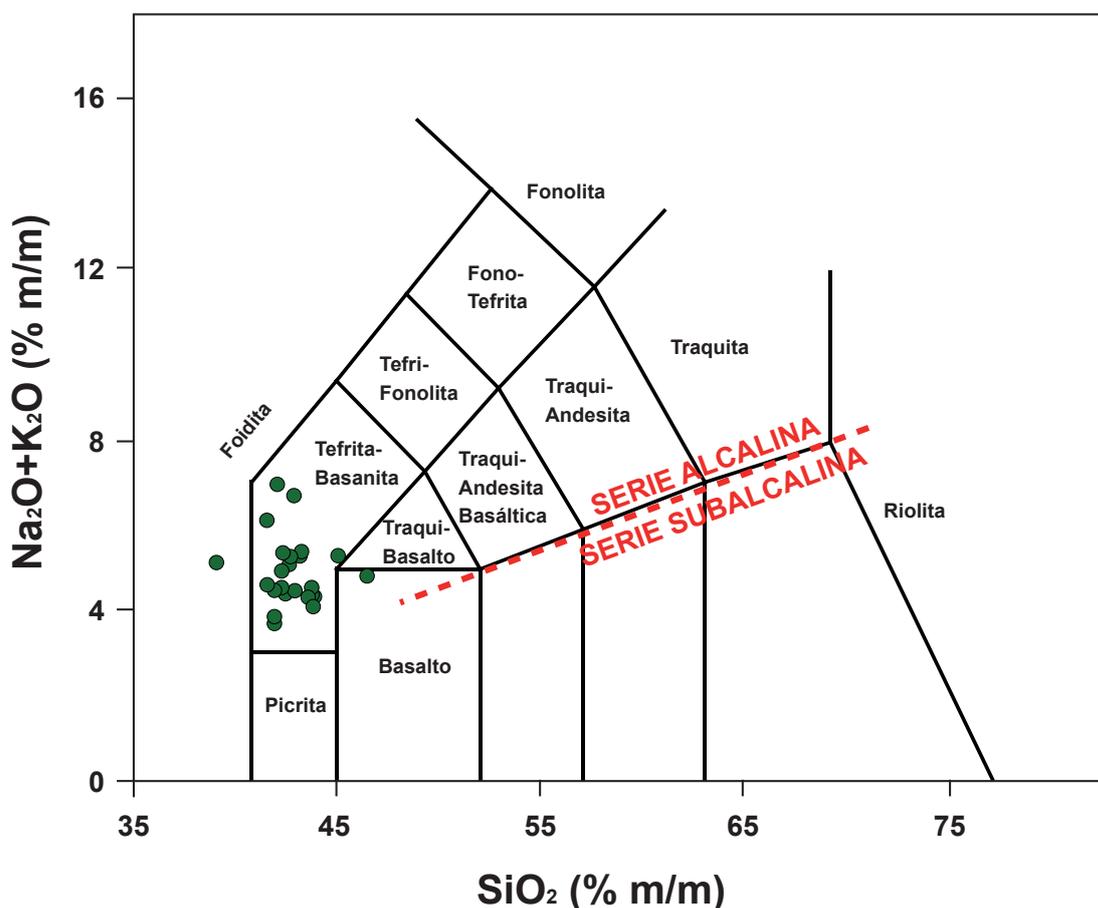


Figura VII: Análisis químico de elementos mayores (% m/m) de las lavas.

El Capítulo 8 presenta todo el análisis morfométrico, morfológico y estructural llevado a cabo en el vulcanismo holoceno de Gran Canaria. A partir del modelado en morfometría volcánica se pueden obtener dimensiones fiables de las unidades volcánicas. Para ello, se determinan los parámetros morfométricos comúnmente más usados para el cono y la colada de lava (Tabla I).

Cono volcánico	Colada de lava
Radio superior del cono ( $r$ )	
Radio base del cono ( $R$ )	
Radio superior del cráter ( $C_r$ )	
Radio inferior del cráter ( $C_R$ )	
Profundidad cráter ( $h_{cr}$ )	
Azimuth apertura de cráter ( $\theta$ )	
Altura del cono ( $h$ )	Potencia ( $h$ )
	Longitud ( $L$ )
	Ancho ( $W$ )
Área ( $A$ )	Área ( $A$ )
Volumen ( $V$ )	Volumen ( $V$ )
Pendiente del cono (post-erupción)	
Orientación del cono (post-erupción)	
Pendiente sustrato (pre-erupción)	Pendiente del sustrato (pre-erupción)
Orientación del paleorelieve (pre-erupción)	Orientación del paleorelieve (pre-erupción)

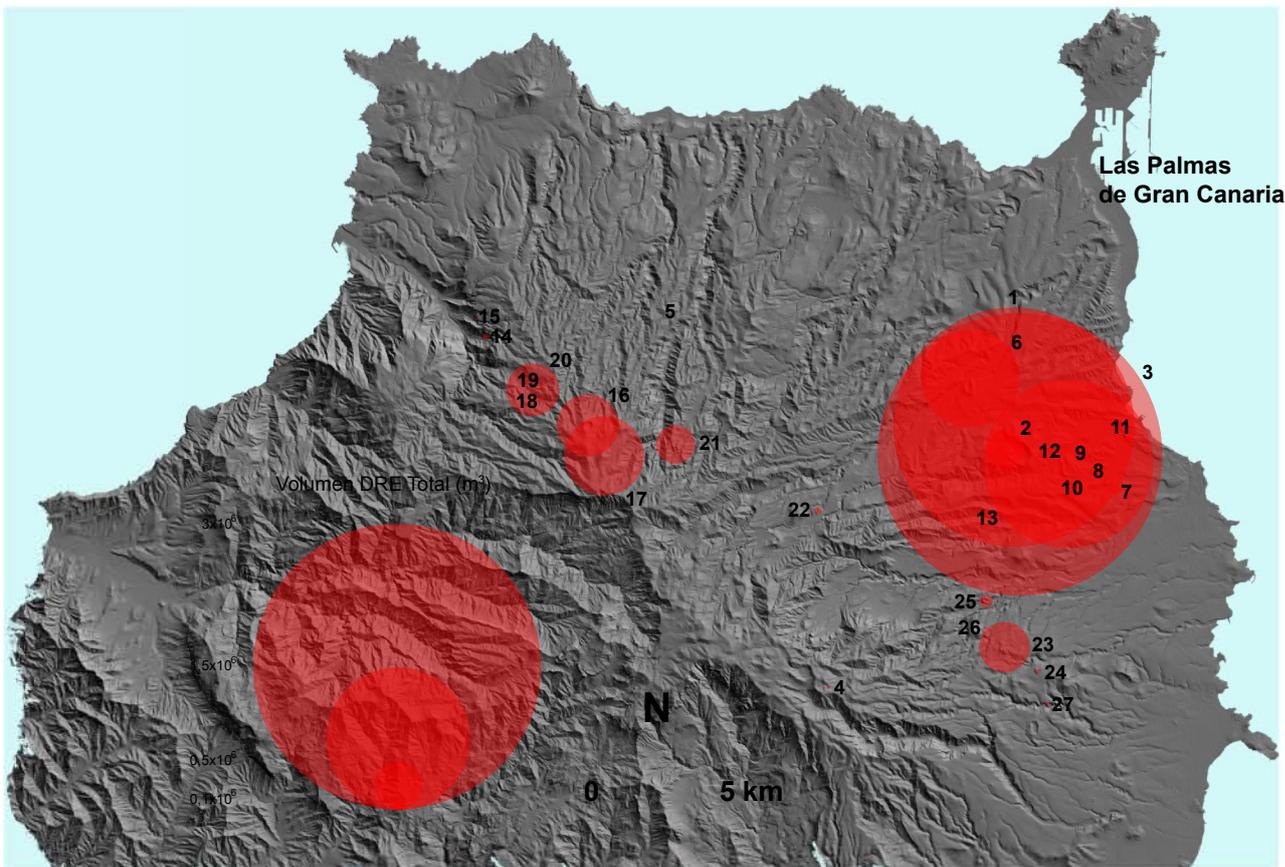
**Tabla I: Parámetros morfométricos y derivados del cono y la colada de la lava que actualmente se utilizan para estudios de acumulación y degradación en el modelado volcánico.**

En cambio, para los piroclastos de caída se aplican otro tipo de análisis, ya que esta unidad, por lo general, representa un porcentaje poco representativo en la mayoría de las erupciones, exceptuando las erupciones de Montaña Pelada y la Caldera de Bandama asociadas a las erupciones más explosivas del vulcanismo holoceno de Gran Canaria.

También se definen los parámetros estructurales que caracterizan a este vulcanismo, ya que, permiten establecer una serie de lineamientos entre varios centros de emisión, con longitudes que varían desde centenas de metros a kilómetros.

Una vez definidos todos los parámetros morfométricos, se presentan todos los resultados obtenidos para cada erupción así como en su conjunto, agrupando los centros eruptivos que guardan una relación cronológica. Un cálculo importante en morfometría volcánica es el volumen original de la erupción. Gracias a las herramientas de los SIG, se pueden cuantificar estos datos comparando dos superficies de igual área que se obtienen a partir de los diferentes MDT que representan el antes y después de la erupción. El volumen total del vulcanismo holoceno asciende a  $0,416 \text{ km}^3$ , lo que representa una mínima parte del cómputo global de la isla, existiendo un descenso de emisión volcánica desde el estadio de crecimiento juvenil hasta la actualidad. A su vez, se toma en cuenta el volumen total

de material eruptado aplicando el factor de corrección de roca densa equivalente DRE (Fig. VIII).

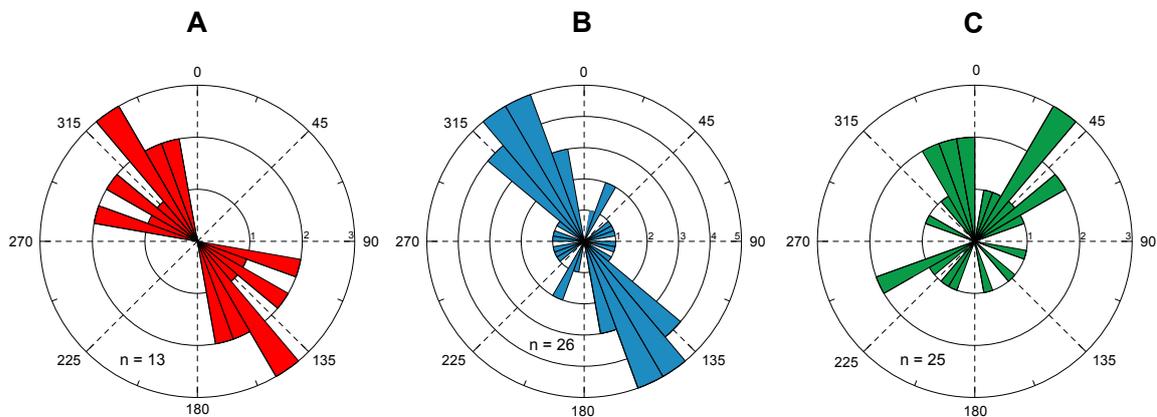


**Figura VIII: Acumulación en rangos de volumen de roca densa equivalente (DRE) para los edificios volcánicos holocenos de Gran Canaria.**

El mayor volumen de material eruptado en el holoceno se concentra principalmente en el sector NE de Gran Canaria y, en menor medida en el sector NO. Esto es debido a que existe un mayor número de centros de emisión en este sector y los mecanismos eruptivos que caracterizan las erupciones de mayor acumulación de material eruptados se identifican con erupciones freatomagmáticas como por ejemplo la Caldera de Bandama. A su vez, los valores de volúmenes de tefra (cono + piroclastos de caída) permiten determinar el Índice de Explosividad Volcánica (VEI) de cada uno de los centros eruptivos, caracterizando las erupciones desde más efusivas (estrombolianas) a más explosivas (freatomagmáticas).

A partir de las relaciones crono-estratigráficas entre los centros eruptivos que presenta un lineamiento, junto a los parámetros de elongación de los conos y cráteres respectivos, se identifica una dirección estructural dominante con dirección NNO-SSE, no siendo tan marcada esta dirección en los cráteres ya que están directamente relacionados con la orografía del terreno y la dirección de los vientos

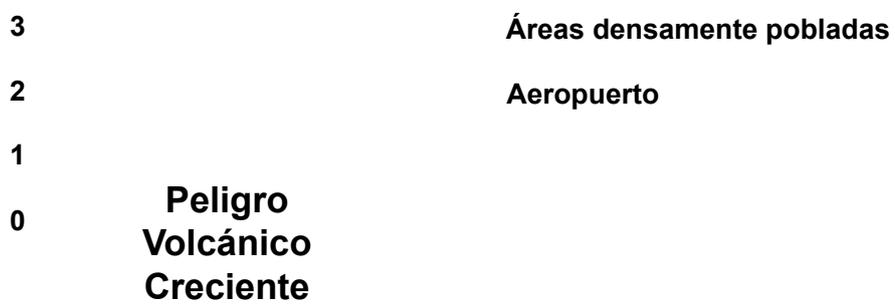
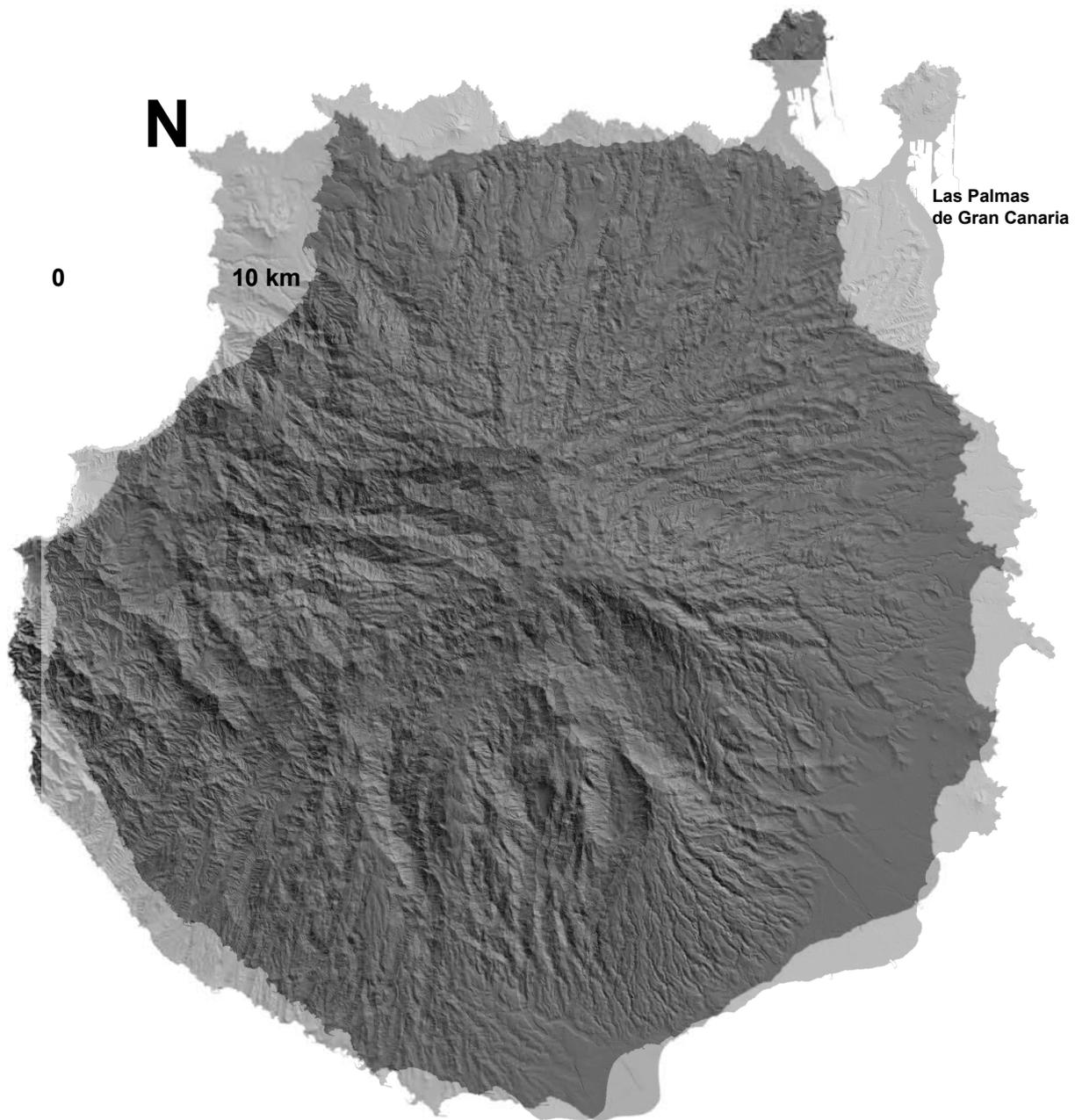
predominantes durante la erupción. Sin embargo, la geometría de los edificios volcánicos proporcionan información acerca de las fracturas que alimentan el magma a través de conducto volcánico mediante los diques (Fig. XIX).



**Figura IX: Diagramas de rosas del azimut de lineamientos de las erupciones holocenas (A), azimut elongación de la base del cono (B) y azimut apertura del cráter (C).**

De la misma forma que se obtienen los datos para el volumen total eruptado, también se presenta en este capítulo el estado de degradación de los edificios, relacionados con los procesos que intervienen en el desalojo de material o erosión en el cono y en la colada de lava, ya sea por efectos naturales o antropogénicos, sobre todo este último, el cual intervienen de manera directa en la transformación del relieve volcánico a corto plazo.

En el Capítulo 9 se presenta la implicación que tiene el vulcanismo holoceno referente a peligrosidad y riesgo volcánico. Se enumeran los tipos de peligros volcánicos que tienen su origen con las erupciones volcánicas. Los resultados obtenidos en los capítulos expuestos anteriormente, permiten identificar las zonas con mayor volumen de material eruptado así como representar la tendencia eruptiva e interpretar la historia volcánica. Durante el Holoceno, las fases de inactividad volcánica se hacen más cortas desde la edad más antigua hasta la más reciente, con el añadido de que el número de centros eruptivos aumenta al igual que el volumen de magma emitido a la superficie. Esta tendencia está más presente en la zona Este que en la Oeste, por lo que se identifica como la zona volcánica más activa. Además de presentar una tendencia al aumento en volumen del material magmático, se incrementa el grado de explosividad. Esta información se ha sintetizado en el mapa de peligrosidad volcánica de la isla de Gran Canaria (Fig. X).



**Figura X: Mapa de peligrosidad volcánica de la isla de Gran Canaria.**

## SUMMARY

The aim of this Doctoral Thesis is to identify and characterize the Holocene volcanism of Gran Canaria using the tools provided by the Geographic Information Systems (GIS). This research validate the great contribution involving the application of GIS to the Volcanology, becoming very effective support tools and therefore its implementation is increasingly widespread as developed in Chapter 1.

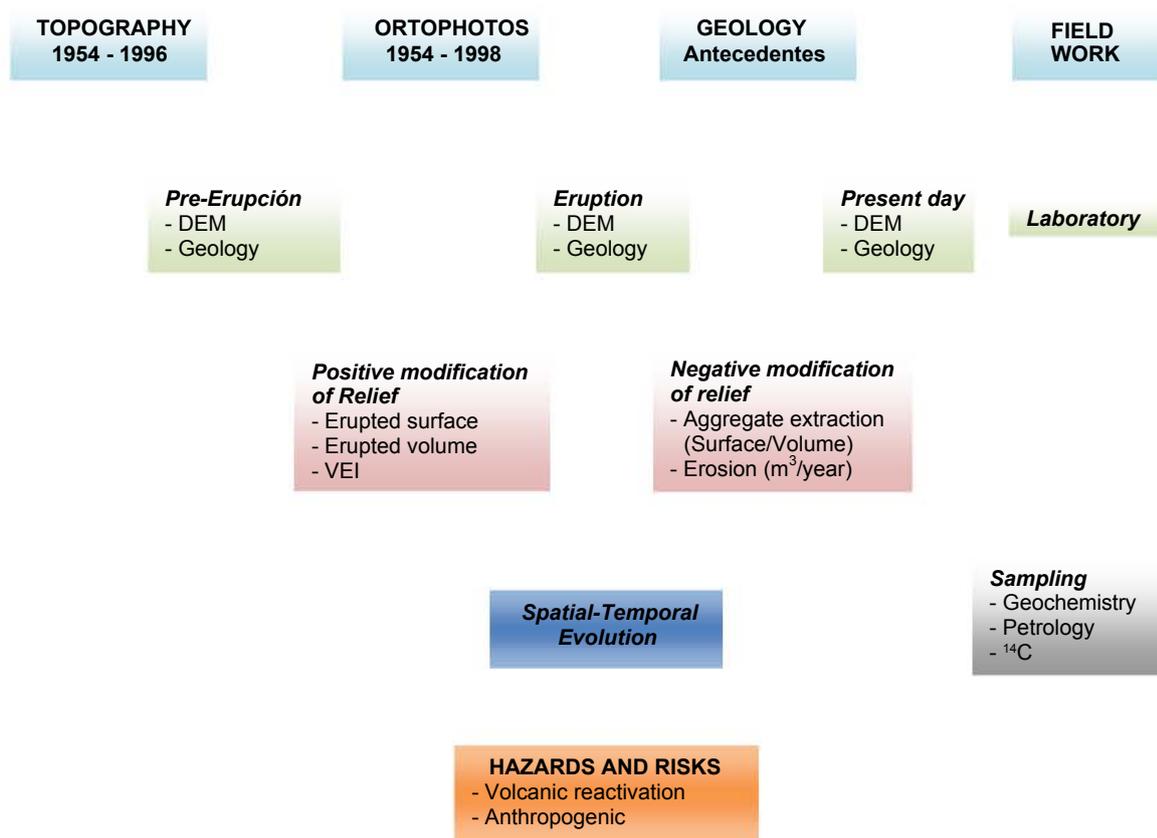
Chapter 2 presents the evolutionary framework of the concept of GIS since its inception in the 60s until, in just over 40 years, its general spreading to virtually all sciences.

The premise that should be emphasized in a GIS is the possibility to handle more than one data set of information at the same time and, above all, the ability to develop new data from existing information as well as its capacity to relate these data to graphic elements (points, lines and polygons).

A GIS should operate according to a well defined project and the five main components which are key are the hardware (PC, scanner, etc.), the software (in this case TNTmips), the data (the most difficult to acquire), the team that manages the system and the methodology. The development processes of a GIS are implemented following five tasks: input of information (x, y, z), handling (raster and vector data), management (System Manager Database), consultation and analysis (recovery, overlay, neighbourhood and connectivity), and visualization (resulting maps).

The types of data of a GIS are classified as: alphanumeric data (letters and numbers), geographical data (representing location, thematic attributes, spatial relationships and time), vector data (combination of points, lines, polygons, and thematic attributes with georeferences and interrelationships), raster data (grid of pixels with numerical values) and object-oriented data (representing the actual world). Finally, the five stages to undertake a project in a geographic information system are: conception (user requirements), design (to develop a work plan), development (components and generate GIS applications), operation (automate and optimize tasks in the GIS) and revision (project expansion).

The development of a GIS for the objectives of this research work combines different layers of information as topography, orthophotography, geological mapping, field work and laboratory work (Fig. I).

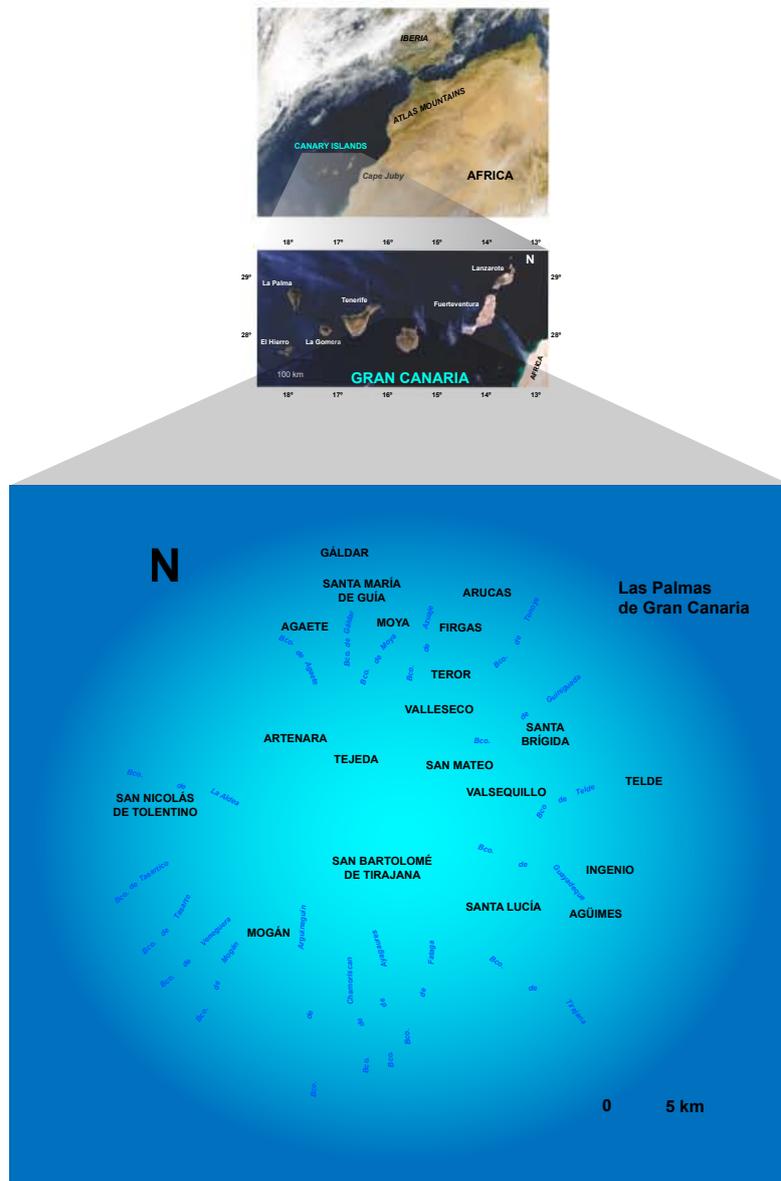


**Figure I: Development of the Geographical information System for the Holocene volcanism of Gran Canaria. DEM, Digital Elevation Model; VEI, Volcanic Explosivity Index**

The theoretical bases on the formation of oceanic volcanic islands, mantle plumes and hot spots are introduced in Chapter 3. It highlights the relationship between the hot spots and the intraplate environment which is the geotectonic setting of the Canary Islands. The growth of an island associated to a hot spot in an oceanic intraplate setting pass through different evolutionary stages. Walker (1990) was the architect of this model based on numerous observations carried out in the Hawai'i Islands and other Pacific Archipelagos. This evolutionary model is divided into seven phases: submarine phase I, submarine phase II, emerging, shield, volcanic inactivity, rejuvenation and formation of atoll-guyot. This model was designed formerly for Hawai'i Islands, although it is now universally accepted. This chapter includes the geographic and geodynamic context of the Canary Islands as well as the definition of the different models on its origin, which has been and remains as topic of discussion for many researchers.

The Canary Islands are located in the NW coast of Africa, between the latitudes 27° 37'- 29° 25'N and the longitudes 13° 20'- 18° 10' W. Gran Canaria is located in the centre of this archipelago. This is an almost circular island, with an area of 1532

km<sup>2</sup> and a maximum altitude of 1950 meters in the centre of the island (Pico de las Nieves) (Fig. II).



**Figure II: Satellite image and details of the location of the Canary Islands and Gran Canaria (NASA imagery).**

The Canary Islands are located on the African Plate, near the Atlantic continental passive margin. The Canary archipelago grew on an oceanic crust of Jurassic age (about 165-176 Ma). This crust is one of the oldest, cold and thick around the globe and thus the most rigid, allowing the volcanic edifices be sustained for millions of years without evidence of subsidence. This feature differentiates the Canary Islands from other intraplate volcanic islands on the planet. One of the most important characteristics of the Canary Islands is the great variety in composition of volcanic products that outcrops.

Having defined the general context that affects the Canary Islands, it was defined a chronostratigraphic division of Gran Canaria to explain its evolution through the time, with special attention to the Holocene volcanism. The evolution of Gran Canaria follows the general pattern of any hot spot volcanic island and it is synthesized in three stages:

- Submarine growth stage (> 90% of the total volume of the island).
- Juvenile stage (14.5 to 7.3 Ma), which includes the shield stage, caldera, post-caldera, with both extrusive and intrusive magmatism.
- Rejuvenation stage or post-erosive (5.5 Ma to present) with eruption of the Roque Nublo and post-Nublo Roque volcanisms.

The Holocene volcanism is concentrated in the northern sector of the island of Gran Canaria, it has a total of 34 eruptive centers between main cones, parasitic cones, hornitos and fissures. Of these, 27 consist of typical stromboilian monogenetic cones and more scarce phreatomagmatic calderas. The distinctive geomorphological feature of Holocene volcanic eruptions is the location of their lava flows at bottom of barrancos which practically does not affect them (Fig. III).

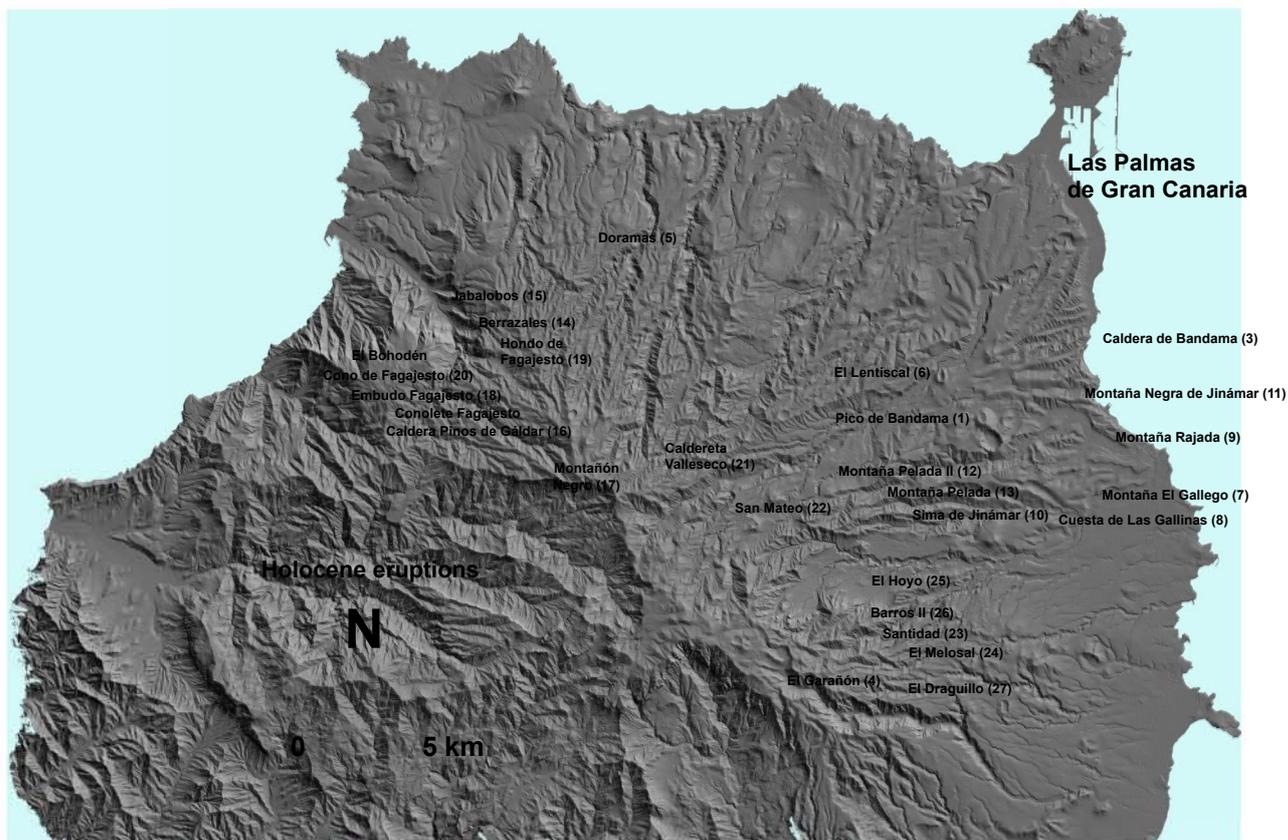


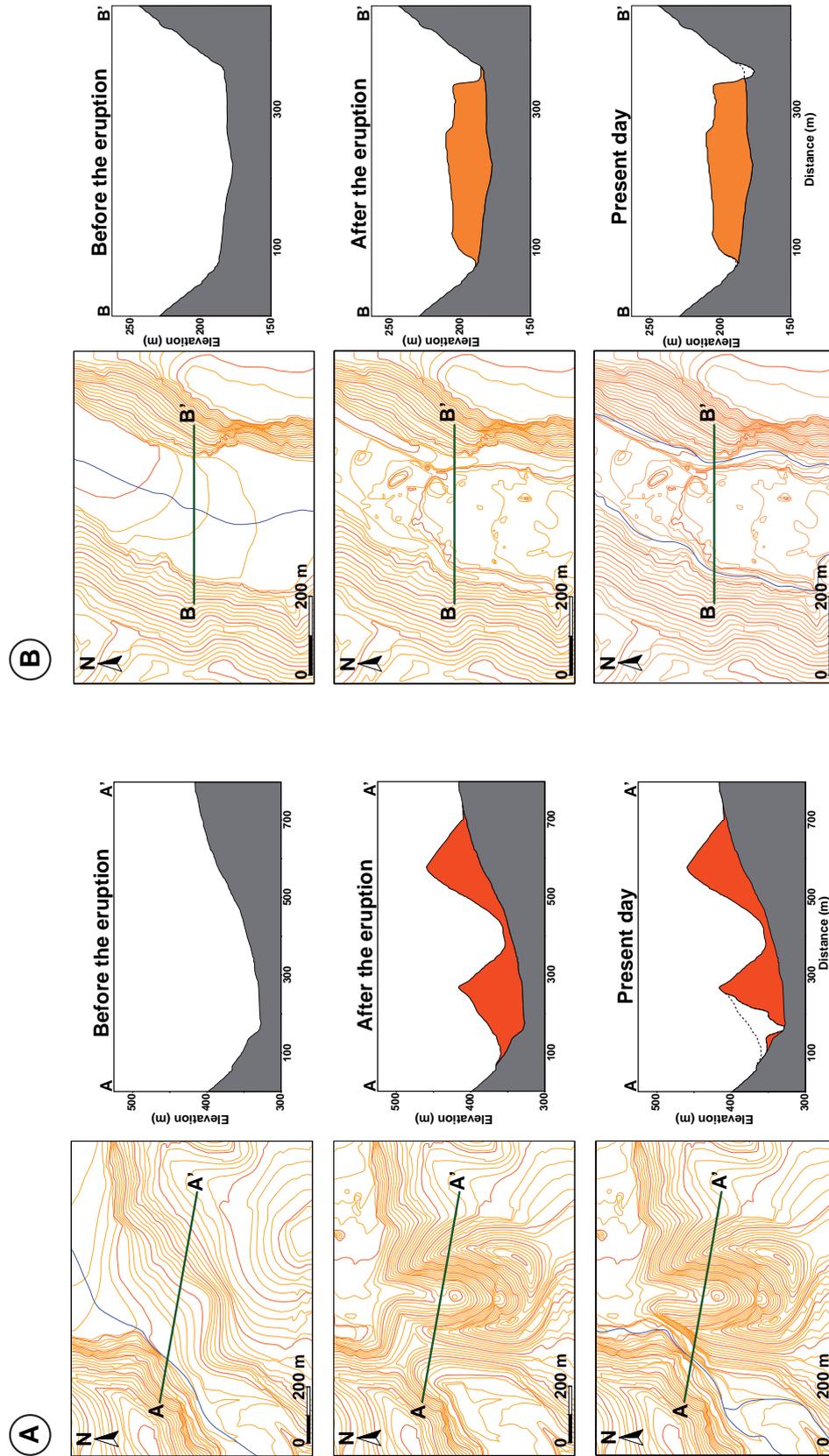
Figure III: Location map of the Holocene volcanic activity on the island of Gran Canaria.

The cartographic methods developed and applied in the research of this Doctoral Thesis are exposed in the Chapter 4. These maps were carefully designed to describe, analyse and study the Holocene volcanic phenomena.

Based on previous work, both cartographic and geological and an intensive field work for the recognition of the volcanic formations, the different volcanic units (cones, lava flows and tephra fall deposits) of each of the Holocene eruptions were delimited and characterized applying geomorphic and stratigraphic criteria. It was decisive the support of the digital cartography of GRAFCAN at 1/5.000 from 1996, the topographic maps of the Hon. Cabildo Insular de Gran Canaria of the year 1962 (1/5.000) and ortophotographs of GRAFCAN at 1/18.000 of 1998, and the aerial photographs of CECAF which were obtained in the year 1954 at 1/20.000. The combination of all them allowed to produce a detailed and innovative cartography at 1/5.000 of the Holocene eruptions of Gran Canaria.

It is important to highlight the implications of the field work on the final cartography, especially by the identification in the outcrops of geological materials (lithology), structures (including the directions of lava flows and tephra falls) and stratigraphic relationships, which has allowed us to identify unknown Holocene volcanic units.

From the paleotopographic reconstruction of the areas covered by the Holocene volcanism, it has been possible to develop a methodology that attempts to illustrate the morphological changes depending on the types of volcanism and erosion involved. Taking as reference the present topography, it is performed a careful paleogeomorphological reconstruction of each of the Holocene eruptions in order to obtain the pre- and post-eruption topographic surfaces and show clearly the changes on the land affected by the eruptions. This affectation is almost imperceptible at the scale of work for the tephra fall deposits due to its thickness is very small, some centimeters in the majority of cases. In addition, due to several Holocene volcanic edifices are severely affected by anthropogenic activities, it was necessary to develop a specific methodology to reconstruct three-dimensionally the cone, the lava flow and the tephra fall deposit from that develops from historical cartographic information. The results are equivalent to the previous ones. (Fig. IV).



**Figure IV: A) Geomorphological reconstruction of a cone before and after the eruption and its current state. B) Geomorphological reconstruction of a lava flow before and after the eruption and its current state. The example corresponds to El Lentsiscal eruption.**

Once the pre-, post- and present day topographic maps are produced, then starts the generation of the corresponding Digital Elevation Models (DEM). These models combine the spatial data (x, y) with the elevation values (z) in a matrix that can be represented as a 3D surface of the terrain at a resolution adequate at the scale of work. An important and innovative methodological study has been carried out in order to determine the correct pixel size as well as the most appropriate method of interpolation among Minimum Curvature, Inverse Distance, and Profiles methods to obtain the DEM. This is a critical step to obtain accurate and precise measurements which will effectively allow quantify all morphometric parameters of interest. The calibration and validation of this methodology have been developed on simulated volcanic edifices which have a size of an order of magnitude similar to the typical basaltic monogenetic volcanic eruptions, considering separately the cone and the lava flow. These models were analyzed morphometrically applying mathematical formulas to calculate accurate areas and volumes to compare with those obtained from the DEMs generated with the three interpolation methods used.

As result, the best resolution of the DEM at the scale of work of 1/5.000 is 5x5 m applying the three interpolation methods, but is recommended the Minimum Curvature method because it is applicable to all types of terrain (flat or steep) and is faster in processing. These features make the methodology described as the most suitable for accurate morphometric studies in volcanic settings at the scale of work considered here (1/5.000).

The Holocene eruptions identified in Gran Canaria area described individually in detail in Chapter 5, with particular emphasis on the geomorphological aspects. For each eruption, it is presented the geological map showing the present day extents of the different volcanic units, and two 3D diagrams with the relief existing before and after the eruption. The most complex cases combine several eruptive centres of different sizes and morphologies. The combination of these different volcanic events in only one presentation facilitates the interpretation of their volcanic history.

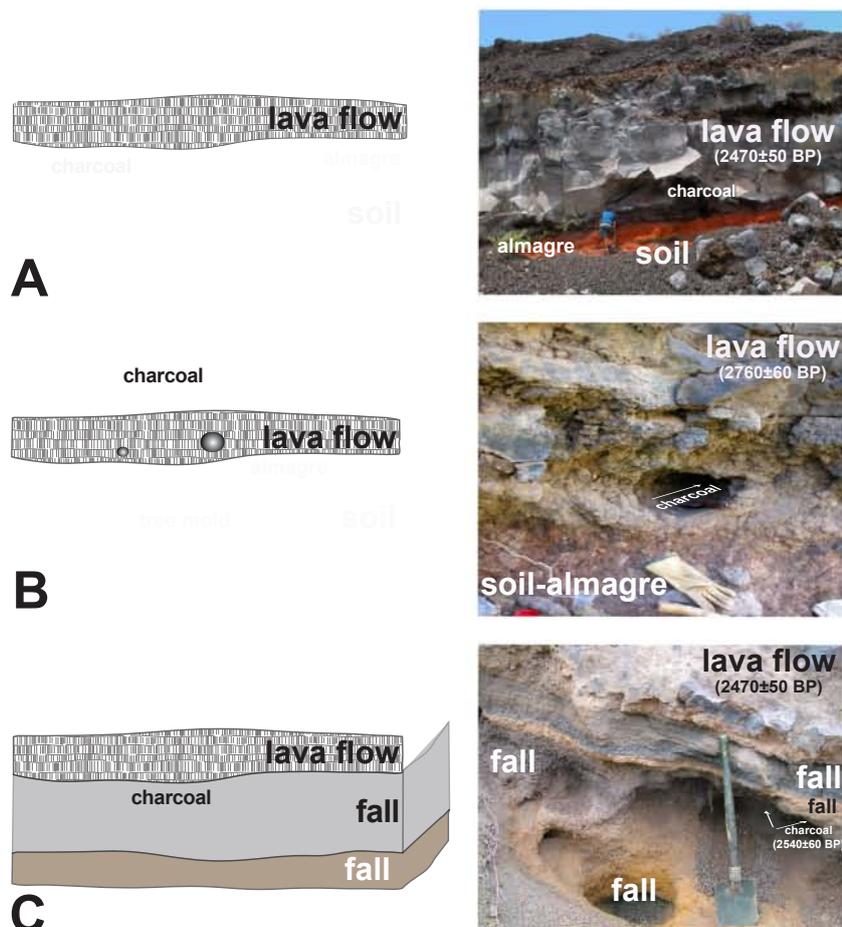
The Chapter 6 develops the theoretical framework of the chronology of the Quaternary to understand the paleoclimatic environment where the Holocene period is immersed, which corresponds to an interglacial period (Isotope Stage 1).

It is included a practical classification of the Quaternary dating methods, taking into account that share similar applications. These methods are grouped in: sidereal methods, radiogenic isotopes, chemical and biological, geomorphological and those based on stratigraphic correlation. In the present work, the key method was based on

the  $^{14}\text{C}$  dating of samples of charcoal. This method produces accurate and precise results which allow to compare chronologically the different eruptions.

The application of the  $^{14}\text{C}$  dating methodology is carefully developed in this Chapter 6, with emphasis in the range of this applicability as well as the limitations of the technique. A total of 13 radiocarbon ages were carried out by means of two analytical methods, depending on the amount of available sample of charcoal which usually is very scarce. One of the methods used is the conventional method and the other is the AMS (Accelerator Mass Spectrometry). The latter is more accurate and precise than the former and needs less amount of sample (between 200  $\mu\text{g}$  and 2 mg).

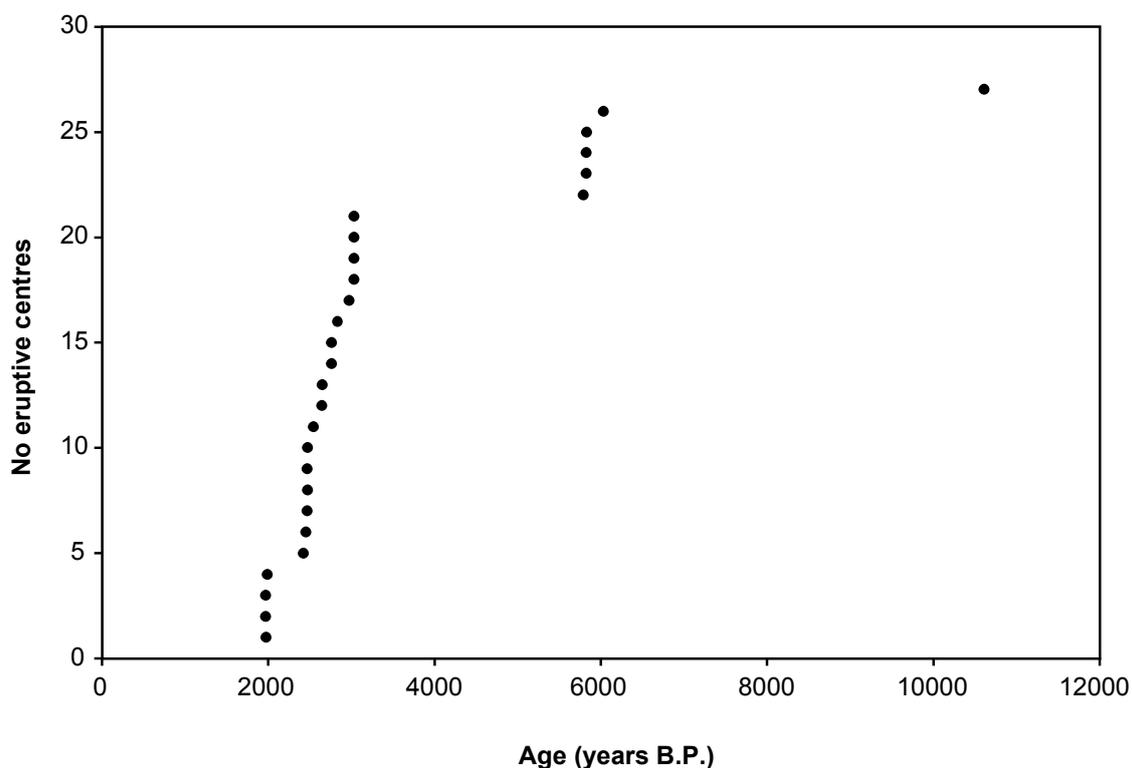
The sampling of charcoal in volcanic deposits must have a clear view of the relationship between the sample and the geological setting in order to provide an accurate age and a reliable stratigraphic position. This assumption was used to sample the charcoal in the three cases where it was discovered, as it is shown in Figure V.



**Figure V: Samples for dating of charcoal found in lava flows (A), embedded in molds of trees to cast lava (B), and buried by pyroclastic fall deposits (C).**

Based on the geochronological data ( $^{14}\text{C}$ ), the stratigraphic and structural correlations allowed to establish a relative geochronological scale for the eruptive centres and determine the spatial-temporal evolution of the Holocene volcanism of Gran Canaria. In addition, the age facilitates the understanding of the degradation stage of the volcanic edifices and assess the role exerted by the climate in which these eruptive centres emerged.

The timing of these eruptions group them into three periods of volcanic activity, between 1,900-3,200 and 5,700-6,000 years, while the oldest period represents a single eruption, El Draguillo, dated as  $10,610 \pm 190$  years (Fig. VI).



**Figure VI: Timing of Holocene eruptions occurred in Gran Canaria for the past 11,000 years.**

The Chapter 7 is addressed to the petrographic issues which determine the mineralogy of the studied volcanic rocks and their textural relationships, and also presents the results of the basic geochemical analysis (major elements). The latter data allow to classify the rocks and interpret the main petrogenetic processes affecting the magmas. The 26 samples collected in the lava flows are characterized by a high homogeneity in geochemistry, mineralogy and textures.

The petrography of lavas indicates a main aphanitic and porphyritic texture, being also common the vesicular texture, with a microcrystalline mesostasis. The

phenocryst content ranges between 3 and 25% and consists mainly of olivine, usually very fresh, and several types of clinopyroxene with normal and reverse zonation.

The geochemical analyses projected in the TAS diagram (Fig. VII) classify the lava flow samples mainly as tephrite-basanite, being less common the basalt and the foidite. The samples are part of the Alkaline series (typical of intraplate oceanic islands). Aulinas (2008) based on geochemical data more accurate postulated the petrogenetic evolution of the Post-Roque Nublo volcanism, in general, and the Holocene eruptions in particular.

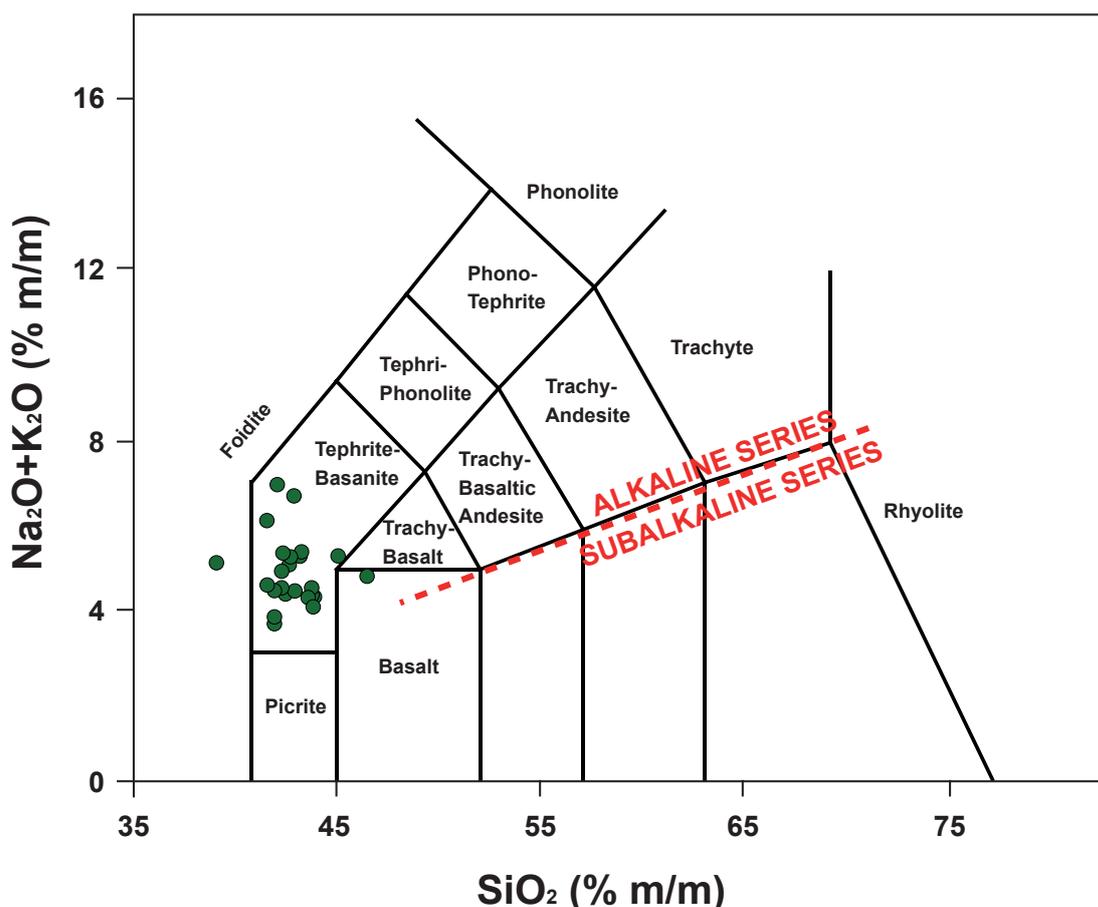


Figure VII: TAS diagram of the Holocene lava flows of Gran Canaria.

The Chapter 8 presents the results of the morphological, morphometric and structural analysis of the Holocene volcanism of Gran Canaria. The morphometric modelling produce very accurate results on the dimensions of the volcanic edifices. The most common morphometric parameters (Table I) have been determined for all the Holocene eruptions.

Volcanic cone	Lava flow
Cone upper radius ( $r$ )	
Cone lower radius ( $R$ )	
Crater upper radius ( $C_r$ )	
Crater lower radius ( $C_R$ )	
Crater depth ( $h_{cr}$ )	
Crater breaching azimuth ( $\theta$ )	
Height ( $h$ )	Height ( $h$ ) (thickness)
	Length ( $L$ )
	Width ( $W$ )
Area ( $A$ )	Area ( $A$ )
Volume ( $V$ )	Volumen ( $V$ )
Slope cone (post-eruption)	
Aspect cone (post-eruption)	
Slope basement (pre-eruption)	Slope basement (pre-eruption)
Aspect basement (pre-eruption)	Aspect basement (pre-eruption)

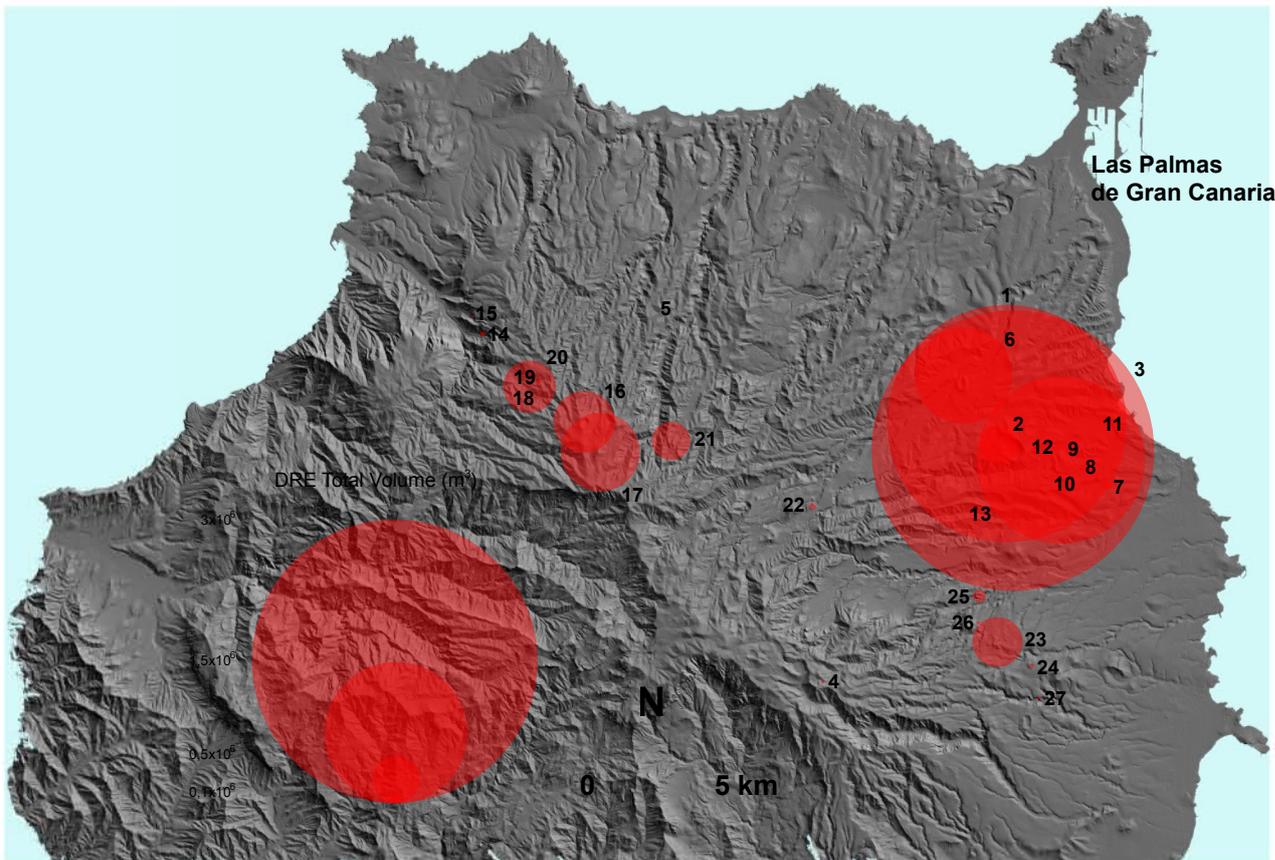
**Table I: Morphometric parameters and derivatives commonly used for the characterization of cone and lava flow in studies of accumulation and degradation of volcanic edifices.**

On the other hand, other less accurate analysis is necessary to apply to the tephra fall deposits. However, this volcanic unit generally consists of a low percentage in volume in most eruptions, except for Montaña Pelada and Caldera de Bandama which are associated with the most explosive eruptions of the Holocene volcanism of Gran Canaria.

This chapter also defines the main structural features that characterize this volcanism and presents the lineaments connecting several eruption centres, with lengths ranging from hundreds of metres to kilometres.

Once all the morphometric parameters are determined, the results are presented for each eruption and also as a whole, grouping the eruptive centres that have a chronological relationship. An important result in volcanic morphometry is the original volume of the eruption. This data can be quantified, using the GIS tools, comparing two surfaces of equal area that are derived from DEMs representing the times before and after the eruption. The total volume of Holocene volcanism is  $0.416 \text{ km}^3$ , representing a minimal fraction of the island and being consequent with its present rejuvenation stage. There are a drastic reduction of emitted volume from the earlier growth of an oceanic volcanic island to the rejuvenation stage. For comparison purposes, it is very useful consider the total volume of material erupted

as dense rock equivalent (DRE) applying the corresponding correction factor depending on the type of volcanic deposits (pyroclastic or lava flow) (Fig. VIII).

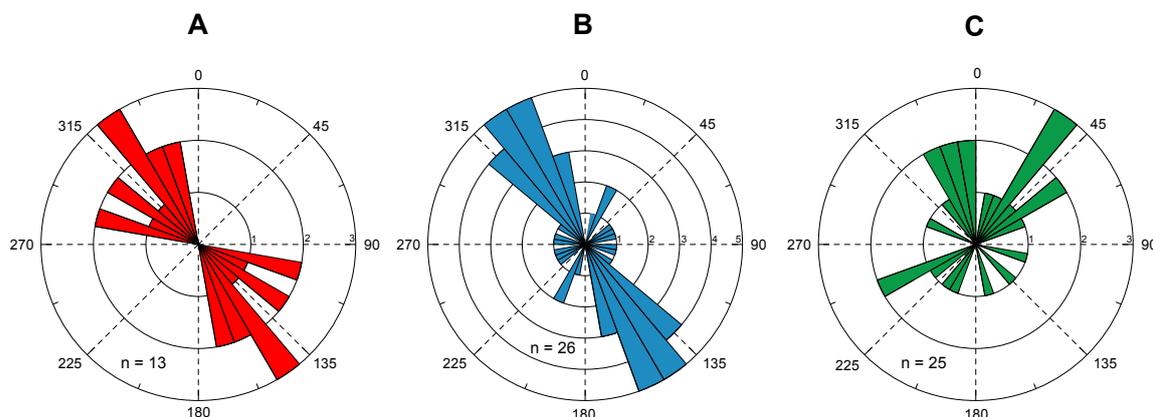


**Figure VIII: Volume accumulation in terms of dense rock equivalent (DRE) for the Holocene volcanic eruptions of Gran Canaria.**

The larger volume of material erupted in the Holocene is mainly concentrated in the NE sector of Gran Canaria, and to a lesser extent in the NW sector. This is because there is a large number of emission centres in this sector and, among them, there are the eruptive centres generating the maximum volumes of volcanic products. These volcanoes are typical phreatomagmatic eruptions such as Caldera de Bandama. The volumes of tephra (cone + fall pyroclasts) are also used for determining the Volcanic Explosivity Index (VEI) of each of the eruptive centres, ranging from typically effusive eruptions (strombolian) to very explosive (phreatomagmatic).

Based on the chrono-stratigraphic relationships between eruptive centres that follow a lineament, and the elongations of cones and craters, it has been identified the direction NNW-SSE as a dominant structural direction: This direction is less evident for craters because they are directly related to the orography of the terrain and the direction of prevailing winds during the eruption. However, the geometry of

the volcanic edifices provide information on fractures which are directly associated with the magma feeding dykes (Fig. IX).



**Figure IX: Rose diagrams of azimuth of Holocene eruptions guidelines (A), azimuthal elongation of the base of the cone (B) opening and azimuth of the crater (C).**

To complete the balance on the island construction and in the same way that are presented the data obtained for the total volume erupted, the state of degradation of buildings is also shown in this chapter. The removal of material or erosion of cones and lava flows are consequence of these processes, both natural and anthropogenic. The latter are especially involved in the short term transformation of the volcanic relief.

The implications on volcanic hazard and risk of the Holocene volcanism are the objective of the Chapter 9. It is introduced with a review of the types of volcanic hazards and risks. The results presented in the previous chapters allow to identify the areas with the large volume of Holocene volcanic deposits as well as the general eruptive trend, and interpret the volcanic history. The quiescence phases or periods of volcanic inactivity are each time shorter during the Holocene. In the same temporal direction, the number of eruptive centres increases, the volume of emitted magma at the surface is larger, and the degree of explosivity intensify. This trend is more common in the East sector than in the West sector of the northern island area, which is identified as the most active volcanic sector. This information was synthesized in the volcanic hazard map of the island of Gran Canaria (Fig. X).

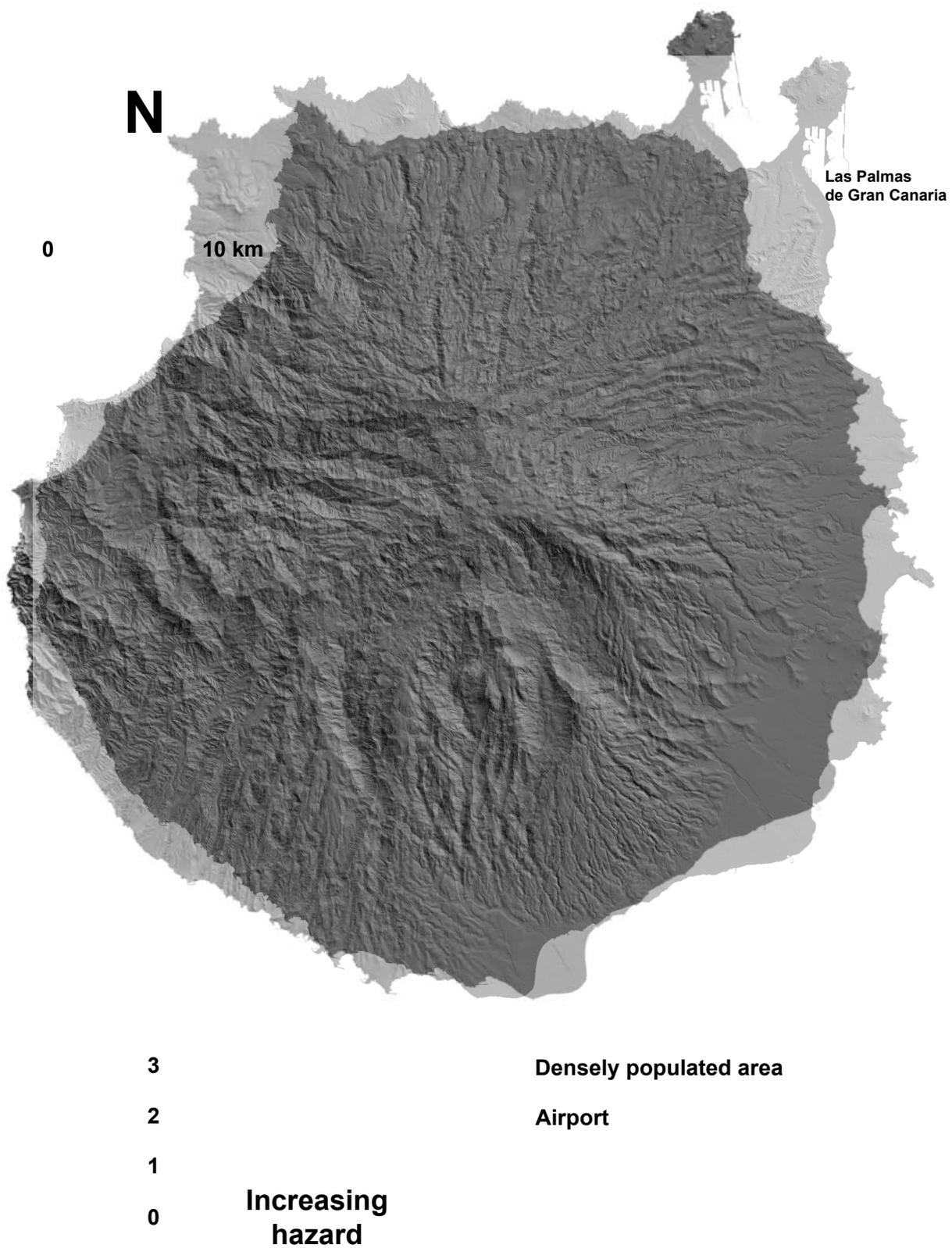


Figure X: Volcanic hazard map of the island of Gran Canaria.

## RÉSUMÉ

L'objectif de cette thèse de Doctorat est d'identifier et caractériser le volcanisme holocène de Gran Canaria, à travers les outils que proposent les Systèmes d'Information Géographique (SIG). Il s'agit de valider les apports importants des SIG en matière de recherches en volcanologie, qui se révèlent décisifs et de plus en plus utilisés (Chapitre 1).

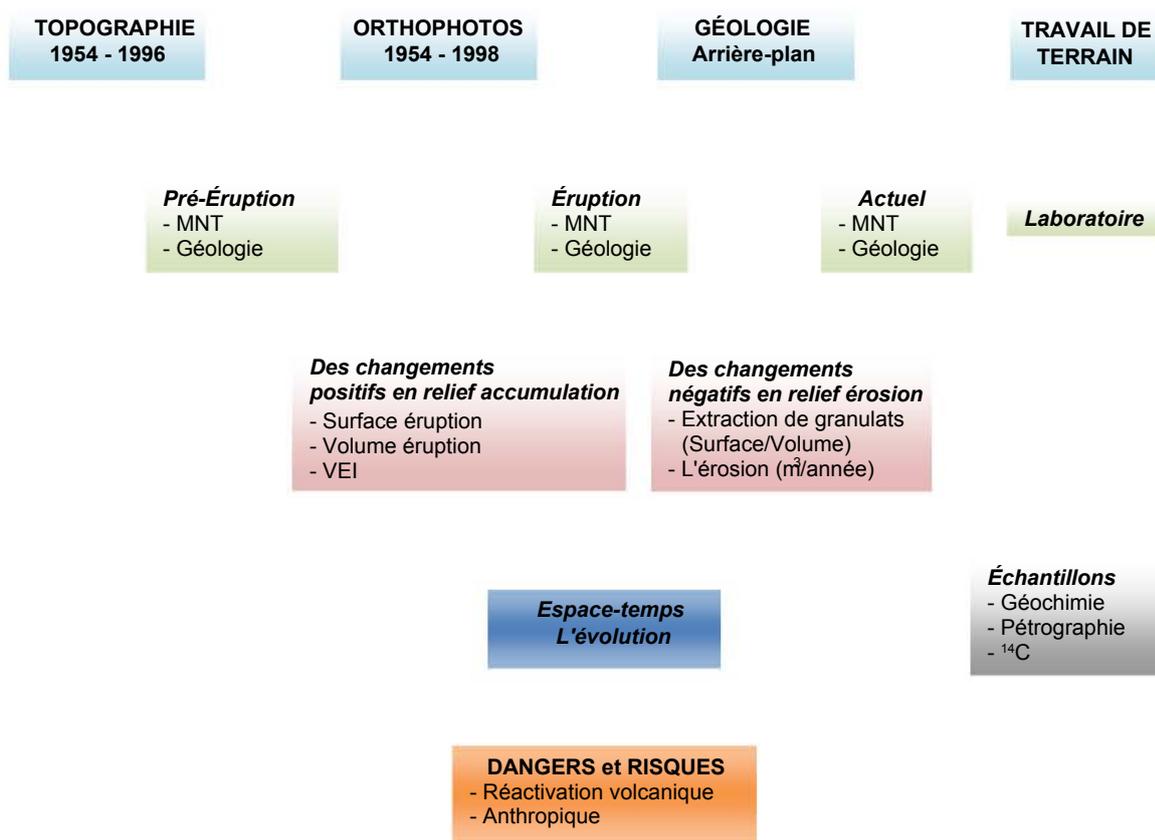
Le chapitre 2 présente le concept de SIG, depuis ses débuts dans les années 60, jusqu'à son extension à toutes les disciplines scientifiques.

Le grand avantage des SDIG est la possibilité de manipuler plusieurs bases de données à la fois, et surtout la capacité d'élaborer de nouvelles données et de mettre en évidence des corrélations à partir d'éléments graphiques (points, lignes et polygones).

Il existe cinq composants principaux dans un SIG : l'unité centrale (PC, scanner...), le logiciel (le logiciel retenu est TnT Mips), les données (plus difficiles à acquérir), les ressources humaines administrant le système, et la méthodologie appliquée (le SIG devant opérer suivant un plan bien défini). Les processus de développement sont ensuite divisés en cinq tâches : la saisie des informations géoréférencées (x, y, z), le type de données (raster ou vectoriel), le système de gestion de la base de données, la consultation et l'analyse (récupération, superposition, voisinage et connectivité) et la visualisation (cartes).

Les types de données intervenant dans un SIG peuvent être classées de la façon suivante: données alphanumériques (construites à partir de lettres et de chiffres), données géographiques (position, attribut thématique, relations spatio-temporelles), données vectorielles (combinaisons de points, lignes, polygones et leurs attributs), données raster (mailles de pixels avec des valeurs numériques), et données orientées vers des objets (représentant le monde réel). Enfin, la réalisation d'un projet sous SIG s'effectue selon cinq étapes : la conception (suivant l'attente de l'utilisateur), le plan de travail, le développement (composants et construction des applications), l'opération (automatisation et optimisation des tâches) et la révision (extension du projet).

Le développement d'une SIG dans le cadre de ce travail de thèse combine les différentes couches disponibles, comme la topographie, la couverture orthophotos, la cartographie géologique et les données acquises sur le terrain et en laboratoire (Figure I).



**Figure I: Diagramme de synthèse de la construction d'un SIG pour le volcanisme holocène de Gran Canaria. MNT, Modèle Numérique de Terrain; VEI, Volcanic Explosivity Index.**

Le chapitre 3 dresse un état de l'art sur la formation des îles volcaniques océaniques, les panaches mantelliques et les points chauds, en insistant particulièrement sur les relations entre les points chauds et le contexte intraplaque des Canaries. La naissance et l'évolution d'une île océanique associée à un point chaud s'effectuent suivant plusieurs stades successifs. Walker (1990) a dressé une synthèse de ce modèle à base de nombreuses études réalisées à Hawaï et dans les autres archipels du Pacifique. Ce modèle évolutif comporte sept étapes : la phase sous-marine 1, la phase sous-marine 2, la phase d'émergence, la formation d'un volcan bouclier immergé, une période d'inactivité (hiatus), d'éventuelles régénérescences volcaniques, puis la formation d'un atoll et / ou d'un guyot. Ce modèle a été élaboré à partir de l'exemple hawaïen et fait figure de référence mondiale. Le chapitre 3 inclut également une présentation du contexte géographique et géodynamique des Iles Canaries, ainsi que des différentes théories sur l'origine de l'archipel.

Les Iles Canaries sont situées au nord-ouest des côtes africaines, entre les latitudes 27°37' et 29°25' N et les longitudes 13°20' et 18°10' O. Gran Canaria se

trouve au centre de l'archipel. C'est une île de forme quasi-circulaire, avec une superficie de 1532 km<sup>2</sup> et une altitude maximale de 1950 mètres au centre de l'île (Pico de las Nieves) (Figure II).

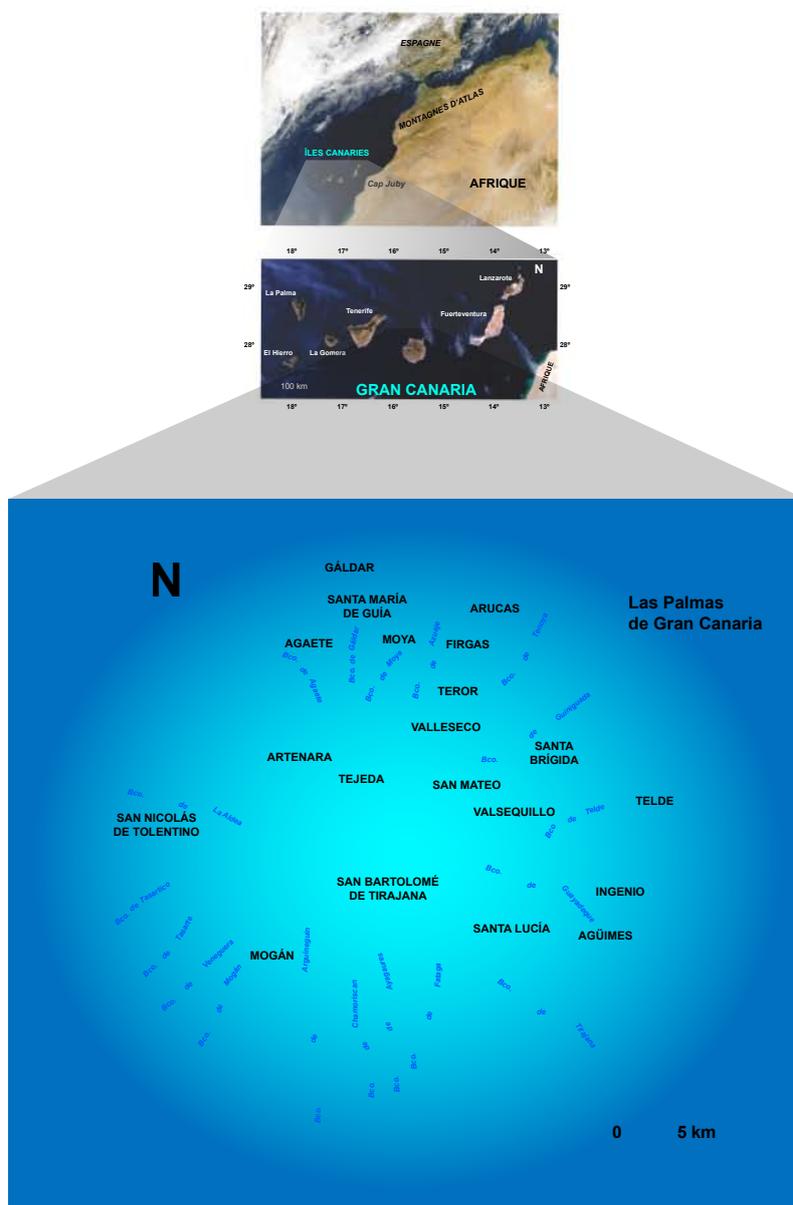


Figure II: Images satellitales des Iles Canaries et de Gran Canaria (NASA).

D'un point-de-vue tectonique, les Iles Canaries sont situées sur la plaque africaine, près de la marge continentale passive atlantique. L'archipel canarien s'est construit sur une croûte océanique d'âge jurassique (il y a 176 à 165 Ma). Cette croûte est une des plus vieilles sur Terre, froide et extrêmement rigide, ce qui permet aux édifices volcaniques sus-jacents de se maintenir durant des millions d'années sans subsidence. C'est une distinction fondamentale par rapport aux autres archipels océaniques intraplaques. Une autre caractéristique des Canaries est la grande diversité de matériaux volcaniques affleurant.

Une fois défini le contexte général des Canaries, nous présentons le tableau chrono-stratigraphique de Gran Canaria, avec une attention particulière au volcanisme holocène. L'évolution de Gran Canaria respecte les tendances générales du modèle des îles volcaniques de point chaud, en trois étapes principales :

Etape de croissance sous-marine (>90% du volume total depuis le plancher océanique).

Etape immergée juvénile (14,5 à 7,3 Ma), qui inclut la phase bouclier, la caldera, les phases post-caldera avec un magmatisme tantôt extrusif, tantôt intrusif.

Etape de régénérescence (5,5 Ma à l'actuel), avec successivement le stratovolcan Roque Nublo puis la phase Post-Roque Nublo.

Le volcanisme holocène se concentre dans la partie septentrionale de l'île, et compte au total 34 centres d'émission, parmi lesquels 27 cônes principaux (de style strombolien monogénétique à phréatomagmatique), mais aussi des cônes parasites, des hornitos et des fissures, concentrés dans la moitié nord de l'île. La particularité géomorphologique des éruptions volcaniques holocènes est leur position intra-vallée (Figure III).

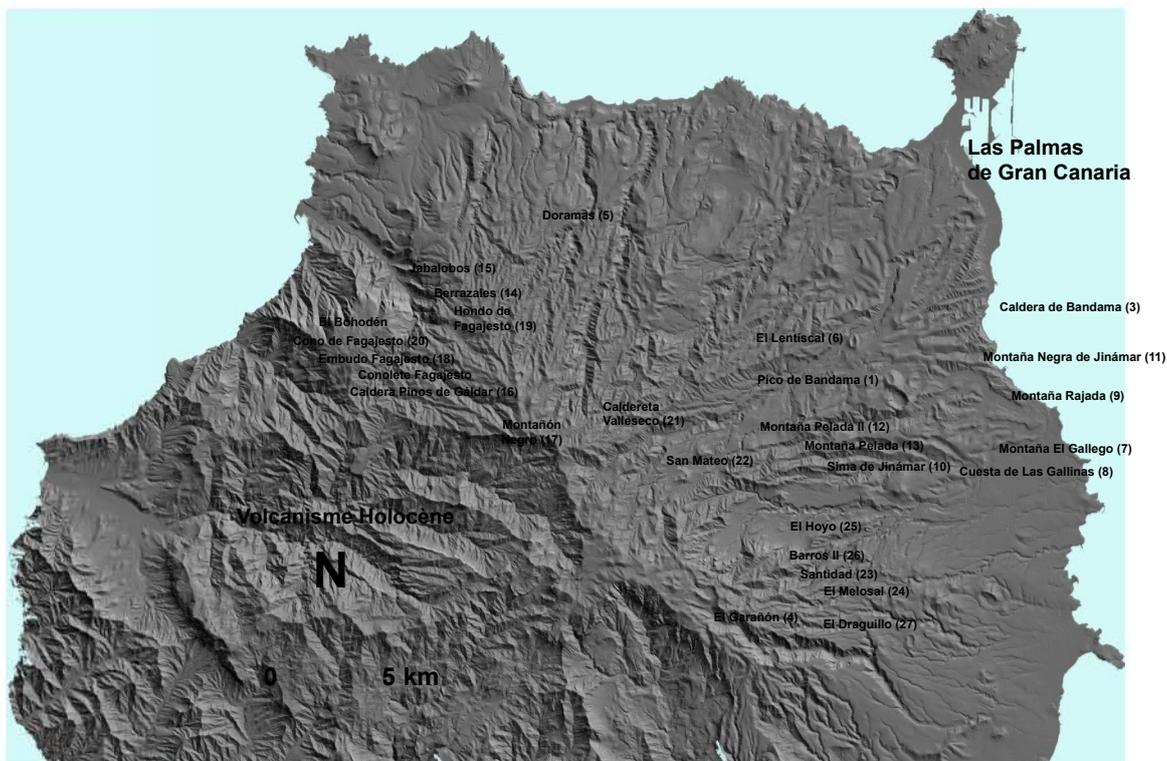


Figure III: Carte de localisation du volcanisme holocène de Gran Canaria.

Les méthodes de cartographie appliquées pour cette thèse sont présentées dans le chapitre 4. Elles consistent à développer et appliquer des cartes pour la description, l'analyse et l'étude des processus et formes associées au volcanisme holocène de Gran Canaria.

A partir des travaux antérieurs, en matière de géologie comme de cartographie, et du travail de terrain, nous avons caractérisé et délimité les formations volcaniques (cônes, coulées de lave, retombées de téphras) de chaque centre d'émission en appliquant des critères géomorphologiques, stratigraphiques. Le fond de carte est la cartographie digitale fournie par GRAFCAN, de l'année 1996 à l'échelle 1/5.000e, des cartes topographiques du Excmo. Cabildo Insular de Gran Canaria de l'année 1962 au 1/5.000e, des orthophotos aériennes GRAFCAN de 1998 au 1/18.000e et CECAF de 1954 au 1/20.000e. Ainsi, la cartographie détaillée a été réalisée au 1/5.000e.

Pour ce type de travail, il faut souligner l'importance des relevés de terrain, surtout en matière d'identification des matériaux (lithologie), des structures (direction des coulées par exemple) et des relations stratigraphiques ; relevés qui ont permis d'identifier des formations volcaniques holocènes inconnues à ce jour.

A partir de reconstructions paléo-topographiques des zones recouvertes par le volcanisme holocène, nous avons développé une méthodologie pour illustrer les changements morphologiques induits par l'activité volcanique et l'érosion, débouchant sur une reconstruction paléo-géomorphologique de chacune des éruptions holocènes. Par ailleurs, l'extraction et l'exploitation du matériel volcanique offrent la possibilité de retracer en 3d la géométrie des cônes, des coulées et pyroclastites et la topographie avant et après l'éruption (Figure IV). Cependant, il faut avouer que les volumes associés aux dépôts pyroclastiques (retombées) sont dans la majorité des cas imperceptibles à cette échelle de travail.

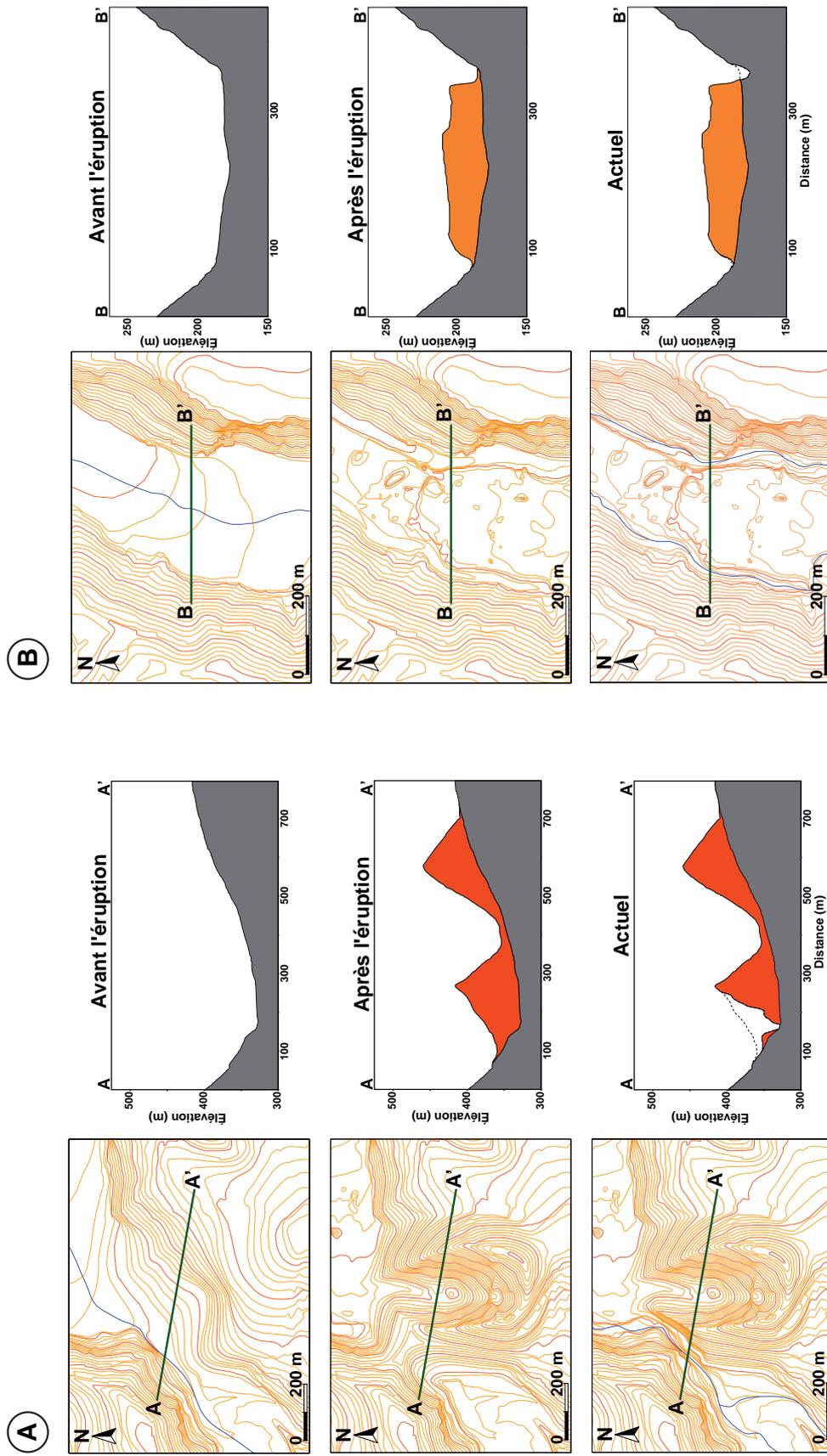


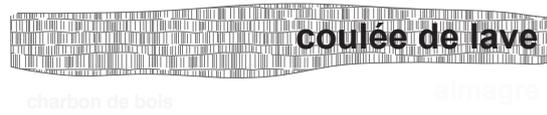
Figure IV: A) Reconstruction géomorphologique des cônes avant et après une éruption et leur état actuel de préservation. B) Reconstruction géomorphologique d'une coulée de lave. Exemple du volcan El Lentscal.

Ensuite, les modèles numériques de terrain (MNT) combinent l'information spatiale (x, y), les altitudes (z), à une échelle de travail qui détermine la taille du pixel. Différentes méthodes d'interpolation ont été testées (courbature minimum, inversion de distance) et de nombreux profils ont été extraits des MNT, afin de quantifier tous les paramètres morphométriques d'intérêt. La méthode a été calibrée et validée à partir de modèles types d'édifices volcaniques présentent des dimensions similaires aux édifices monogénétiques basaltiques. Ces modèles ont fait l'objet d'analyses morphométriques appliquant des formules mathématiques pour les calculs de superficies, volumes, reproduites pour chaque méthode d'interpolation. La résolution la plus appropriée pour ce travail à l'échelle 1/5000e est de 5x5 m, avec une interpolation par courbature minimum (applicable à tous les terrains, plats ou abrupts et plus rapide).

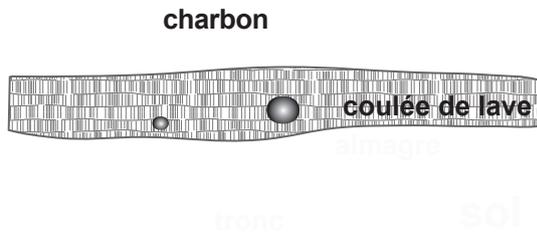
Le chapitre 5 dresse un tableau des éruptions holocènes de Gran Canaria, avec une brève description de chaque formation, surtout sur les aspects géomorphologiques. Les cartes géologiques de chaque éruption sont agrémentées de présentation en 3d pré-éruption et post-éruption. Les cas les plus complexes sont ceux des éruptions avec plusieurs centres d'émission de morphologie et de taille différente du fait des changements intervenus au cours des phases éruptives successives.

Le contexte chronologique et paléoclimatique du Quaternaire et de l'Holocène (période "interglaciaire" ou stade isotopique 1) est présenté dans le chapitre 6, ainsi qu'une classification des méthodes de datation absolues ou relatives : méthodes sidérales, isotopiques, radiogéniques, chimiques et biologiques, géomorphologiques et par corrélation. La méthode de datation appropriée aux charbons de bois piégés sous les coulées est le C-14 (méthode isotopique), qui fournit des datations absolues avec une faible marge d'erreur. Cette méthode, son applicabilité et ses limites sont présentées dans ce chapitre. Treize datations C-14 ont été réalisées suivant deux méthodes en fonction de la quantité de charbon récolté. La première méthode est la conventionnelle, et la seconde, par AMS (Spectrométrie par Accélérateur de Masse), donne des résultats plus précis à partir d'échantillon plus réduits (entre 200 µg et 2 mg).

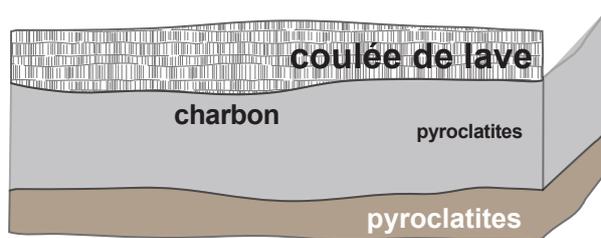
Un échantillon de charbon végétal inclus dans des dépôts volcaniques doit aussi être replacé dans son contexte géologique afin de valider la datation et de présenter une chronostratigraphie fiable (Figure V).



**A**



**B**



**C**

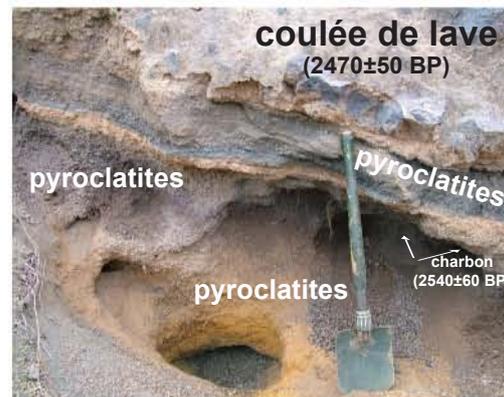
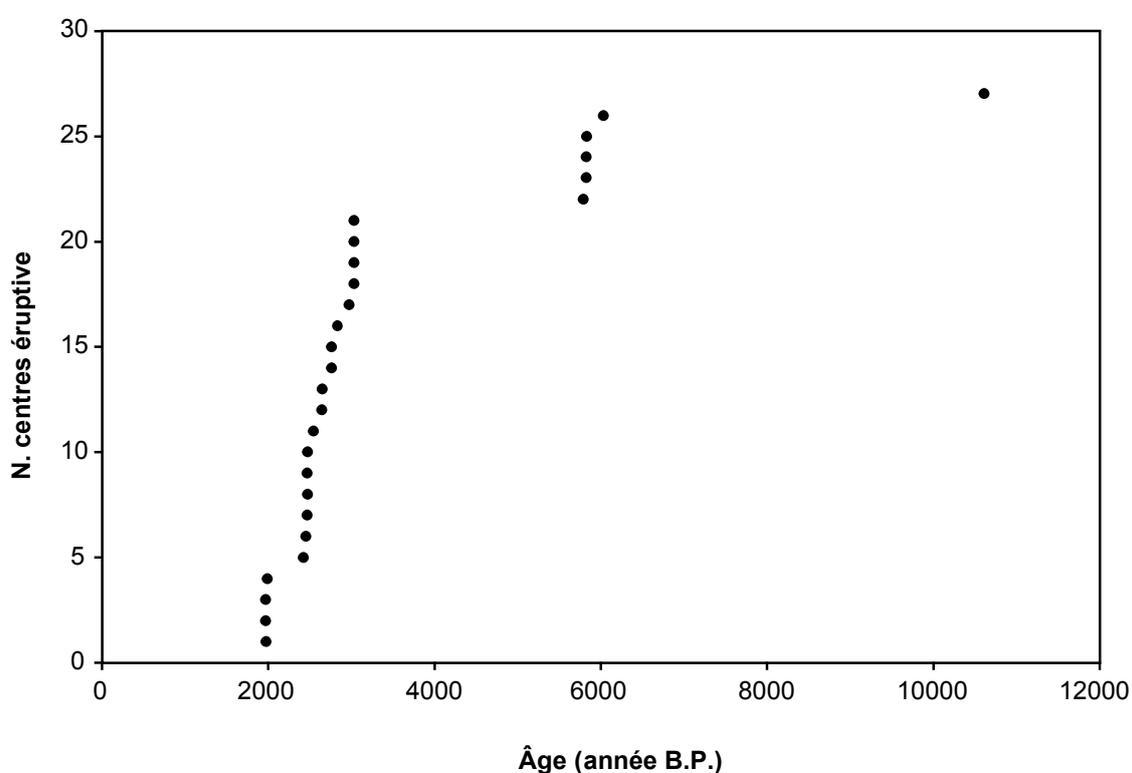


Figure V: Echantillons de charbon vegetal utilisé pour datation C-14, sous une coulée de lave (A), sous la forme de troncs incorporés dans une coulée de lave (B), ou fossilisés par des retombées pyroclastiques (C).

Les corrélations stratigraphiques et structurales appuyées ou confirmées par les datations C-14 permettent ensuite d'établir une échelle géochronologique relative des centres éruptifs, du plus ancien au plus récent, puis l'évolution spatio-temporelle de l'ensemble du volcanisme holocène de Gran Canaria. A priori, l'âge est aussi un indice du degré d'érosion des édifices volcaniques et donne une idée de l'influence du contexte climatique de chaque édifice.

La répartition des datations dans le temps suggère trois phases d'activité (Figure VI) : une première entre 1900 et 3200 BP, une seconde entre 5700 et 6000 BP, et une phase plus ancienne (vers 10600 BP) représentée par une éruption unique (El Draguillo, 10610±190 BP).



**Figure VI: Chronologie des éruptions holocènes de Gran Canaria durant les derniers 11000 ans.**

Le chapitre 7 est consacré aux aspects pétrographiques (minéralogie, texture), géochimiques (éléments majeurs) permettant de classer les roches et d'interpréter les principaux processus pétrogénétiques endurés par les magmas. Les 26 échantillons de lave récoltés se caractérisent par une grande homogénéité en terme de composition, de minéralogie et de texture.

L'étude pétrographique des laves montre principalement des textures aphanitiques et porphyriques, vésiculaires, avec une mésostase microcristalline, les phénocristaux (principalement des olivines très peu altérées, mais aussi des

clinopyroxènes à zonation normale ou inverse) représentant de 3 à 25 % des surfaces observées en lame mince.

Les analyses géochimiques projetées sur un diagramme TAS (Figure VII) permettent d'identifier ces roches comme des téphro-basanites, avec quelques basaltes et foïdites, roches typiques de la série alcaline océanique (îles océaniques intraplaques). A partir d'analyses géochimiques plus précises, Aulinas (2008) reconstitue l'évolution pétrogénétique du volcanisme post-Roque Nublo Pléistocène et aussi Holocène.

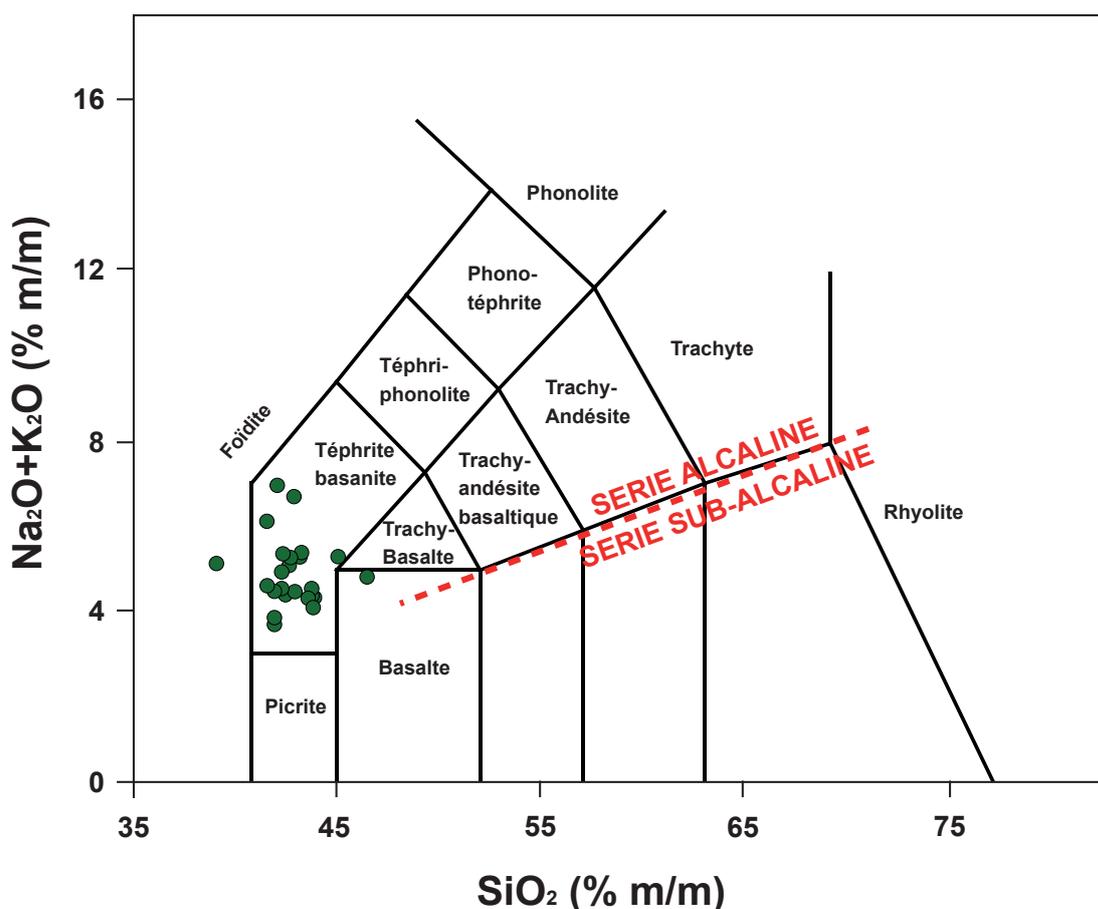


Figure VII: Analyse géochimique en éléments majeurs (% m/m) des laves.

Le chapitre 8 présente l'ensemble des analyses morphométriques et structurales des formations volcaniques holocènes de Gran Canaria. Les modelés volcaniques se prêtent particulièrement bien au calcul de paramètres morphométriques, notamment les cônes et les coulées de lave (Tableau I).

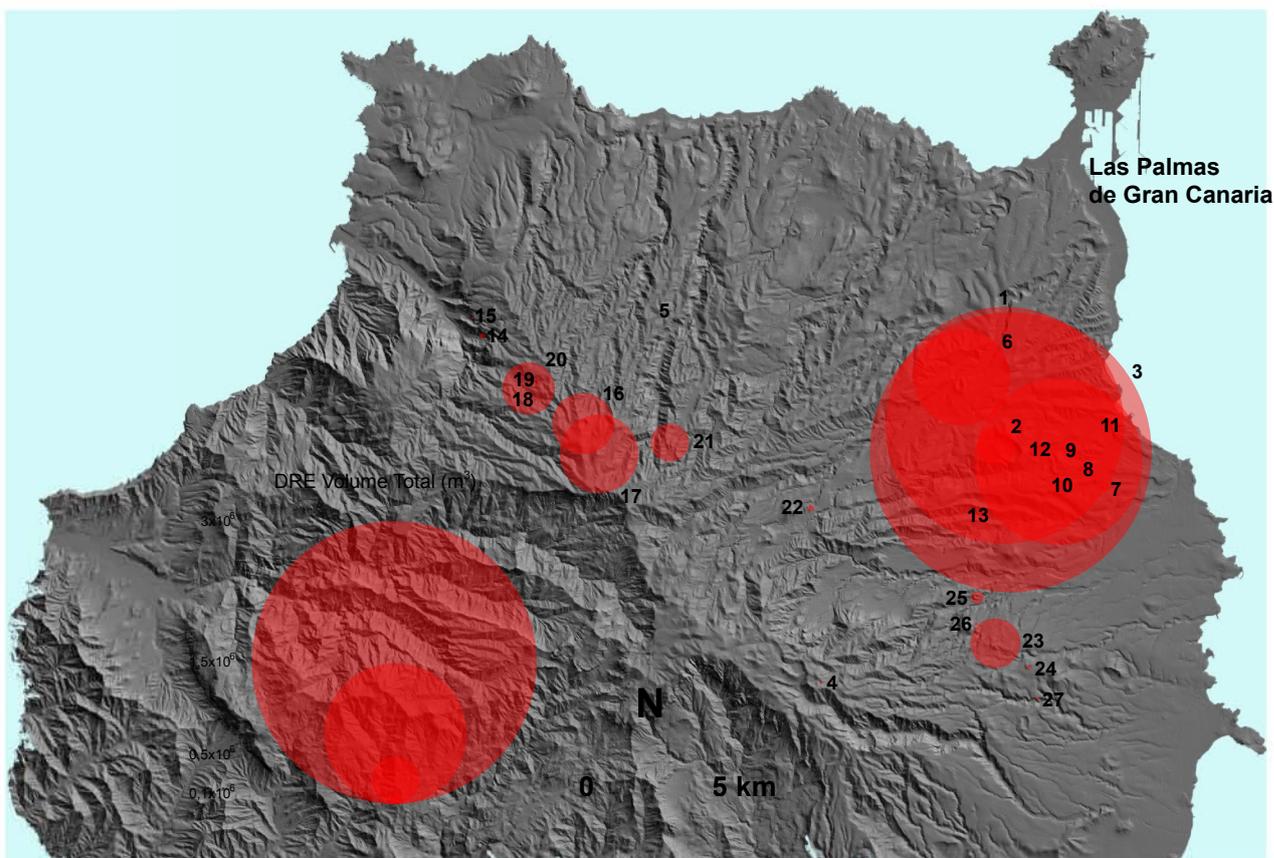
Cône volcanique	Coulée de Lave
Périmètre supérieur du cône ( $r$ )	
Périmètre basal du cône ( $R$ )	
Périmètre supérieur du cratère ( $C_r$ )	
Périmètre inférieur du cratère ( $C_R$ )	
Profondeur du cratère ( $h_{Cr}$ )	
Azimut d'ouverture du cratère ( $\theta$ )	
Hauteur du cône ( $h$ )	Epaisseur ( $h$ )
	Longueur ( $L$ )
	Width ( $W$ )
Superficie ( $A$ )	Superficie ( $A$ )
Volume ( $V$ )	Volume ( $V$ )
Pente du cône (post-éruption)	
Orientation du cône (post-éruption)	
Pente du substratum (pré-éruption)	Pente du substratum (pré-éruption)
Orientation du paléo-relief (pré-éruption)	Orientation du paléo-relief (pré-éruption)

**Tableau I: Paramètres morphométriques des cônes et coulées de lave utilisés pour l'étude de la mise en place et de l'érosion des formes de relief volcaniques.**

En revanche, les dépôts de retombées pyroclastiques font l'objet d'autres analyses, du fait qu'ils représentent en général un volume peu significatif, sauf dans le cas des éruptions de Montaña Pelada et de la Caldera de Bandama, associées à des mécanismes explosifs.

Nous avons aussi défini les paramètres structuraux qui caractérisent ce volcanisme, permettant ainsi d'établir une série de linéaments reliant plusieurs centres d'émission, d'une longueur de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres.

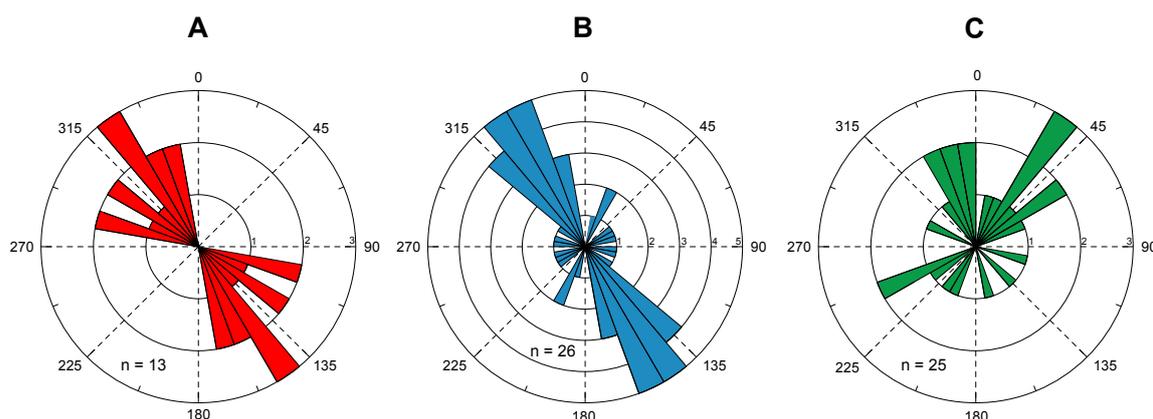
Une fois définis les paramètres morphométriques, sont présentés les résultats pour chaque éruption, en regroupant les centres éruptifs ayant une relation chronologique. Le calcul des volumes est un paramètre primordial. Grâce au SIG, on peut quantifier des volumes en comparant deux superficies identiques sur deux reliefs différents, par exemple avant et après une éruption. Le volume total produit par le volcanisme holocène atteint  $0,416 \text{ km}^3$ , ce qui représente une infime partie du volume total de l'île, dont l'activité volcanique décroît à l'échelle de l'évolution du modèle de point chaud (Figure. VIII).



**Figure VIII: Accumulation en volume de roche dense équivalente (DRE) pour les édifices volcaniques holocènes de Gran Canaria.**

Par ailleurs, en considérant le volume total de matériel émis avec un facteur de correction par rapport à la densité des roches (DRE), il apparaît très clairement que la production de lave se concentre principalement au nord-est, et dans une moindre mesure au nord-ouest. Ceci est dû non seulement à la concentration des centres d'émission, mais aussi aux mécanismes phréatomagmatiques produisant de larges volumes (ex. Caldera de Bandama). Les volumes de pyroclastites (cônes et retombées distales) permettent également de déterminer l'indice d'explosivité volcanique (VEI) de chaque éruption, depuis les plus effusives (strombolien) jusqu'aux plus explosives (phréatomagmatique).

Les relations chrono-stratigraphiques entre centres éruptifs, les linéaments identifiés et l'élongation des cônes et cratères, suggèrent une direction dominante NNO-SSE (l'élongation des cratères étant aussi contrôlée par le contexte orographique et la direction des vents dominants durant l'éruption). La géométrie des édifices volcaniques délivre donc des informations sur la fracturation liée aux remontées magmatiques (Fig. IX).



**Figure IX: Linéaments déduits de la morphométrie des éruptions holocènes (A), élongation de la base des cônes (B) et ouverture des cratères (C).**

De la même manière que pour obtenir les volumes émis, nous avons appréhendé dans ce chapitre l'état de dégradation des édifices, lié aux processus d'érosion des cônes et coulées, qu'ils soient naturels ou anthropiques. Ce dernier facteur intervient de manière directe dans la transformation d'un relief volcanique sur un pas de temps très court.

Enfin, le chapitre 9 présente les implications du volcanisme holocène en terme d'aléa et de risque volcanique. Après avoir rappelé les types d'aléas d'origine volcanique et en tirant les enseignements des chapitres précédents, nous identifions les zones de concentration de volume de lave émis pour proposer des tendances éruptives et interpréter l'histoire volcanique. Au cour de l'Holocène, les phases d'inactivité volcanique se font de plus en plus courtes, alors même que le nombre de centres d'émission et les volumes émis augmentent. Cette tendance est accentuée pour la zone Est, considérée comme la zone la plus potentiellement active. En plus d'une augmentation des volumes de matériel magmatique émis, on note une croissance de l'explosivité des éruptions. Ces informations sont synthétisées sous la forme d'une carte des aléas volcaniques de l'île de Gran Canaria (Fig. X).

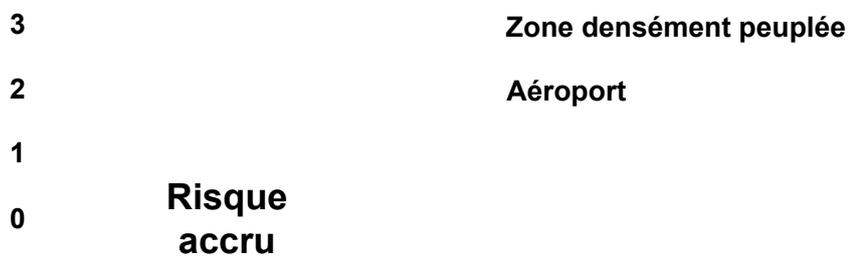
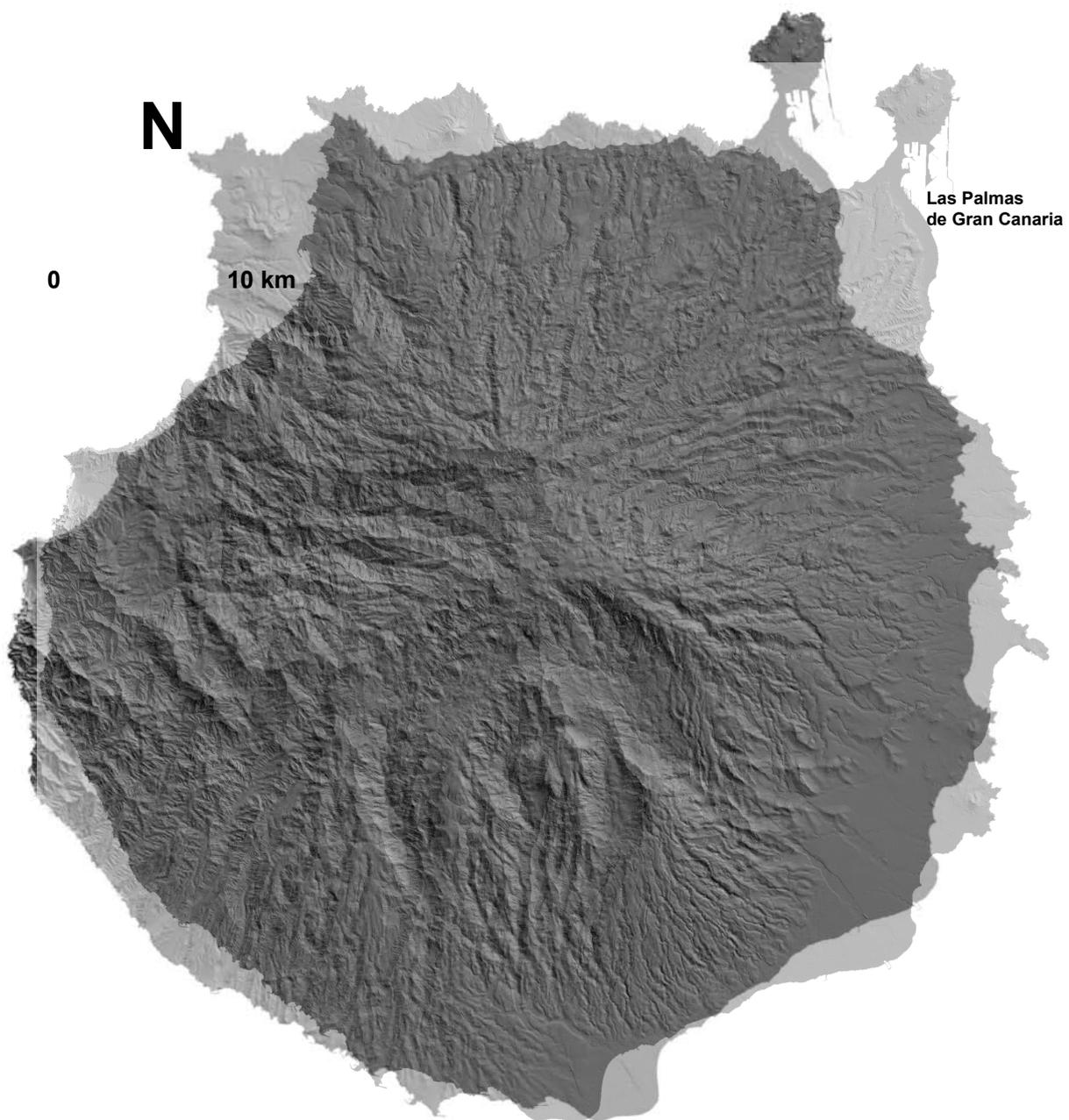


Figure X: Carte des aléas volcaniques de l'île de Gran Canaria.



*Hornito de Montaña Rajada*

CAPÍTULO 1  
***INTRODUCCIÓN  
Y OBJETIVOS***

## 1.1. IMPORTANCIA DEL VULCANISMO PARA LA SOCIEDAD

Los eventos volcánicos afectan directamente a la vida y la salud de las personas, sus actividades productivas y sus pertenencias, e indirectamente, al modificar estados de equilibrio naturales (como por ejemplo la configuración del paisaje), el clima, la biota o los recursos naturales como los suelos y el agua.

Muchos de los procesos geológicos que tienen su origen en los volcanes son potencialmente peligrosos. Flujos de lava, flujos piroclásticos (coladas y oleadas piroclásticas), avalanchas de escombros, lahares, etc., son flujos impulsados por la gravedad que típicamente impactan áreas ubicadas dentro de valles cuyas cabeceras están en los volcanes. Pero, además, estos eventos volcánicos de gran magnitud son capaces también de afectar amplias regiones alrededor de los volcanes y extenderse a distancias excepcionales siguiendo los valles. La tefra lanzada a la atmósfera por las explosiones volcánicas es dispersada por los vientos y caer posteriormente formando depósitos piroclásticos que pueden cubrir áreas extensas, incluso a escala continental. Los gases volcánicos escapan durante y entre las erupciones y bajo ciertas circunstancias pueden afectar áreas de extensión significativa. Algunos peligros adicionales relacionados con la actividad volcánica son terremotos, tsunamis y ondas atmosféricas de choque (Fig. 1.1).



**Figura 1.1: Algunos casos reales de eventos volcánicos que son peligrosos para la sociedad. A) Avance de flujo de lava causando el enterramiento parcial de infraestructuras. B) Depósito de lahar sobre una carretera. C) Efectos de caída de cenizas volcánicas. D) Flujo piroclástico turbulento (fotos de USGS, 2008).**

Pero también los terrenos volcánicos presentan múltiples ventajas. Así, los depósitos volcánicos, especialmente las cenizas, tienen dos propiedades que hacen los suelos fértiles. Por un lado, las partículas piroclásticas tienen una alta porosidad, lo que les permite mantener mejor la humedad que otros tipos de suelos, liberando el agua acumulada lentamente a las raíces de las plantas. Estas propiedades únicas se usan frecuentemente en zonas de aridez, como en las islas orientales de Canarias. El lapilli basáltico, localmente llamado “picón”, se extiende por áreas extensas de campos de cultivos, haciendo la función de capturar la humedad de nubes bajas durante la noche (Fig. 1.2).



**Figura 1.2: Paisaje de cultivo de viñedos típico en la isla de Lanzarote (El Gerial). Los bloques de lava basáltica actúan de protección contra la fuerza del viento y el manto de lapilli cubre las zonas de cultivo para retener la humedad del ambiente.**

Otra propiedad de las cenizas volcánicas es su enriquecimiento en algunos elementos químicos, por ejemplo, magnesio y potasio, actúan como nutrientes para el crecimiento de las plantas.

Si a la importante fertilidad de los terrenos volcánicos se les une un clima propicio (cálido y húmedo), se comprende porque grandes núcleos poblacionales, especialmente en países en vías de desarrollo, se asientan en las laderas de los volcanes, a pesar de la peligrosidad que ello conlleva y que ha sido causa de muchas muertes y destrucción de propiedades.

Los materiales de los conos volcánicos de escorias o las coladas se usan como un recurso de materia prima. La piedra pómez es un material de construcción ideal porque su extracción es fácil. Estos bloques no son muy fuertes, por lo que no se pueden utilizar para edificaciones de altura. Por otra parte, actúan como un aislante térmico debido a su alta porosidad.

Los depósitos de ignimbritas se han utilizado en muchas culturas de todo el mundo para la excavación de cuevas, siendo estas seguras por el bajo riesgo de colapso de las paredes. Por otra parte, se pueden cortar en bloques que son utilizados en muchos países como material de construcción.

Gran variedad de rocas volcánicas hacen que sean una de las materias primas favoritas para los escultores a lo largo de los siglos.

La obsidiana es quizás el material volcánico más utilizado en muchas culturas antiguas. La razón es que el vidrio es muy homogéneo y se rompe con fracturas concoideas, generando bordes muy afilados que son usados para cortar pieles, tejidos, etc., o como puntas de flecha. En algunos países, incluso los cirujanos prefieren los utensilios cortantes de obsidiana que al acero.

Finalmente, los promotores de los destinos turísticos han encontrado un nuevo filón con el que fascinar a los viajeros y es el fenómeno de los volcanes activos. Viajeros de todo el mundo se animan cada vez más a visitar estas chimeneas colosales y agencias de viajes y touroperadores ofrecen constantemente paquetes de varios días para practicar el turismo volcánico. En la isla de Java, en las Filipinas, en Costa Rica, en Chile o en Hawai'i se hace patente la cantidad de volcanes activos con usos recreativos y turísticos.

En la isla de Java, a una altura de 3.000 metros, tres de los volcanes más impresionantes de la isla son el Bromo, el Batok y el Semeru.

Filipinas se erige como uno de los destinos privilegiados para este tipo de espectáculo, puesto que cuenta con más de 300 volcanes, de los cuales 22 están activos. En el parque Nacional de Nayong cerca de Legazpi se puede visitar el volcán Mayon. Cerca de la ciudad de Ángeles (isla de Luzon) se encuentra el volcán Pinatubo.

En Costa Rica, que cuenta con más de 100 volcanes, se encuentran el Poás y el Arenal. El Poás es conocido como el géiser más grande del mundo, puesto que experimenta erupciones similares a las de un géiser.

En Hawai'i, el Parque Nacional de los Volcanes alberga dos volcanes activos: el Mauna Loa, el más grande de la tierra, y el Kilauea, con erupciones efusivas, casi continuas desde hace más de 100 años de cuatro kilómetros de ancho.

En Chile se puede realizar la "ruta de los volcanes" que abarca un circuito de nueve volcanes que componen un privilegiado observatorio natural de los fenómenos asociados al vulcanismo.

Cabe mencionar también como destino turístico destacado, aunque no con vulcanismo activo, el volcán Teide en la isla de Tenerife, nombrado en el año 2007 Patrimonio de la Humanidad, siendo los aspectos geológicos determinantes en su nominación (<http://whc.unesco.org/en/list/1258/>).

## **1.2. SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA Y VULCANISMO**

Son ya numerosos los ejemplos del uso de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) en vulcanología, fundamentalmente en el ámbito de los riesgos volcánicos.

Los trabajos realizados por Trusdell y Fra-Paleo (2000) en la evaluación de los riesgos de los flujos de lava del volcán Mauna Loa (Hawai'i) definieron parámetros como la repetición de intervalos de los flujos de lava, creación de zonas de inundación y clasificación de los impactos económicos debido a los flujos de lava. Así el SIG podía diseñar la ubicación más idónea del asentamiento frente a una crisis volcánica.

Los científicos Cecili, Cinnirella y Giordano (2002), de la Universidad de Roma (Italia), estudiaron los riesgos geológicos relacionados con la actividad persistente del sistema geotérmico asociado al volcán Colli Albani (Roma), en particular, la emisión de gases, terremotos poco profundos y contaminación de aguas profundas. El uso del SIG permitió la creación de modelos representando la transformación territorial a través del tiempo, comparando aspectos geológicos, geomorfológicos e hidrogeológicos. De esta forma se obtuvo información para la definición de la influencia recíproca de las actividades humanas en el ambiente natural y el incremento de riesgos geológicos asociados con la expansión de la ciudad.

También destacar el estudio realizado en la isla de Ischia (Italia) para la evaluación del riesgo volcánico mediante el empleo de técnicas SIG calculando la peligrosidad (absoluta, espacial y condicionada) y el grado de vulnerabilidad, por la incidencia de cada fenomenología volcánica (Mattera *et al.*, 2002).

Científicos del USGS aplicaron esta herramienta en el estudio de la peligrosidad de cinco volcanes activos en el estado de Washington (Bueno Sánchez, 2003). Entre ellos, el monte St. Helens, donde se realizó un mapa de riesgo cuya finalidad era establecer evacuaciones que demostraran ser más precisas y eficientes.

Por otro lado, científicos del CENAPRED (Centro Nacional de Prevención y Desastres de México) desarrollaron un SIG para el Volcán Popocatepétl (Bueno Sánchez, 2003), llegando a la conclusión de que un SIG demuestra ser una herramienta adecuada para trabajar en el contexto de los relieves volcánicos en base a la descripción, recopilación y modelación de los datos del volcán y así disponer de mejor información para los planes de evacuación.

Carracedo et al. (2004) han implementado un SIG para la evaluación de la peligrosidad volcánica en el sistema volcánico formado por el edificio central del Teide y la Dorsal Noroeste en la isla de Tenerife. Basados en abundantes dataciones radiométricas y la elaboración de una cartografía geológica de detalle, digitalizada y georreferenciada en un sistema de información geográfica (SIG), plasman todos estos datos en forma de mapas de peligrosidad y riesgo volcánico, permitiendo la realización de un primer análisis y evaluación de los peligros volcánicos de Tenerife.

En conclusión, los SIG se muestran como una potente herramienta en la valoración de los riesgos volcánicos, permitiendo una rápida respuesta por parte de los técnicos y autoridades en casos de crisis volcánicas.

### 1.3. OBJETIVOS

El objetivo principal de esta Tesis es identificar y caracterizar a través de trabajos multidisciplinarios el vulcanismo holoceno en Gran Canaria para comprender en detalle la evolución de este periodo. Para lograr este objetivo general se han definido los siguientes objetivos específicos:

- Recuperar y validar la información cartográfica y geológica del vulcanismo holoceno a partir de las fuentes cartográficas disponibles. Por un lado, mapas y fotos aéreas antiguas para identificar las zonas que han sido afectadas por la acción antrópica. Por otro, cartografía digital y fotos aéreas actuales para poder contrastar su información con la suministrada por la cartografía histórica, así como para poder discriminar el vulcanismo holoceno de la actividad volcánica previa.
- Realizar una cartografía geológica de detalle (1/5.000) de todas las erupciones holocenas de Gran Canaria. Incorporar criterios geomorfológicos

y estratigráficos. Toma de muestras de lavas para estudios petrográficos y geoquímicos, y de restos de carbones para dataciones radiométricas ( $^{14}\text{C}$ ).

- Establecer una metodología para la reconstrucción paleotopográfica de las zonas cubiertas por el vulcanismo holoceno a partir de la cartografía actual y obtener una topografía del antes y después de las erupciones. Estas topografías de los estadios pre-, post-erupción y actual sirven para generar los Modelos Digitales del Terreno (MDT) necesaria para el análisis morfométrico.
- Desarrollar un Sistema de Información Geográfico para el vulcanismo holoceno y confeccionar un adecuado Sistema General de Base de Datos (SGDB) que debe incluir los correspondientes datos estratigráficos, geomorfológicos, petrográficos, geoquímicos, geocronológicos y morfométricos.
- Determinar las tasas eruptivas para el material volcánico acumulado, así como de desalojo (erosión natural vs. acción antrópica). Identificar los mecanismos eruptivos que intervienen y establecer las pautas de evolución espacio-temporal del vulcanismo holoceno de Gran Canaria.
- Elaborar un mapa general de peligrosidad volcánica de Gran Canaria, a partir del análisis del comportamiento de su actividad volcánica holocena. Esta actividad holocena, la más reciente de la isla, debe ser el referente para la comprensión de las pautas de evolución de la posible actividad volcánica futura en la isla.



*Bloque errático sobre lava de la Erupción de Santidad*

## CAPÍTULO 2

# ***LOS SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA (SIG)***

## 2.1. MARCO HISTÓRICO

Los Sistemas de Información Geográfica o SIG (*Geographical Information Systems* o *GIS* en inglés) están representando una verdadera revolución conceptual y práctica en el manejo y análisis de la información geográfica, de modo que, en lo que respecta a la utilización de los datos espaciales, suponen el avance más importante desde la concepción del mapa como forma de expresión geográfica. Es un campo tecnológico que ha crecido rápidamente y que incorpora características gráficas con datos tabulares para evaluar problemas del mundo real.

Los SIG se iniciaron en la década de los 60 como una herramienta para el análisis o la gestión medio ambiental. En poco más de 40 años se han extendido a la práctica totalidad de temas tratados por las ciencias geográficas, y se hallan presentes en un amplio abanico de organismos y empresas con actividades ligadas a los aspectos territoriales o en las que la utilización de la cartografía es un rasgo característico.

La historia de los SIG comienza con la historia de los programas para la automatización de la cartografía que surgieron en torno a los años 60 (*Canadian Geographical Information System*, 1964). El descubrimiento consistió en que los mapas se podían programar usando códigos simples y después guardarlos en un ordenador, lo que permitía su modificación futura. Esto era un cambio significativo desde la era de la cartografía a mano, cuando los mapas tenían que ser creados cuidadosamente ya que incluso pequeñas correcciones requerían la creación de un mapa nuevo.

La versión más temprana de un SIG era conocida como cartografía en ordenador e involucraba un simple agrupamiento de líneas para representar características del suelo. De aquí se desarrolló el concepto de sobreponer diversas características asociadas para determinar patrones y causas de fenómenos espaciales. De manera más simple e inmediata, un SIG se puede contemplar como un conjunto de mapas de la misma porción del territorio, donde un lugar concreto tiene la misma localización en todos los mapas incluidos en el sistema de información. De este modo, resulta posible realizar análisis de sus características espaciales y temáticas para obtener un mejor conocimiento de esa zona.

Como paso previo al estudio de los aspectos relacionados con los SIG es necesario plantearse una serie de consideraciones importantes. Por un lado, ha de tenerse en cuenta que los datos cargados en un SIG incluyen descripciones geométricas y topológicas de las entidades geográficas, lo que marca una serie de diferencias prácticas que generan una problemática propia y diferenciadora frente

a otros sistemas de información. Por otro lado, la información geográfica es muy voluminosa en comparación con la que procesan las bases de datos tradicionales, así como también su complejidad que depende de la resolución considerada, dando lugar a hechos tan curiosos como que la longitud de la línea de costa aumente con la escala.

Además, la información geográfica es básicamente ambigua: ¿cómo puede saberse con exactitud en la desembocadura de un río dónde acaba el margen del mismo y comienza la costa? Se puede añadir que es multiforme, camaleónica, porque, en función de las necesidades del usuario, puede adquirir apariencias bien distintas. La palabra clave a esta tecnología es Geografía; ésta generalmente significa que los datos (o por lo menos una cierta proporción de los datos) son espaciales, es decir, los datos están de una cierta manera referidos a sus localizadores en el terreno y éstos, a su vez, se juntan con otros tipos de datos conocidos como atributos. Los atributos son definidos, generalmente, como información adicional que puede asociarse a los datos espaciales, lo que permite a un SIG ser una herramienta muy eficaz para la gestión de información geográfica.

Un SIG funciona en muchos niveles (Fig. 2.1). En el nivel más básico, un SIG se utiliza como cartografía por ordenador, es decir, por ejemplo, para realizar mapas. La potencialidad verdadera de los SIG está en usar métodos espaciales y estadísticos para analizar atributos e información geográfica. El resultado final del análisis puede ser información derivada, información interpolada o información de prioridades (Antenucci, 1991).

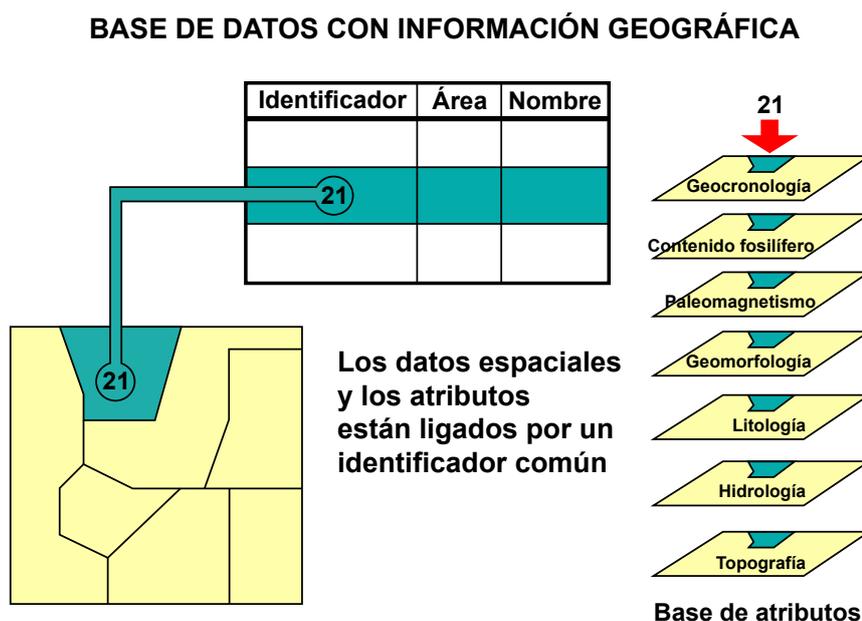


Figura 2.1: Base de datos con información geográfica.

Los SIG son una **disciplina** técnica relativamente joven, ciertamente compleja y todavía inmadura con importantes retos por resolver. Sin embargo, como disciplina posee un núcleo teórico importante, ya establecido, que contiene cuestiones conceptuales muy interesantes, así como una metodología propia bien diferenciada de las correspondientes a actividades afines.

La disciplina SIG, con el tiempo, se irá constituyendo en una ciencia aplicada que se ocupará de todo lo referente a los SIG como “proyecto”. En este sentido se habla de experiencia en SIG, cursos y seminarios de SIG, especialistas en SIG, libros sobre SIG, congresos acerca de SIG, etc.

Se entiende como **proyecto** SIG a cada una de las realizaciones o materializaciones prácticas de la disciplina SIG, esto es, cada instalación SIG operativa existente. En una primera aproximación, un proyecto trata de un sistema basado en una instalación capaz de proporcionar cierta información, ya procesada, sobre los elementos de los que se ocupa la Geografía. Esta es la acepción que se le da con más frecuencia.

Los SIG forman parte del extenso campo de los **Sistemas de Información (SI)**, los cuales se definen como sistemas informáticos que están creados para dar respuesta a preguntas no definidas de antemano. Un SI incluye una base de datos, una base de conocimiento (conjunto de procedimientos de análisis y manipulación de los datos) y un sistema de interacción con el usuario: estos mismos elementos se pueden encontrar en la organización general de un Sistema de Información Geográfica como Proyecto.

Los SIG fueron concebidos en sus orígenes como una herramienta para el análisis de información geográfica. El término **Sistema de Información (SI)**, a partir del cual deriva el de Sistema de Información Geográfica, fue muy popular en los años 60-70. Puede compararse el término SIG como el MIS (*Management Information System*), producto también de esas décadas, y que fue definido como un sistema de información cuyo principal propósito es proporcionar información para la gestión. La definición de SI que muestra la *Enciclopedia of Computer Sciences* (1976) es “un conjunto de personas, procedimientos y equipamientos diseñados, contruidos, manejados y mantenidos para coleccionar, registrar, procesar, almacenar, recuperar y visualizar información”. Según estas definiciones los SI pueden ser también manuales, pero más adelante se le añadió “que a veces son llamados SI basados en el ordenador (CBIS) para distinguirlos de los sistemas manuales”.

En la literatura de la ingeniería del software, actualmente el término “sistema basado en ordenador” (CBS, *computer-based system*) es más empleado que el

de SI. El término SI tiene unas características menos amplias que el CBS. Ello se justifica con el hecho de que un SI es mucho más que las características del SI de una organización: existe también una tendencia a utilizarlo como herramienta para la toma de decisiones.

Algunas definiciones de SIG basándose en el término CBS, se presentan a continuación:

- *“Un caso especial de sistema de información en el que la base de datos consiste en observaciones sobre elementos, actividades o sucesos distribuidos espacialmente, que se pueden definir en el espacio como puntos, líneas o áreas. Un SIG manipula los datos sobre puntos, líneas y áreas, recuperando los datos para preguntas ad hoc y análisis”* (Duecker, 1979).
- *“Un sistema que utiliza una base de datos espacial para generar respuestas ante preguntas de naturaleza geográfica... Un SIG general puede ser visto como un conjunto de rutinas espaciales especializadas que descansan sobre una base de datos relacional estándar”* (Goodchild, 1985).
- *“Base de datos computerizada que contiene información espacial”* (Cebrián y Mark, 1986a).
- *“Un sistema computerizado para la captura, almacenamiento, recuperación, análisis y presentación de datos espaciales”* (Clarke, 1986).
- *“Un sistema para la captura, almacenamiento, corrección, manipulación, análisis y presentación de datos que están espacialmente referenciados sobre la tierra”* (Department of the Environment, 1987).
- *“Un sistema de base de datos en el cual la mayor parte de los datos están indexados espacialmente y que dispone de un conjunto de procedimientos para responder a cuestiones sobre las entidades espaciales de la base de datos”* (Smith et al., 1987).
- *“Un conjunto de herramientas para reunir, introducir (en el ordenador), almacenar, recuperar, transformar y cartografiar datos espaciales sobre el mundo real para un conjunto particular de objetivos”* (Burrough, 1986).
- *“Un sistema de ayuda a la decisión que integra datos referenciados espacialmente en el contexto de resolución de problemas”* (Cowen, 1988).

- *“Una tecnología de la información que almacena, analiza y presenta datos espaciales y no espaciales” (Parker, 1988).*
- *“Una entidad institucional reflejo de una estructura organizativa que integra tecnología con una base de datos, expertos y una financiación continua en el tiempo” (Carter, 1989).*
- *“Un Sistema de Información Geográfica es un tipo especializado de base de datos, que se caracteriza por su capacidad de manejar datos geográficos, es decir, espacialmente referenciados, los cuales se pueden representar gráficamente como imágenes” (Bracken y Webster, 1990).*
- *“Un SIG ha de incluir los siguientes componentes: un subsistema de entrada de datos, un subsistema de almacenamiento y recuperación de datos, un subsistema de manipulación y análisis y un subsistema de representación de datos. Para que sea considerado un SIG, el software ha de incluir todas estas funciones establecidas” (Peuquet y Marble, 1990).*
- *“Un sistema de hardware, software y procedimientos elaborados para facilitar la obtención, gestión, manipulación, análisis, modelado, representación y salida de datos espacialmente referenciados, para resolver problemas complejos de planificación y gestión” (National Center for Geographic Information and Analysis (NCGIA), 1990).*
- *“Sistema de información diseñado para trabajar con datos georeferenciados mediante coordenadas espaciales o geográficas. En otras palabras, un SIG es a la vez una base de datos con funcionalidades específicas para datos referenciados espacialmente y un conjunto de operaciones para trabajar con los datos” (Star y Estes, 1990).*
- *“Un sistema de información geográfica (SIG) es un sistema basado en el ordenador (CBS) que proporciona los cuatro siguientes conjuntos de capacidades para el manejo de datos georeferenciados: 1) entrada de datos, 2) gestión de los datos (almacenamiento y recuperación), 3) manipulación y análisis y 4) salida de los datos” (Aronoff, 1991).*
- *“Un sistema computerizado compuesto por hardware, software, datos y aplicaciones que es usado para registrar digitalmente, editar, modelizar y analizar datos espaciales, y presentarlos en forma alfanumérica y gráfica” (Hewlett Packard, 1993).*

- *“Los sistemas de información Geográfica (SIG) se pueden definir como la herramienta de software que nos permite almacenar, recuperar, analizar y desplegar información geográfica, o como una herramienta computacional para trazar y analizar cosas que existan y sucesos que ocurren sobre la tierra” (ESRI, 1997).*
- *“En el sentido más estricto, un SIG es un sistema informático capaz de ensamblar, almacenar, manipular y visualizar la información geográficamente referenciada, es decir, datos identificados según localizaciones. La totalidad de un SIG puede mirarse como la inclusión del personal de operación y los datos que entran en el sistema” (USGS, 2000).*
- *“Un SIG es un sistema integrado por hardware, software y personal capacitado, que liga datos topográficos, demográficos, utilitarios e imágenes a otros recursos que sean geográficamente referenciados” (NASA, 2000).*

Como se desprende del análisis de las líneas anteriores, los SIG se pueden definir de muy distintas formas. Algunas de las definiciones ponen el acento en los SIG como bases de datos (por ejemplo, Dueker, 1979; Goodchild, 1985; Smith *et al.*, 1987; y Cebrián y Mark, 1986a), otras en sus funcionalidades (Burrough, 1986; Clarke, 1986; Department of the Environment, 1987; y NCGIA, 1990) y otras en su importancia como Sistema de Apoyo a la Decisión (Cowen, 1988). Pero todas ellas tienen como punto central el hecho de trabajar con datos georeferenciados, con información geográfica. Aunque conceptualmente nada se opone a que los Sistemas de Información Geográfica puedan ser computerizados o no, en la actualidad cuando se habla de SIG se está haciendo referencia a los sistemas computerizados.

Actualmente, el análisis y gestión de las bases de datos son funciones importantes en un SIG, pero, probablemente el día de mañana puedan encontrarse nuevas funciones como el uso de la inteligencia artificial o la visualización, y que podrán convertirse en esenciales en los SIG del futuro. Es decir, no existe ninguna razón para restringir las definiciones sólo a las tecnologías actuales. Por otro lado, aplicaciones tales como la producción de mapas temáticos o la teledetección, que no son SIG conforme a la definición, podrán desarrollarse en un futuro cercano como aplicaciones muy inteligentes, por ejemplo, utilizando la generalización basada en inteligencia artificial (IA) o el reconocimiento de patrones para la identificación de objetos.

Junto con la definición de SIG se puede pulir la de CBS, usando una elemental e incuestionable característica específica de los SIG y que no es más que el tipo de

datos que emplea. El concepto de “dato geográfico” se define como aquel dato que describe objetos del mundo real en términos de:

- Posición con respecto a un sistema de coordenadas.
- Atributos físicos asociados a su posición geográfica.
- Relaciones espaciales del objeto con los elementos geográficos que le circundan (relaciones topológicas).

En general, los datos geográficos son datos espaciales y temáticos. Los datos espaciales se presentan mediante coordenadas, geometría y topología; los atributos temáticos pueden ser identificativos, descriptivos o temporales.

Se ha planteado una cierta discusión sobre el verdadero significado y la esencia principal de un Sistema de Información Geográfica, en especial para diferenciarlo de un programa de cartografía asistida por ordenador o de uno de Gestión de Bases de Datos. Dueker (1987) y Cowen (1988) insisten en que lo más característico de un SIG es su capacidad de análisis, de generar nueva información de un conjunto previo de datos mediante su manipulación y reelaboración. Por tanto, un SIG es bastante más que un sistema de diseño asistido por ordenador (CAD), y lo es por su capacidad de relacionar los elementos gráficos (puntos, líneas, polígonos), que también son manejados por un sistema CAD, con los elementos de una base de datos temáticos, aspecto que falta en el CAD. Por otra parte, las diferencias con los programas de cartografía asistida por ordenador estriban en su posibilidad de manejar más de un conjunto de elementos gráficos al mismo tiempo y, sobre todo, la capacidad de construir nuevos datos a partir de los ya existentes en la base de datos, lo cual es poco habitual en los programas de este tipo.

Por todo ello, se ha podido decir que, para el manejo de datos espaciales, los SIG son el paso adelante más importante desde la invención del mapa (Chorley, 1987).

En el mercado informático actual existen diversos sistemas informáticos para el desarrollo de los SIG, ya sean comerciales, de dominio público o de enseñanza, tales como: TNTmips (MicroImages), ArcView (Esri), Arc/Info (Esri), Idrisi (Clark University), Smallworld, MapInfo, Erdas, Er-Mapper, Intergraph (Geomedia), Atlas Gis, AutocadMap (Autodesk), Sicad (Siemens), Genamap (Genasys), etc. En este trabajo se ha optado por el software TNTmips que se describirá más adelante.

## 2.2. COMPONENTES DE UN SIG

Un SIG integra, de manera general, cinco componentes claves que son: hardware, software, personas, métodos y datos (Fig. 2.2).



**Figura 2.2: Componentes de un Sistema de Información Geográfico (modificado de ESRI, 2000)**

El término hardware representa el grupo de componentes materiales utilizados habitualmente en un sistema informático, siendo los de un SIG comparables a los utilizados en otras aplicaciones. Los equipos de hardware más populares son los ordenadores personales, tanto los del tipo PC o Macintosh. En segundo lugar de popularidad se hallan las estaciones de trabajo o workstations. Los componentes básicos de estos equipos son la Unidad Central de Procesamiento (CPU) y los periféricos.

La Unidad Central o CPU es un procesador electrónico que, bajo el control de las instrucciones del software, dirige y supervisa todas las funciones del sistema informático. Recibe datos y órdenes, realiza las operaciones y genera los resultados que llegan al usuario a través de los periféricos.

Los periféricos de entrada más comunes son el monitor gráfico, el teclado, el ratón, la tableta digitalizadora y el escáner. También se complementan con el uso

de GPS (*Global Positional Systems*), que proporciona in situ la posición geográfica en coordenadas (latitud, longitud y/o U.T.M.).

El término software se refiere en la terminología informática al soporte lógico que organiza, dirige y da consistencia a todo el sistema. Se distinguen dos grandes clases de software: el sistema operativo y el software SIG propiamente dicho.

El sistema operativo es el intérprete entre el usuario, la información, el software SIG y el hardware. A pesar de la diversidad de los sistemas operativos existentes, se puede concretar sus funciones esenciales en la gestión de la memoria, el acceso al sistema, las comunicaciones, las instrucciones, la gestión de los archivos y el control de los periféricos.

El software SIG propiamente dicho puede ser visto, entendido y categorizado de distintas maneras, de forma similar a como puede serlo el sistema en su conjunto. Los tres criterios más al uso son el campo de aplicación, la funcionalidad y la arquitectura del sistema. A través del software de los SIG se pueden llevar a cabo las funciones necesarias para desplegar, analizar y almacenar información geográfica. Se puede dividir en los siguientes componentes:

- Herramientas para la entrada y manipulación geográfica.
- Un Sistema de Gestión de Base de Datos (SGBD).
- Herramientas que soportan consultas, análisis y visualización de elementos geográficos.

Uno de los componentes más importantes de los SIG son los datos, puesto que sin ellos el sistema no podría realizar todas sus tareas o no proporcionaría la información correcta o actualizada. Los datos son los más difíciles de adquirir, pues se requiere de un largo y costoso proceso que va desde la adquisición de imágenes de satélites a procesos de fotometría y la digitalización de mapas. Una vez generados los datos, según la compañía y/o institución que crea el SIG, se emplean distintos formatos para guardarlos. El uso de diferentes formatos actúa como una barrera a la hora de compartir los datos con otros SIG.

La información está almacenada en una o varias bases de datos, organizada y controlada por diversos subsistemas del software. La base de datos geográficos es un conjunto de varios archivos interrelacionados, que presentan la realidad territorial de forma digital. La base de datos almacena el conocimiento y es independiente de la estructura física (dónde se almacenan los datos) y de la estructura lógica (cómo se gestionan los datos).

El objetivo de la base de datos es representar digitalmente la realidad territorial, lo cual es sólo posible de una forma parcial y limitada. La forma y el funcionamiento de la base de datos geográficos depende de varios factores, de entre los cuales se enumeran los más representativos:

- La naturaleza compuesta de los datos geográficos, que conceptualmente se descomponen en el elemento cartográfico y en sus atributos temáticos.
- La sintaxis de representación de los elementos cartográficos, basándose en un conjunto limitado y convencional de elementos geométricos (puntos, líneas y polígonos) todos ellos georeferenciados, localizados en el espacio mediante el soporte ofrecido por una proyección y un sistema de coordenadas convencionales.
- La conceptualización de la realidad por medio de la definición de objetos de la superficie de la tierra con sus relaciones espaciales y características que representan un escenario describiendo fenómenos del mundo real. Es decir, consiste en simplificar y representar la realidad de una forma determinada.
- El modelo lógico, que es la plasmación digital de los modelos conceptuales de la realidad.
- El tipo de base de datos escogida. Desde los clásicos diseños jerárquicos y en red, pasando por el predominante diseño relacional orientado a capas y llegando hasta los diseños orientados a objetos.
- Es crítico para el diseño de la base de datos plantearse si la solución para integrar los elementos cartográficos con sus atributos temáticos tiene que ser una solución que conecte dos o más bases de datos o bien una solución basada en una sola base de datos.

La tecnología de los SIG es de valor nulo sin las personas que administran el sistema y desarrollan un proyecto para aplicarlo a problemas del mundo real. En un SIG intervienen diferentes especialistas como pueden ser geógrafos, geólogos, urbanistas, personas interesadas en el medio ambiente, desarrolladores de sistemas, etc. Todos ellos en conjunto se complementan para el desarrollo y mantenimiento de un SIG.

Un SIG debe de operar de acuerdo a un plan bien definido y a los estándares establecidos por la empresa, las cuales son modelos y prácticas de operación

únicas en cada organización (ESRI, 1997), por ello es importante tener los métodos bien definidos.

### 2.3. PROCESOS DE LOS SIG

Los sistemas de información geográficos de propósitos generales esencialmente realizan cinco procesos o tareas:

- Entrada de información.
- Manipulación.
- Gestión.
- Consulta y análisis.
- Visualización.

#### 2.3.1. Entrada de información

Las funciones de entrada de datos geográficos incluyen los procedimientos de entrada, edición y representación. Antes de que los datos geográficos puedan utilizarse en un SIG deben convertirse en un formato digital conveniente. El proceso de convertir datos de los mapas en papel a archivos electrónicos se llama digitalizar. La tecnología moderna de los SIG puede automatizar este proceso completamente para los proyectos grandes usando tecnologías de exploración; trabajos más pequeños pueden requerir digitalización manual (usando una tabla digitalizadora o sobre la pantalla del ordenador). Los procedimientos de entrada de datos cartográficos de un SIG permiten digitalizar entidades cartográficas, con sus coordenadas X, Y y Z, en base a un sistema de referenciación convencional. Los datos cartográficos se complementan con datos alfanuméricos que los adjetivan. Los datos alfanuméricos más importantes son los códigos individuales y únicos de cada entidad cartográfica, que servirán como identificador y como nexo de unión entre las entidades cartográficas y sus atributos alfanuméricos. El código identificador, que es de tipo alfanumérico, debe ser entendido como parte fundamental de los datos cartográficos.

Las capacidades de edición de las entidades cartográficas son muy importantes. Incluyen, en primer lugar, la supresión total o parcial de entidades de forma interactiva. Esta función puede aplicarse a parte de una entidad, a toda la entidad, a un grupo de entidades seleccionadas previamente por medio de una máscara espacial, una ventana rectangular o de un filtro de atributos temáticos definido por el usuario. La edición incluye en segundo lugar la modificación de los atributos geométricos de

las entidades, como su orientación, posición o forma. En tercer lugar, la edición incluye la corrección de inconsistencias, sobre todo los segmentos inacabados o *undershoots* y los segmentos sobrecabados u *overshoots*. Como cuarto y último tipo de funciones de edición está la generalización y el suavizado de líneas (Comas y Ruiz, 1993).

La generalización reduce la complejidad de las líneas, bien seleccionando solamente algunas de las coordenadas, bien recalculando nuevas posiciones para algunos pares de coordenadas. El suavizado de líneas trabaja en un proceso inverso, añadiendo pares de coordenadas en una línea para poder redondearla y eliminar los ángulos afilados.

La representación interactiva de la entrada de datos se refiere a la representación en tiempo real de este proceso en la pantalla.

Muchos tipos de datos geográficos ya existen en formatos compatibles con SIG. Estos datos pueden ser obtenidos de proveedores de datos y ser cargados directamente en un SIG.

### **2.3.2. Manipulación**

Se entiende como los procedimientos utilizados para la estructuración topológica, transformación, superposición e integración de los datos geográficos, los cartográficos y los temáticos. La función más importante es la estructuración topológica de los datos, es decir, la definición digital explícita de las interrelaciones geométricas de las entidades cartográficas representadas en la base de datos geográficos. Esta función sólo existe en los modelos de datos vectoriales (punto, línea y polígono), pues en los modelos de datos raster (imágenes representadas digitalmente utilizando una rejilla de rectángulos regulares y de igual tamaño) la topología está implícita en la posición (expresada en filas y columnas) y en la vecindad de los puntos dentro de la malla (ver apartados 2.5.3 y 2.5.4, así como figura 2.4).

La transformación incluye procedimientos de Geometría de Coordenadas (COGO) o genera entidades cartográficas a partir de descripciones geométricas procedentes de medidas de campo y en forma de listados de pares de coordenadas.

Uno de los procedimientos de manipulación más importante es la superposición (*overlay*) de datos geográficos. Se trata de un procedimiento predominantemente

analítico. La mayoría de los SIG organizan los datos en capas o grupos de datos homogéneos, superponibles pero independientes.

El último tipo de manipulación es el de integración. La función más conocida de este grupo es el cambio de formato de datos.

Sabiendo esto, es probable que los tipos de datos requeridos para un proyecto determinado de SIG necesiten ser transformados o manipulados de una cierta manera para hacerlos compatibles con un sistema. Por ejemplo, la información geográfica está disponible en diversas escalas (como líneas centrales de calles, límites menos detallados para censos y códigos postales en un nivel regional). Antes de que esta información pueda ser integrada debe ser transformada a la misma escala (grado de detalle o exactitud). Esto puede ser una transformación temporal para los propósitos de la visualización o permanente requerida para el análisis. La tecnología de SIG ofrece muchas herramientas para manipular datos espaciales y para no tomar en cuenta datos innecesarios.

### 2.3.3. Gestión

Las funciones de gestión son llevadas a cabo por un subsistema del SIG, el Sistema Gestor de la Base de Datos (SGDB) o *DBMS (Data Base Management System)*. Su finalidad esencial es permitir la independencia entre la organización física y la organización lógica de los datos, es decir, la independencia entre la base de datos y los programas que la gestionan (Bracken y Webster, 1990). Las funciones principales del SGDB de un SIG es controlar la organización físico-lógica de los datos, su almacenamiento, recuperación y actualización. Otros procedimientos importantes y sofisticados son el mantenimiento de la integridad de la base de datos y el acceso simultáneo de la base de datos por parte de varios usuarios.

Para los proyectos pequeños de SIG puede ser suficiente salvar la información geográfica como archivos simples. Sin embargo, cuando los volúmenes de datos llegan a ser grandes y el número de los usuarios de datos es alto, es a menudo mejor utilizar un Sistema Gestor de la Base de Datos. Un SGDB no es nada más que el software para manejar una base de datos.

Hay muchos diseños de SGDB, pero en los SIG el diseño relacional ha sido el más útil. En el diseño relacional los datos son almacenados conceptualmente como una colección de tablas. Los campos comunes en diversas tablas se utilizan para hacer una conexión entre ellos.

Este diseño asombrosamente simple ha sido ampliamente utilizado debido, sobre todo, a su flexibilidad y robustez en aplicaciones dentro y fuera de los SIG.

### **2.3.4. Consultas y análisis**

Una vez que se tiene un SIG en funcionamiento con su respectiva información geográfica, es posible comenzar a hacer preguntas simples o de análisis. La tecnología SIG permite analizar datos geográficos para buscar modelos y tendencias, así como también emprender escenarios de alcance supuestos.

Se distinguen cuatro grupos de funciones: recuperación, superposición, vecindad y conectividad.

Las funciones de recuperación combinan datos cartográficos con datos temáticos, pero solamente los segundos son modificados o creados.

Las funciones de superposición han estado siempre entre las funciones centrales e indispensables de cualquier software de SIG. Tiene dos aspectos fundamentales: la *superposición geométrica* que implica necesariamente la generación de nuevas entidades cartográficas, producto de la intersección de las entidades regionales, y la *superposición de los atributos*, que tiene dos variantes, la nominal o lógica y la aritmética, atendiendo a la naturaleza de los atributos.

Las funciones analíticas de vecindad son las que evalúan las características del área que envuelve una localización determinada.

El cuarto tipo son las funciones de conectividad, que tienen en común el uso de operaciones que van acumulando valores a lo largo del área que atraviesan. Se basan en la medida de uno o más atributos, además de un contador que registra los valores acumulados. El resultado final acumulado puede ser cuantitativo o cualitativo.

### **2.3.5. Visualización**

Es la representación de los resultados obtenidos del análisis y tratamiento de los datos. Los resultados expresan tanto la información contenida en la base de datos geográficos como las manipulaciones y análisis realizados, siendo los más peculiares los de tipo cartográfico. Los procedimientos de representación incluyen el tratamiento de texto, la simbolización y la transformación de los resultados cartográficos a un formato inteligible para el periférico.

Para muchos tipos de operaciones geográficas, el resultado final se visualiza lo mejor posible como una correspondencia gráfica.

Los mapas son muy eficientes para guardar y comunicar la información geográfica. Los SIG, además proporcionan nuevas herramientas para ampliar el arte

y la ciencia de la cartografía. Las visualizaciones con correspondencia se pueden integrar con los informes, las vistas tridimensionales, las imágenes fotográficas y otras salidas multimedia. La tecnología actual de los SIG permite personalizar el software de manipulación de datos dependiendo de las necesidades del usuario final. La Figura 2.3 presenta un bloque diagrama de los procesos que se realizan en un SIG.

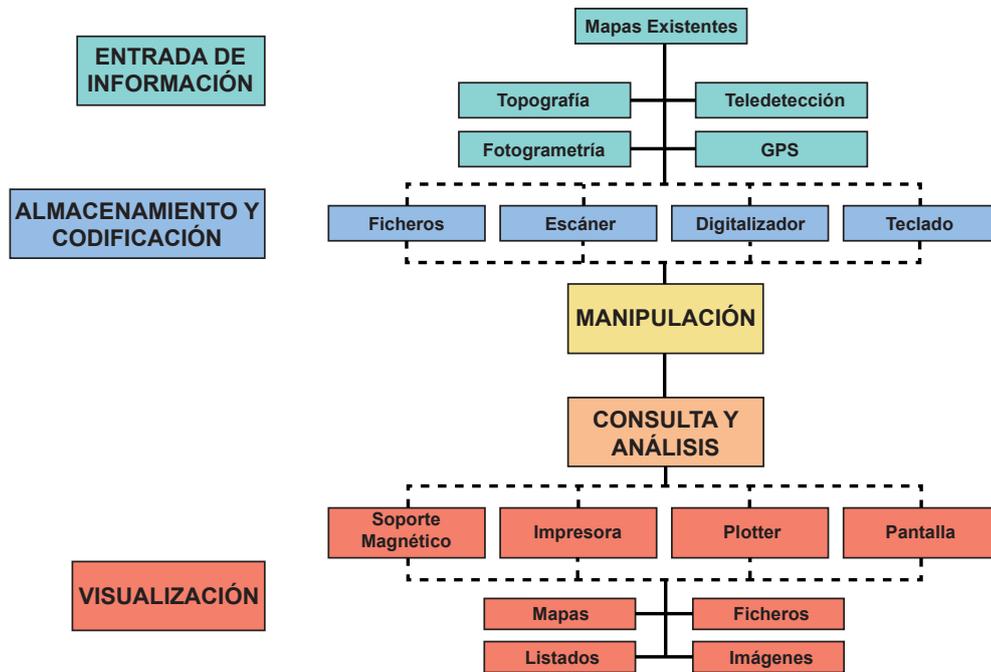


Figura 2.3: Bloque diagrama de los principales procesos que se desarrollan en un Sistema de Información Geográfica (SIG).

## 2.4. LOS DATOS DE LOS SIG

El mapa analógico ofrecía una visión estática y rígida del territorio, mientras que los SIG ofrecen una visión dinámica, permiten manejar e integrar múltiples enfoques, distintos y complementarios. El mapa analógico contiene gran cantidad de datos y no es fácil extraer una selección de ellos, mientras que un SIG puede seleccionar las partes necesarias en base a criterios como proximidad, tamaño, forma, posición y atributos temáticos.

Una de las particularidades de los SIG reside en su capacidad de manejar los datos de diferentes formatos: imágenes, sonidos, datos espaciales, textos, etc. Los datos son principalmente de dos tipos: los datos geográficos (o espaciales) y los datos no geográficos. Los datos geográficos son una representación numérica de datos cartográficos y están constituidos por coordenadas, reglas y símbolos. Los datos no geográficos son datos alfanuméricos que representan los atributos

de los datos geográficos o los datos de tipo sonido o de tipo imagen. Los datos alfanuméricos son almacenados dentro de un formato alfanumérico convencional.

## **2.5. TIPOS DE DATOS EN UN SIG**

### **2.5.1. Los datos alfanuméricos**

El mapa ha servido durante un par de décadas como elemento de entrada de datos, de organización y de representación de los datos en los SIG. Pero esta fase tiende a ser sustituida por las superiores posibilidades de gestión, de representación y de análisis de las bases de datos geográficos existentes en la actualidad. Los datos constituidos de cifras y letras son habitualmente llamados alfanuméricos; ellos son tratados en general con la ayuda de un gestor de base de datos alfanuméricos. Están enlazados con los datos geográficos con la ayuda de identificadores comunes o con la ayuda de los mecanismos propios del SIG.

### **2.5.2. Los datos geográficos**

Los datos geográficos representan la información necesaria para la presentación de la imagen cartográfica. Se pueden representar con seis objetos gráficos elementales: punto, línea, polígono, rejilla, pixel y símbolo.

A diferencia de otros tipos de datos, los datos geográficos tienen una naturaleza combinada que los hace peculiares, les confiere un atractivo especial a la vez que una dificultad añadida. Las características esenciales de los datos geográficos son cuatro: posición, atributos temáticos o descriptivos, relaciones espaciales y tiempo (Aronoff, 1989), si bien algunas veces la temporalidad se considera un atributo temático más (Burrough, 1986).

La primera característica es la posición de una entidad geográfica, la cual es evidentemente fundamental y responde bien a la cuestión “¿Dónde?”.

La segunda característica esencial de los datos geográficos son los atributos temáticos, los cuales responden a la cuestión “¿Qué es?” y recogen las características descriptivas de los elementos geométricos.

La tercera característica de los datos geográficos son las relaciones espaciales, con las cuales se determinan las interrelaciones geométricas de las entidades espaciales. Responden a la cuestión ¿Cómo?

La cuarta y última característica básica de los datos espaciales es el momento o etapa temporal que representan. Responden a la cuestión ¿Cuándo?

### 2.5.3. Los datos en modo vectorial

Dentro del modo vectorial, las entidades geográficas se representan por la combinación de puntos, líneas, polígonos y atributos temáticos, georeferenciados e interrelacionados. Éste es un modelo mucho más parecido a la percepción humana del espacio que la que ofrecen los modelos raster, y en parte por ello tiene más variantes y también más dificultades añadidas. Los datos vectoriales se describen por un agrupamiento de datos alfanuméricos que simbolizan el tipo de elemento representado.

### 2.5.4. Los datos de tipo raster

En un SIG, los datos pueden ser también administrados en modo raster. Su analogía cartográfica es muy clara, pues consiste en un conjunto de capas de información referidas a la misma área y representada siempre por la misma malla de puntos. La distinción de entidades es implícita en los píxeles contiguos con el mismo valor, las relaciones topológicas son implícitas a la posición de cada pixel en la malla, al igual que la georeferenciación. La separación entre datos cartográficos y datos temáticos no existe, pues cada capa representa un único tema y cada celda contiene los datos numéricos. La malla de píxeles puede ser regular o también irregular.

Este modo se aplica a las fotografías aéreas, de satélite o de escáner. Son los datos donde la imagen está discretizada en puntos (Fig. 2.4).

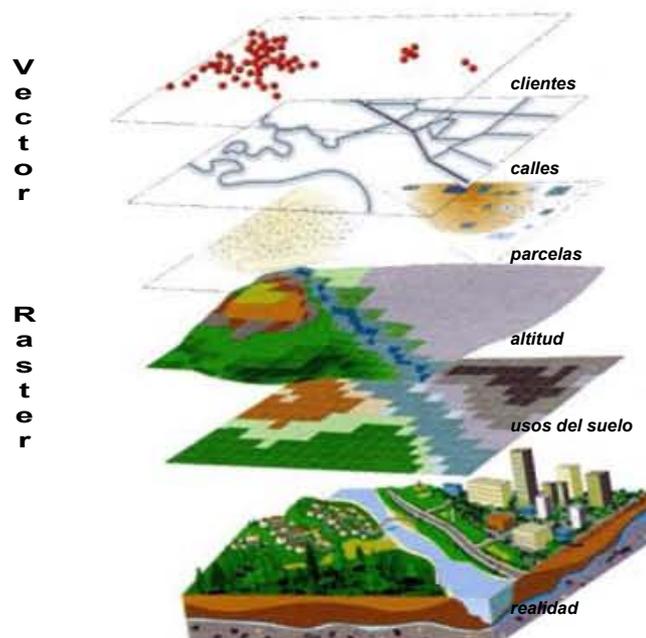


Figura 2.4: Ejemplo de información de tipo raster y de tipo vector (ESRI, 2000).

### **2.5.5. Los datos orientados a objetos**

Los datos orientados a objetos se basan en un modelo conceptual distinto a los datos vectoriales (puntos, líneas, polígonos), que persigue representar no el modelo del mundo real que los mapas representan sino el propio mundo real.

La orientación a objetos es un conjunto de conceptos originados en el campo de la informática en relación al diseño de bases de datos y algoritmos. Un objeto puede formar parte de clases de objetos, dentro de las cuales compartir atributos y funciones. Un objeto puede ser simple o compuesto, y en tal caso tiene asociada una jerarquía de subclases de objetos (Worboys *et al.*, 1990).

Un objeto puede representar desde la entidad más sencilla hasta la más compleja y no por ello dejar de compartir propiedades y funciones heredables en ambas direcciones jerárquicas. En general, la orientación a objetos encaja muy bien para representar fenómenos muy estructurados y a menudo con un fuerte énfasis jerárquico (Worboys *et al.*, 1990).

### **2.6. ETAPAS EN UN SIG**

Antes de emprender la realización de un Proyecto SIG, cuya envergadura implique una importante inversión de recursos humanos y técnicos o que suponga un cambio cualitativo grande en cuanto al planteamiento de las tareas, resulta conveniente definir cual será la metodología de trabajo más adecuada a seguir en el diseño, implementación y desarrollo de dicho proyecto (Fig. 2.5). Se puede abordar este estudio sintetizando el mismo en cinco etapas:

- **CONCEPCIÓN:** Se definen las necesidades del usuario y requerimientos del SIG.
- **DISEÑO:** Se elaborará una propuesta de trabajo y de un plan de Implementación.
- **DESARROLLO:** Cubrirá los aspectos relativos a la adquisición de los componentes SIG, así como el desarrollo de aplicaciones de usuario.
- **OPERACIÓN:** Se establecerán los mecanismos necesarios para el paso de las tareas manuales a tareas automatizadas, así como la optimización de éstas últimas.
- **REVISIÓN:** Se evaluarán las operaciones a realizar y se planificarán las acciones futuras.

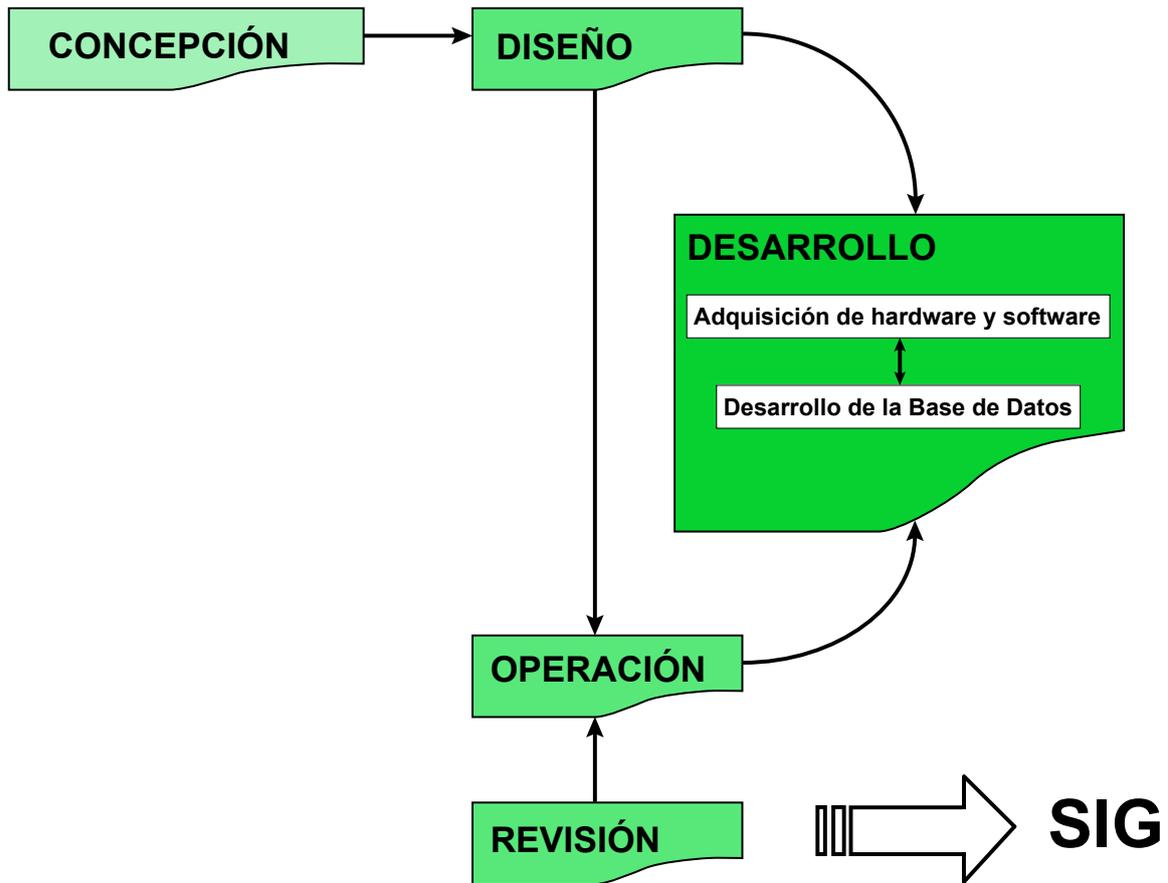


Figura 2.5: Etapas en el desarrollo de un SIG.

Esquemáticamente, se puede presentar el trabajo en un SIG como se muestra a continuación con sus epígrafes correspondientes a cada etapa (Bosque Sendra, 1997):

- **CONCEPCIÓN**

- 1) Definición de objetivos.
- 2) Evaluación de la viabilidad del proyecto.
- 3) Justificación de la decisión.

- **DISEÑO**

- 4) Elaboración del Plan de Implementación.
- 5) Diseño global del sistema.
- 6) Diseño de la Base de Datos.

- **DESARROLLO**

7) Selección del sistema informático o software de SIG (p. ej., TNT Mips en el caso de esta Tesis).

8) Desarrollo de la Base de Datos.

9) Organización y entrenamiento.

10) Preparación de las funciones operacionales.

11) Preparación del emplazamiento.

- **OPERACIÓN**

12) Instalación del sistema.

13) Carga e integración de datos.

14) Desarrollo de aplicaciones.

- **REVISIÓN Y EXPANSIÓN**

15) Revisión del Sistema.

16) Expansión del Proyecto.

Cada apartado tiene su importancia relativa en la ejecución de un SIG, pero entre ellos destaca el diseño de la base de datos. Una **base de datos** “se define como una colección de uno o más ficheros o tablas almacenadas de modo que las interrelaciones que existan entre diferentes campos o conjuntos de datos puedan ser utilizados por el Sistema Gestor de la Base de Datos (SGBD) para su manipulación y recuperación” (ESRI, 2000).

Dada esta definición, se ve que los datos integrantes de la Base de Datos van a estar estrechamente relacionados con el SGBD, el cual se define como “un conjunto de programas que manipulan y gestionan los datos de una base de datos: actúa como el control central de todas las interacciones entre la Base de Datos y los programas de aplicación, los cuales a su vez, interactúan con el usuario” (Bosque Sendra, 1997).

El objetivo de los SGBD es proporcionar a los usuarios de los SIG las herramientas necesarias para poder crear y mantener la base de datos geográficos en función de aspectos tales como el formato de los datos, el nombre de cada

conjunto de datos o las restricciones que para los valores de cada campo deseen introducir (Star y Estes, 1990).

En concreto, estas herramientas tienen que permitir, en primer lugar, el acceso a los datos geográficos almacenados, de manera que sea posible extraer con facilidad determinadas informaciones del conjunto de esos datos, sin necesidad de conocer de qué modo se organizan internamente, es decir, cuál es su estructura física, sino sólo mostrando el modo en que son accesibles al usuario. Esta manera en que los datos aparecen presentados ante el usuario se denomina estructura lógica de la base de datos. Mientras que la estructura física de la base es única, pueden haber varias estructuras lógicas, atendiendo a los datos que sean necesario acceder para cada aplicación según los requerimientos de los usuarios.

Un SGDB tiene que permitir la actualización de la base de datos ante los posibles cambios en las características de los elementos geográficos. El tiempo es un parámetro crucial de control de calidad de los datos, porque es muy importante disponer de datos actualizados. Por ello el SGDB incorpora las herramientas que facilitan la actualización parcial de la base de datos según esa variabilidad temporal, manteniendo los datos preexistentes en perfecto estado y asegurando la fiabilidad de los nuevos.

El SGDB tiene que permitir eliminar datos que ya no sean útiles o relevantes a los propósitos iniciales, porque ya se hayan empleado o sustituido por los nuevos.

En definitiva, un SGDB debe ofrecer las máximas facilidades y garantías en cuanto a la seguridad de los datos, de modo que sólo el administrador del SIG pueda acceder a su estructura física. Además, debe asegurar la integridad de la base de datos, en cuanto a que sean respetadas las definiciones establecidas al crear la base. También debe evitar las posibles incongruencias generadas por el uso sincronizado de la base por parte de varios usuarios. Del mismo modo, debe mantener la independencia física de los datos tanto de las aplicaciones a que se vaya a dedicar la base como incluso del tipo de hardware que se esté empleando. Finalmente, debe eliminar redundancias o duplicidades de los datos almacenados (Bracken y Webster, 1990; Star y Estes, 1990).

Las estructuras de bases de datos más empleadas en el entorno de los SIG son: los SGDB jerárquicos, los SGDB en red, los SGDB relacionales y los orientados a objetos.

- Las estructuras de datos jerárquicas se basan en las relaciones denominadas padre-hijo entre los elementos de la base de datos, de

modo que esa relación se establece entre los elementos superiores de la jerarquía y los inferiores.

- Las estructuras de datos en red se basan en que un elemento superior de la jerarquía puede tener varios de la inferior, pero estos elementos inferiores también pueden tener varios de las superiores. Es una relación de varios elementos de una categoría con varios elementos de otra categoría. La estructura de datos en red permite una mayor flexibilidad de consulta de los datos que en la estructura jerárquica.
- Las estructuras de datos relacionales se basan en una estructura de datos que utilizan una matriz de filas y columnas, denominada tabla. Todos los campos se encuentran a un mismo nivel dentro de la estructura y, por tanto, todos pueden ser considerados claves.
- Las estructuras de datos orientadas a objetos se basan en la premisa de que es artificial separar la definición de un objeto, que puede ser geográfico, de las operaciones realizadas con él. Por lo tanto, en este tipo de estructuras un objeto es entendido como una entidad que tiene un determinado estado representado por los valores de unas variables y por un conjunto de operaciones o métodos que operan sobre ella.

## **2.7. LOS SIG EN LA INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA**

La investigación científica no es ajena a la tecnología de los SIG; de hecho, muchas de las funciones que se han incorporado a los SIG partieron de las técnicas de investigación, tanto en el campo de los datos geográficos, como microscópicos e incluso astronómicos. Los SIG se han convertido en herramientas de apoyo muy efectivas, por lo que existen tres características que han permitido que los SIG se estén desarrollando de manera considerable:

- Cobertura de las necesidades del usuario.
- Soluciones eficientes.
- Soluciones rápidas.

La afirmación de que los SIG gestionan mapas a cualquier escala está demostrada por el amplio abanico de aplicaciones que los científicos han encontrado para los SIG, ya que en ellos tienen cabida desde las macrodimensiones del Cosmos hasta la escala microscópica de las células e incluso de los átomos.

Es evidente la necesidad de contar con las técnicas de los SIG en la investigación, aunque en algunos casos estos sistemas, por ser tan específicos, dejan de incluirse dentro de los SIG normales para formar sistemas específicos, si bien están basados en los mismos principios.

## 2.8. EL SOFTWARE DE SIG

En la actualidad se requiere información geográfica precisa en el menor tiempo posible y con costos económicos bajos. Para ello se han creado diversos sistemas que permiten lograr estos propósitos, con lo cual, procesos como la digitalización y el tratamiento de imágenes han ido adquiriendo una importancia creciente debido a las ventajas que ofrece el tratamiento digital de información.

Con el desarrollo de softwares especializados en procesos cartográficos y tratamiento digital de imágenes, las posibilidades de explotación de los resultados se amplían y simplifican permitiendo, por ejemplo, la generación automática de un Modelo Digital del Terreno (MDT), de ortofotos, la generación y visualización de imágenes tridimensionales, la extracción automática de entidades y elementos cartográficos (carreteras, edificios,...), etc. El fin es obtener un material de apoyo cartográfico.

El avance de la tecnología hace que los medios digitales sean cada vez más abiertos y extendidos en la sociedad y, por otro lado, que los SIG tradicionales puedan avanzar y ser desarrollados no sólo por organismos oficiales, sino por profesionales especializados. Por ello esta tesis doctoral tiene por finalidad poner a disposición del usuario común el potencial de esta nueva tecnología mediante la aplicación del sistema de análisis geoespacial TNTmips versión 6.9.

Este software es un Sistema de Información Geográfica Profesional licenciado, dotado de todas las herramientas necesarias para el procesamiento, producción y edición de información geoespacial a un nivel multidisciplinario, por ello en la actualidad es usado cada vez más dentro de la comunidad científica. Este paquete de software se encuentra instalado en más de 120 países en diversos idiomas y para aplicaciones muy variadas (medioambientales, ordenación del territorio, agrícolas, geológicas, etc.). Este software es una solución integrada para la creación, mantenimiento, análisis, y publicación de geodatos: imágenes (raster), representación vectorial, modelos de superficies, gestión de bases de datos relacionales, etc.

En este paquete de software existen varias aplicaciones, según la tarea a realizar:

- **TNTmips®** para crear, analizar, y mantener los geodatos. Abarca todas las funciones que realizan las aplicaciones que aparecen a continuación.
- **TNTedit™** para editar y mantener geodatos como fotos aéreas, mapas, imágenes de satélites, bases de datos relacionales, mediciones GPS y otras fuentes de materiales en raster, vector, CAD, TIN, bases de datos para uso en un sistema actual SIG, un portal web u otros productos.
- **TNTview®** para visualizar materiales geoespaciales en 2D y 3D.
- **TNTserver™** para publicar y exponer los resultados obtenidos en imágenes y mapas de geodatos en Internet o intranet. TNTclient es un “applet” basado en Java de fuente abierta descargable en su navegador para suministrar acceso e interactuar con TNTserver.
- **TNTatlas®** para navegar y usar un atlas con materiales de mapas, imágenes y bases de datos relacionales publicable en CD o en una LAN.

TNTmips desarrolla más análisis geoespaciales que cualquier otro producto. Ningún otro ofrece tantas características como TNTmips en el sistema operativo que se elija (Windows, MacOS, LINUX o UNIX).

TNTmips suministra todo lo que se necesita para crear, mantener, analizar y publicar todos los materiales geoespaciales. A diferencia de otros productos relacionados con el SIG (p. ej., ArcView y Arc/Info de ESRI), con TNTmips no es necesario adquirir una “suite” de productos de un fabricante o parches junto a soluciones de diversos proveedores. TNTmips hace todo en una sola plataforma con una estructura común de geodatos e interface de usuario.

Dependiendo de las fuentes, los geodatos pueden venir en una variedad diferente de estructura de datos que deben ser reconciliadas e integradas. Un verdadero análisis geoespacial sólo puede ser consumado cuando todos sus geodatos puedan ser usados en conjunto. TNTmips puede importar/exportar, desplegar, convertir, editar, combinar y analizar prácticamente todos los diferentes tipos de geodatos que se necesiten:

- **Vectores:** Los datos de un SIG vienen usualmente en forma de vectores con topología controlada. TNTmips usa objetos vector para cualquier tamaño y mantiene la topología en cada operación.
- **CAD:** Los datos espaciales como planos de edificios y planos de instalaciones son usualmente encontrados en formato orientado a componentes CAD.

- **Rasters:** Las imágenes son usadas para crear y actualizar geodatos representando la superficie de la tierra y su uso. TNTmips provee herramientas extensivas para la gestión, interpretación y análisis de imágenes. Cada raster puede ser del tamaño de gigabytes con valores de celdas de cualquier tipo de datos numéricos.
- **TINs:** Las superficies 3D son comúnmente almacenadas en formato TIN (Triangulated Irregular Network=Redes Irregulares Trianguladas). TNTmips crea y gestiona superficies usando TINs.
- **Bases de datos relacionales:** Ellas pueden suministrar colecciones extensivas de información geolocalizada. También son utilizadas como depositantes para los atributos que describen los componentes en todos los otros tipos de geodatos. TNTmips viene con su propia base de datos relacional orientada geoespacialmente y una interface para otros productos de bases de datos relacionales (Fig. 2.6).

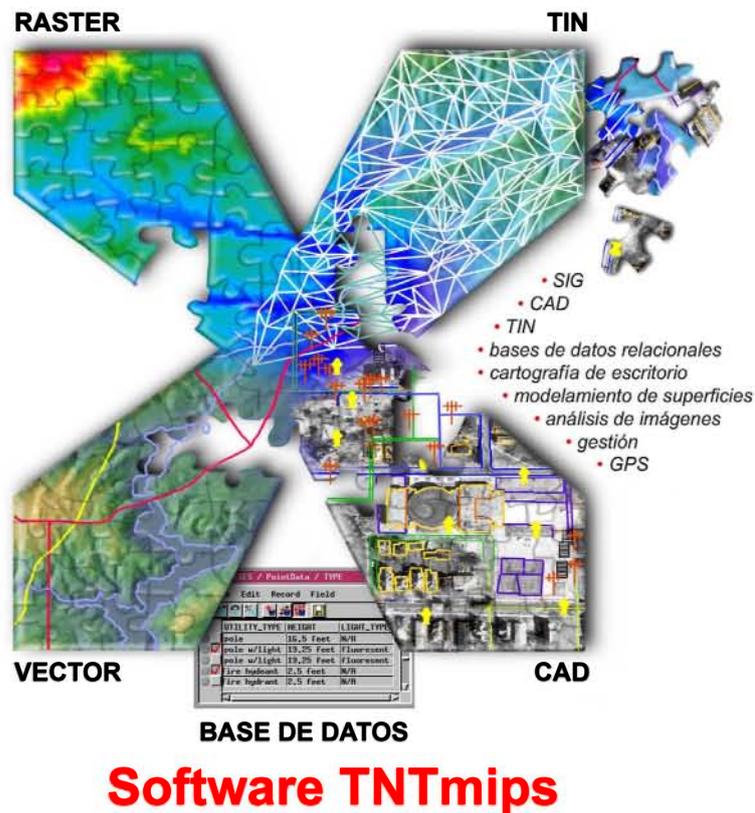


Figura 2.6: El software de SIG de TNTmips, destacando las aplicaciones principales que configura este entorno de SIG (Microimages, 2008).

Por otro lado, para los usuarios expertos, TNTmips provee el lenguaje de programación SML (Spatial Manipulation Language = Lenguaje de Manipulación Espacial). El SML puede ser usado para resolver problemas únicos, especiales o

crear herramientas de análisis geoespaciales personalizadas. SML provee cientos de funciones y clases tratando con importación/exportación, interacción del usuario, despliegue y análisis de materiales de proyectos de TNTmips.

Por tanto, TNTmips ha sido una completa integración SIG diseñado con los últimos avances de la era digital, suministrando todo lo que se necesita para crear, mantener, analizar y editar geodatos en proyectos de alta complejidad.

### **2.8.1. Softwares complementarios**

Para agilizar algunos trabajos del software TNTmips se ha optado por el uso de softwares complementarios que son exclusivos para el buen desarrollo de una determinada tarea. Estos softwares se citan a continuación:

- **WinTopo Pro:** Es un software que convierte las imágenes obtenidas de escáner u otras fuentes digitales, en datos vectoriales adecuados para los SIG. En este caso se han escaneado mapas topográficos históricos y se han vectorizado las curvas de nivel y el formato es compatible a cualquier software de SIG usado. WinTopo Pro aparte de disponer de numerosas herramientas para el tratamiento de imagen, y por tanto obtener una mejor vectorización, aplica los más avanzados algoritmos de vectorización.
- **MicroStation (Bentley):** Es un clásico del software en el mundo del CAD profesional. Debido a que los datos cartográficos originales disponibles están realizados en el entorno de este software, se ha tenido que usar para el manejo de las hojas topográficas en diversas escalas, separar los distintos niveles de los que dispone cada archivo CAD y seleccionar sólo aquellos niveles estrictamente necesarios para el desarrollo de esta Tesis. El formato de los datos obtenidos es compatible con cualquier software de SIG.

## **2.9. ORGANIZACIÓN DEL SIG PARA EL VULCANISMO HOLOCENO DE GRAN CANARIA**

Para el desarrollo del SIG se dispone de una serie de capas de información como la topografía, ortofotos, cartografía geológica y el trabajo de campo y gabinete que son claves para nutrir de información al SIG.

Uno de los objetivos de este trabajo consiste en la identificación de distintas superficies geomorfológicas del vulcanismo holoceno a partir del análisis y procesamiento digital de las imágenes raster y su utilización en un Sistema de Información Geográfica. Cada una de las unidades se organizan en función de las

características de la información espacial necesaria para su delimitación basándose en la resolución espacial de la imagen raster disponible y la escala de representación. Este estudio da lugar a una cartografía de detalle a escala 1/5.000 del vulcanismo holoceno procesado y editado en un Sistema de Información Geográfico.

Otro aspecto a destacar es el análisis visual y digital de las imágenes. A partir de su procesamiento, se analizan las características morfológicas, alineamientos, contactos, etc., para tener una interpretación geológica-geomorfológica. El trabajo se complementa con reconocimientos de campo para la delimitación de las diferentes unidades observadas en las imágenes, combinar criterios enfocados a determinar el origen de las diferentes morfologías y efectuar las correcciones y ajustes luego en gabinete, con el objetivo de aplicar criterios para discriminar litología, geología y geomorfología.

Los Modelos Digitales del Terreno se generan a partir de la topografía de la cual se dispone. Permiten establecer una base para las descripciones y cuantificaciones de las geomorfologías volcánicas holocenas en los tres momentos de evolución del terreno: el antes de la erupción, el después de la erupción y el estado actual. Asimismo, la elaboración y manejo de modelos digitales del terreno (MDT) resultan ser una herramienta fundamental para el reconocimiento de los parámetros morfométricos para cada una de las geoformas que representan este vulcanismo.

El Sistema de Información Geográfica (SIG) permite además relacionar la distribución espacial y temporal de estas superficies geomorfológicas con la información de los datos geocronológicos, así como con la información petrográfica y geoquímica.

A partir de las distintas unidades geológicas y geomorfológicas reconocidas, cartografiadas a escala 1/5.000, más toda la información que se ha incluido, no sólo la obtenida en trabajos de campo sino de gabinete, permite dejar abiertos trabajos futuros en relación a peligros volcánicos, de cómo puede afectar este vulcanismo a la población o como puede modificar la actividad antrópica este medio volcánico.

El figura 2.7 presenta un cuadro resumen que muestra las relaciones existentes entre las distintas capas de información consideradas.

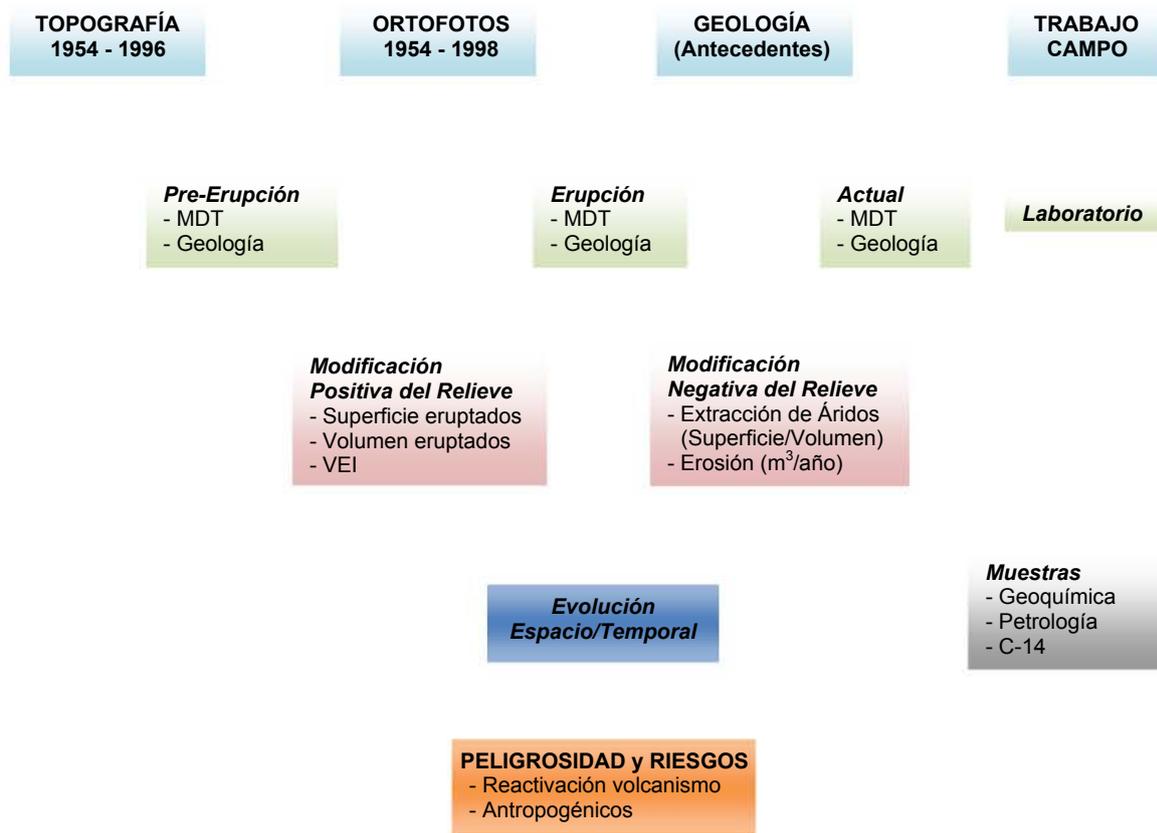
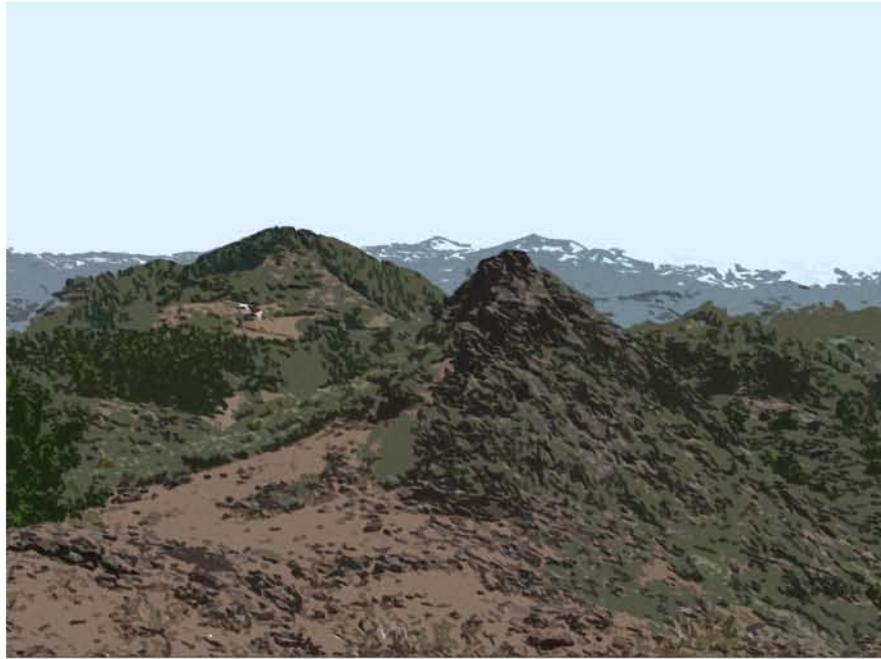


Figura 2.7: Diagrama resumen del desarrollo del Sistema de Información Geográfico para el vulcanismo holoceno de Gran Canaria. MDT, Modelo Digital del Terreno; VEI, Volcanic Explosivity Index.



*Vista desde el cono de la erupción del Montañón Negro*

### CAPÍTULO 3

# ***EL VULCANISMO DE GRAN CANARIA***

### 3.1. ISLAS OCEÁNICAS DE ORIGEN VOLCÁNICO

#### 3.1.1. Construcción de una isla volcánica oceánica

La evolución de una isla oceánica de origen volcánico representa una competición dinámica entre los procesos constructivos (actividad magmática) y los destructivos (erosión y deslizamientos gravitacionales). Solo unas pocas huellas de esta competición quedan reflejadas en las áreas emergidas de las islas, mientras que posiblemente sea en las “faldas” sumergidas donde se localice la mayor información. Por tanto, aunque la parte emergida de los edificios insulares es con gran diferencia la más estudiada y mejor conocida, no es, sin embargo, la más importante, ni en volumen ni en interés geológico.

En el marco de la Tectónica de Placas, la formación de montes submarinos e islas oceánicas se puede localizar en cuatro escenarios diferentes (Fig. 3.1):

- sobre o en las proximidades de dorsales (*ridges*) oceánicas en bordes divergentes;
- sobre o en las proximidades de fallas transformantes;
- en intraplacas; y
- en arcos de islas en zonas de subducción (bordes convergentes).

En todo el mundo existen numerosos ejemplos que se corresponden a estos escenarios, como son: Islandia, asociada al vulcanismo de la dorsal Centroatlántica; las Azores, en fallas transformantes; las Aleutianas, arco de islas y volcanes submarinos localizadas en una zona de subducción; y por último, las Islas Hawai'i y las Islas Canarias como claro ejemplo de vulcanismo en zonas de intraplaca.

Como el objetivo de esta investigación se enmarca en las Islas Canarias, relacionadas con el vulcanismo intraplaca, a partir de aquí sólo se considerarán los conceptos que se engloban en este contexto geodinámico sobre el origen de islas oceánicas volcánicas.

Los volcanes submarinos y las islas oceánicas en el escenario de intraplaca se forman alejados de los límites entre placas y su distribución depende de la persistencia de una fuente magmática y de la vulnerabilidad de la placa para que el magma alcance la superficie.

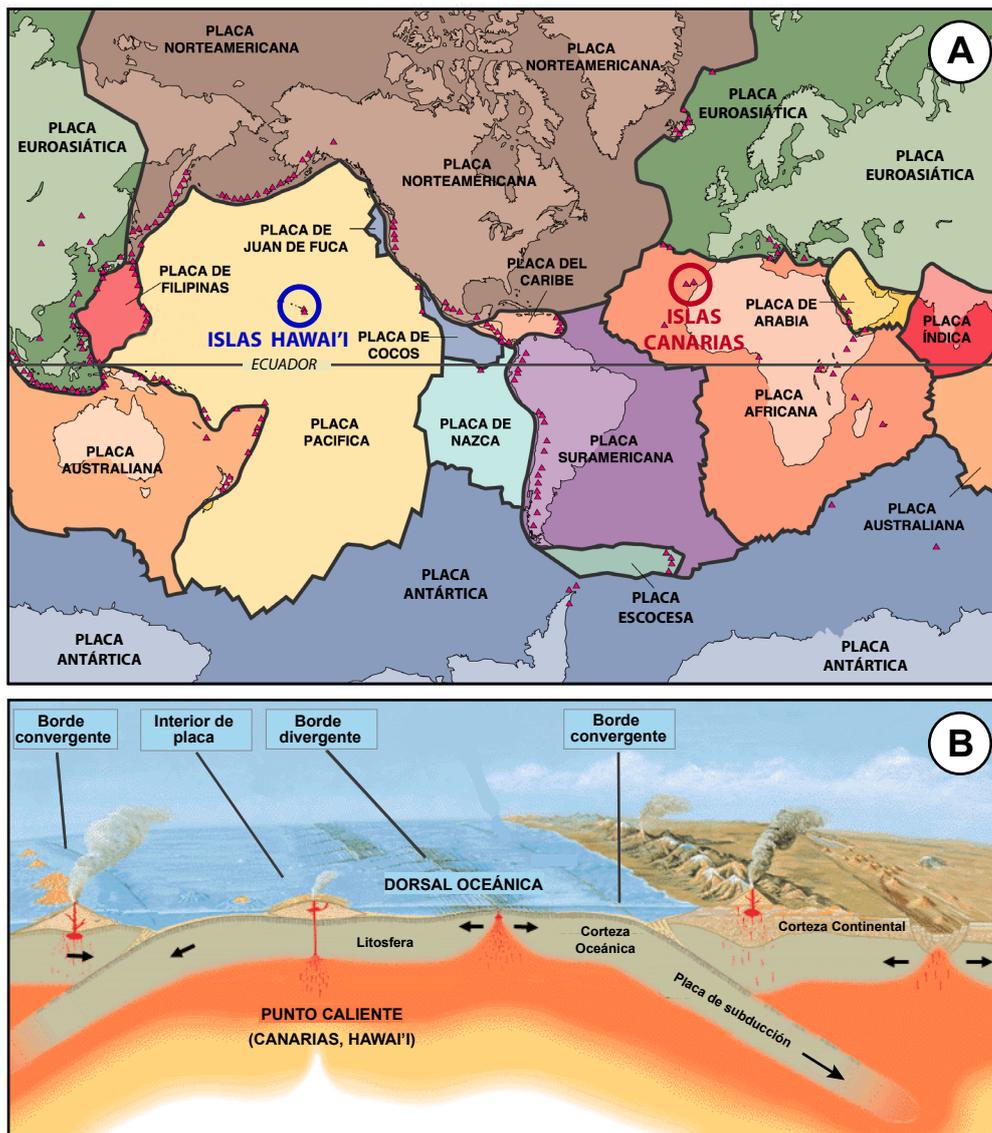


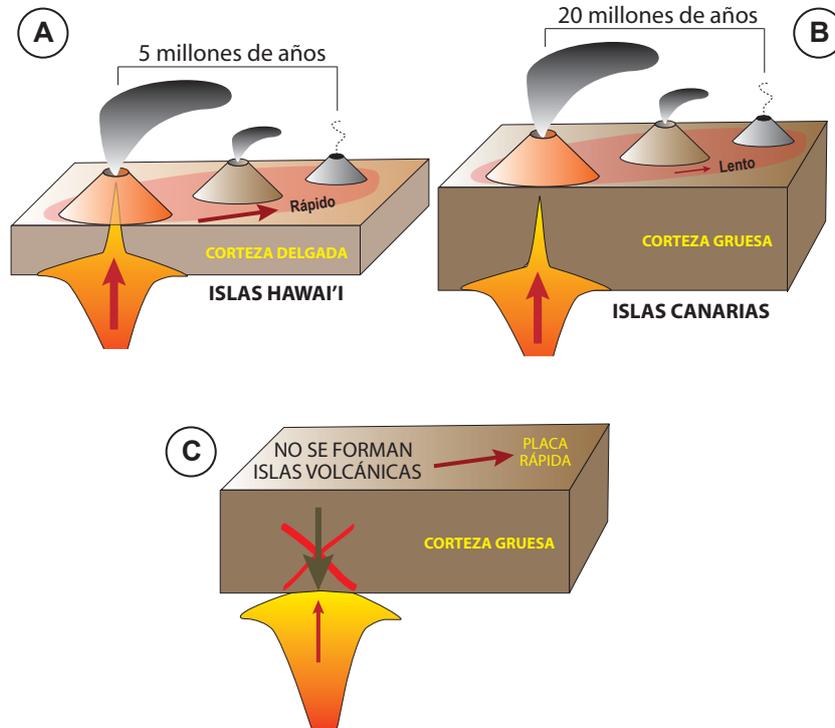
Figura 3.1: A) Localización de las Islas Canarias en el marco geodinámico de la Tectónica de Placas. B) Localización de los diferentes escenarios con vulcanismo (modificado de USGS, 2008).

Varios modelos describen las fuentes disponibles para generar el vulcanismo intraplaca (Fitton y James, 1986; Smith, 2003), cuyo origen se asocia a la existencia de plumas térmicas en el manto que dan lugar a la aparición de “puntos calientes” (*hot-spots*). Sólo algunos volcanes submarinos aislados en intraplaca se asocian a campos de estrés extensional, por tanto no generados por la acción de plumas mantélicas, como por ejemplo el volcán submarino Vesteris, situado en la cuenca oceánica en el mar de Groenlandia.

Según Gass *et al.* (1978) la vulnerabilidad de placa (**V**) se define en términos de espesor de la litosfera oceánica (**e**) y la velocidad de deriva (**u**):

$$V = K / eu^{1/2}$$

donde **K** es una constante que debe ser determinada empíricamente. Por lo tanto, la vulnerabilidad es la misma si el espesor de la litosfera oceánica es de 40 km y la velocidad de 1 cm/año, que si el espesor es de 10 km y la velocidad es de 16 cm/año (Menard, 1986). En el primer caso se encontrarían las Islas Canarias, asentadas sobre una litosfera oceánica vieja con un espesor de hasta 15 km, de edad Jurásica (150-180 Ma), situada en la Placa Africana que es muy lenta ( $\approx 0,12$  cm/año). En cambio, las Islas Hawai'i o Tahití se asientan sobre una litosfera oceánica joven, con un espesor de menos de 10 km, de edad Cretácica ( $\approx 70$  Ma), que se mueve muy rápido ( $\approx 10-12$  cm/año) en el seno de la Placa Pacífica. Las Islas Canarias tienen desde hace 35 millones de años el polo de giro de la placa (Polo Euler) al norte ( $56^\circ\text{N } 45^\circ\text{O}$ ), con un radio de giro de 3.800 km. En consecuencia la velocidad de la placa es lenta (0,12 cm/año) y por ello el magma tiene tiempo suficiente para perforarla aunque sea muy gruesa. En cambio, las Islas Hawai'i tienen un Polo Euler mucho más lejano, con un radio de giro de 13.000 km, por lo que la velocidad de la placa es mucho mayor (10-12 cm/año). Las Hawai'i sólo han podido formarse porque se hallan sobre una corteza muy delgada. Si la Placa Africana hubiera sido tan rápida como la Pacífica, el espesor de la corteza hubiera impedido la formación de las Islas Canarias incluso en presencia de una pluma térmica del manto de similares características que la Hawaiana (Fig. 3.2).



**Figura 3.2:** Vulnerabilidad de las placas oceánicas considerando el espesor y la velocidad de deriva: **A)** espesor pequeño y velocidad rápida (Islas Hawai'i); **B)** espesor grande y velocidad lenta (Islas Canarias); **C)** espesor grande y velocidad rápida (no se forman islas oceánicas) (Carracedo, 2008).

Aparte de las Islas Hawai'i y las Islas Canarias, existen otras muchas islas oceánicas que se forman en este contexto de intraplaca y que se relacionan con los puntos calientes, como por ejemplo Reunión, Azores, Galápagos y Madeira.

Para que se desarrolle una isla volcánica a partir de un volcán submarino, Walker (1990) desarrolló un modelo de formación y evolución de islas volcánicas asociadas a los puntos calientes. Este modelo evolutivo se divide en siete etapas: submarina (fase I), submarina (fase II), emergente, formación en escudo, inactividad volcánica, rejuvenecimiento y formación de atolón-guyot (Fig. 3.3). Este modelo fue concebido principalmente para las Islas Hawai'i, aunque en la actualidad es universalmente aceptado. A continuación se describen brevemente cada una de estas etapas:

- **Etapas submarina I:** la formación del volcán submarino se inicia con la intrusión de diques y sills en los sedimentos de los fondos oceánicos (sedimentos pelágicos) o directamente en la corteza oceánica. Caracterizada por una actividad volcánica de baja explosividad y generación de lavas almohadilladas (pillow-lavas) de gran diámetro en la base (Staudigel y Schmincke, 1984; Walker, 1990; Schmidt y Schmincke, 2000) (Fig. 3.3A).
- **Etapas submarina II:** el volcán submarino sigue creciendo tanto internamente (hasta un 50% del volumen total puede ser intrusivo) como externamente, con apilamiento de pillow-lavas de tamaños decrecientes. La mayor altura y pendiente del edificio hace que en sus flancos comiencen a producirse los primeros eventos de deslizamientos laterales (*landslides*), con la formación de depósitos de brechas de pillows y debris flows con clastos y matriz poco vesiculados (Staudigel y Schmincke, 1984; Schmidt y Schmincke, 2000; Schmincke, 2005) (Fig. 3.3B).
- **Etapas emergente:** una vez que el volcán submarino se encuentra cerca del nivel del mar, la presión hidrostática no puede frenar la exolución de volátiles resultantes de la interacción agua-magma. De esta forma la actividad volcánica se vuelve muy explosiva y los depósitos resultantes son fundamentalmente piroclásticos (erupciones hidromagmáticas). La resedimentación de los mismos, por acción del mar y la gravedad, genera debris flows y turbiditas en los flancos del edificio, cuyos componentes (clastos y matriz) muestran una gran vesiculación. En esta etapa la formación de una isla oceánica es inminente siempre y cuando el ratio de construcción sea superior a la tasa de denudación (Fig. 3.3C).

- **Etapa de formación en escudo:** en esta etapa comienza la fase de crecimiento subaéreo de la isla, que supone un 5-10% de su volumen total y es, con diferencia, la fase mejor conocida. La etapa en escudo (*shield* en la terminología anglosajona) es volumétricamente la más importante del crecimiento subaéreo, produciendo casi el 95% de su volumen (MacDonald y Katsura, 1964; Clague y Dalrympe, 1989) y al final de la cual prácticamente toda la superficie insular ha sido ya construida. Está caracterizada por un crecimiento muy rápido, continuación del submarino, con tasas eruptivas del orden de unos 5 a 10 km<sup>3</sup>/100 años, y la conformación de un complejo edificio poligénico en forma de escudo (gran diámetro basal y suaves pendientes). Los mecanismos eruptivos dominantes son de baja explosividad, hawaianos a estrombolianos. Asociados a este rápido crecimiento, tienen lugar deslizamientos gravitacionales en los flancos del edificio, provocando gigantescas avalanchas de materiales (*landslides*) que al penetrar en el mar pueden desencadenar tsunamis. En la isla, las cicatrices de estos deslizamientos dibujan anfiteatros abiertos hacia el mar. Asimismo, hacia el final de esta fase es corriente la creación de calderas de colapso vertical en sus cimas, conformando cámaras magmáticas mucho más reducidas y con una alimentación escasa, lo que provoca la aparición de una elevada variedad petrológica relacionada con procesos de diferenciación en cámaras superficiales (Fig. 3.3D).
- **Etapa de erosión e inactividad volcánica:** después de la etapa en escudo, que puede desarrollarse en menos de 1 Ma, tiene lugar un largo período de inactividad volcánica de entre 3 a 5 Ma en las Islas Canarias. Esto ocurre cuando la isla se aleja de la vertical del punto caliente mantélico, desconectándose de su zona principal de producción magmática, a la vez que penetra en un área de esfuerzos compresivos creados por los reajustes isostáticos que su crecimiento provocó. Durante esta fase, los agentes geológicos externos son los únicos encargados del modelado del relieve, generando típicos paisajes erosivos con profundos barrancos, plataformas de abrasión, etc. Aunque son en las fases de construcción volcánica donde mayores tasas de erosión y sedimentación se alcanzan, casi todos los depósitos sedimentarios terminan acumulándose en los flancos y faldas submarinas. Por el contrario, en esta fase de inactividad volcánica, donde el relieve ha sido suavizado, es posible la acumulación de potentes depósitos sedimentarios en régimen subaéreo (Fig. 3.3E).

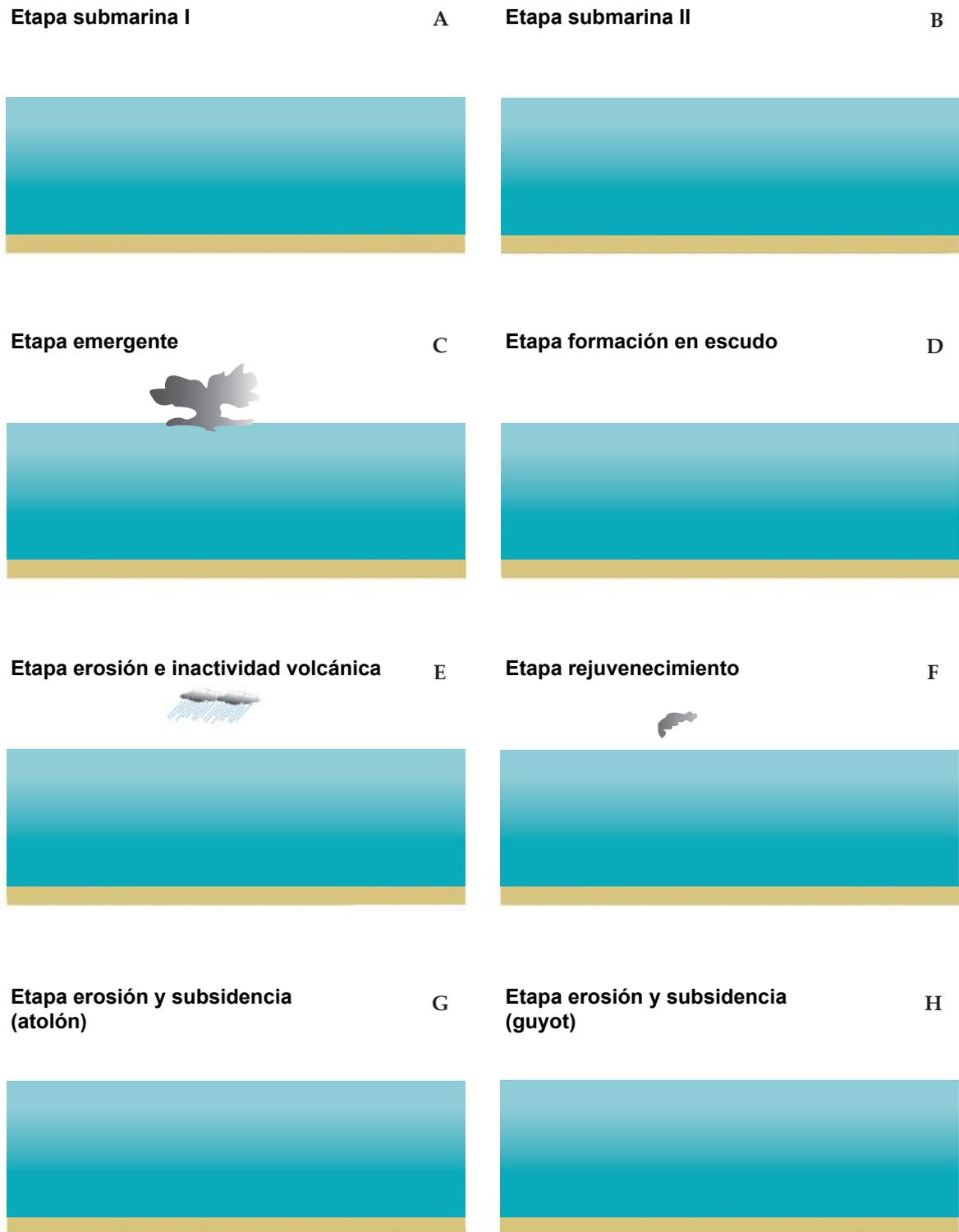


Figura 3.3: Etapas de crecimiento y evolución de una isla volcánica intraplaca (basado en Walker, 1990; Schmidt y Schmincke, 2000; Socorro *et al.*, 2005).

- **Etapa de rejuvenecimiento:** Después de este periodo de inactividad volcánica, sobreviene una reactivación del vulcanismo. Esto sucede cuando la isla penetra en campos de esfuerzos distensivos y aún presenta conexión con los márgenes del punto caliente. Las nuevas erupciones volcánicas, volumétricamente menos importantes respecto a la etapa de formación en escudo (tasas eruptivas inferiores a  $0,5 \text{ km}^3/100$  años) y muy dispersas tanto espacial como temporalmente, se limitarán a cubrir parcialmente los relieves erosivos previos. Debido a las menores tasas de fusión parcial en esta fase, el quimismo de los magmas será fuertemente alcalino y subsaturado (Fig. 3.3F).
- **Etapa de erosión y subsidencia (atolón-guyot):** La actividad volcánica en las islas cesa totalmente cuando la distancia a la vertical del punto caliente obliga a la formación de conductos con ángulos mayores de  $45^\circ$ . Asimismo, la isla va hundiéndose progresivamente a medida que lo hace la litosfera sobre la que viaja, transformándose en atolones (si la temperatura del agua permite el desarrollo de arrecifes) y, posteriormente, en guyots (a modo de conos truncados). Finalmente, el hundimiento es total, desapareciendo la isla y convirtiéndose de nuevo en un monte submarino (Fig. 3.3G-H).

Este modelo de construcción de una isla oceánica desarrollado por Walker (1990), como se indicó anteriormente, se basa principalmente en las observaciones llevadas a cabo en las Islas Hawai'i y algunos otros archipiélagos del Pacífico. Sin embargo, otro gran número de islas oceánicas, especialmente las del Océano Atlántico (incluyendo las Islas Canarias) no siguen todas las etapas definidas anteriormente. En la Figura 3.4 se compara la evolución de las Islas Hawai'i con las Islas Canarias.

Las etapas submarinas, de formación en escudo y rejuvenecimiento se muestran en ambos archipiélagos, la principal diferencia es la evolución durante la etapa de subsidencia. En las Islas Hawai'i las tasas de subsidencia son muy significativas, lo que conlleva a que las islas permanezcan emergidas no más de 5 Ma y se formen numerosos atolones y guyots. Por el contrario, en las Islas Canarias, asentadas sobre una litosfera oceánica mucho más vieja, potente y rígida, las tasas de subsidencia son escasas, permitiendo a las islas aflorar durante más de 20 Ma. Sólo los agentes geológicos externos pueden, en teoría, llegar a provocar la desaparición de estas islas por erosión. A modo de símil, si las tasas de subsidencia en el Archipiélago Canario fueran parecidas a las del Archipiélago Hawaiano, en la actualidad sólo permanecerían emergidas las islas más jóvenes, en este caso, La Palma y El Hierro (Carracedo, 2007).

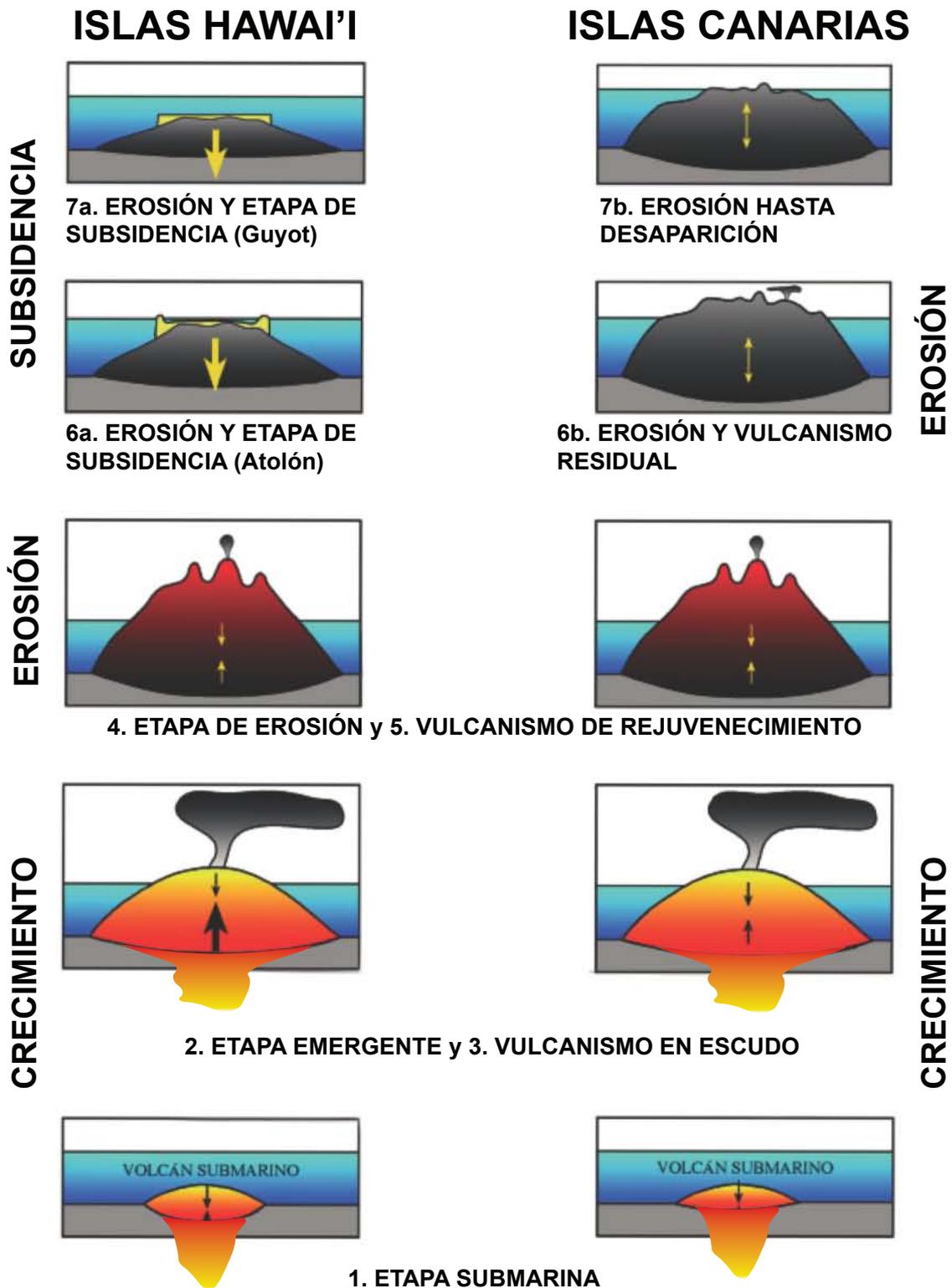


Figura 3.4: Comparación evolutiva entre las Islas Hawai'i y las Islas Canarias (modificada de Carracedo y Tilling, 2003).

### 3.1.2. Los plumas mantélicas y los puntos calientes

Las alineaciones de los montes submarinos e islas volcánicas de intraplaca, llevaron a Wilson (1963) a proponer el mecanismo de los puntos calientes o plumas del manto (*hot-spots o mantle plumes*) como responsable del desarrollo de este tipo de magmatismo de intraplaca oceánica. Ello se debe a que la formación de tales alineaciones es fácilmente explicable si la anomalía térmica subyacente permanece fija en un punto, en tanto que la corteza oceánica se va desplazando sobre ella. La intermitencia de la actividad eruptiva es la responsable del desarrollo de alineaciones de volcanes submarinos (*seamounts*). La hipótesis de “pluma mantélica” fue primero formulada por Morgan (1971) a partir de las primeras investigaciones de Wilson (1963). Morgan y otros autores señalan que el origen de las cadenas de islas volcánicas de intraplaca, como las Islas Hawai'i y las Islas Canarias, no se puede explicar sólo por la tectónica de placas. Es más, la mayoría de estas cadenas volcánicas muestran un aumento de la edad en una sola dirección, especialmente en las islas del Océano Pacífico.

Morgan (1971), en su hipótesis de vulcanismo intraplaca, denomina punto caliente a la sección más superficial de la pluma mantélica. La pluma mantélica podría definirse como el flujo ascendente caliente procedente de la capa térmica situada en el límite entre el manto y el núcleo (D”), a unos 2.900 km de profundidad, o también desde la discontinuidad en el manto a unos 700 km de profundidad.

Wilson (1963) y Morgan (1971) postulan que los puntos calientes son estacionarios respecto al manto mientras que la corteza se desliza sobre éste, por lo tanto, se forman cadenas de volcanes de los que solo está activo el que se encuentra en ese momento sobre la pluma de magma en ascensión.

Para tener un mayor conocimiento sobre el comportamiento de las plumas en el manto, Whitehead y Luther (1975) realizan los primeros experimentos en laboratorio. Determinan que la viscosidad de la pluma mantélica va a condicionar su forma. Por tanto, si la viscosidad de la pluma es mayor que la del material que la rodea se eleva en forma de dedo, mientras que si la viscosidad es menor se eleva en forma de hongo con cabeza y cola (Fig. 3.5).

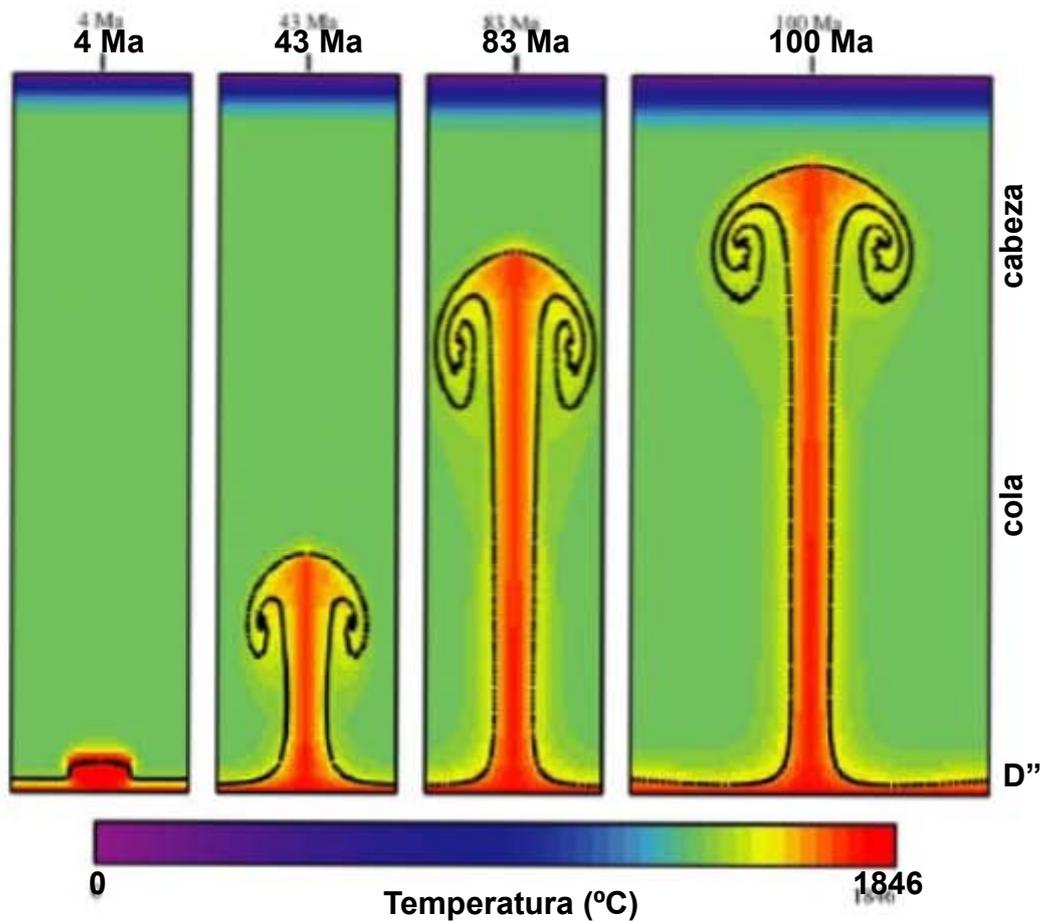


Figura 3.5: Crecimiento de una pluma térmica desde la capa térmica entre el manto y el núcleo (D'') que muestra las características de la cabeza y cola de la pluma. La cola es más delgada que la cabeza porque es más caliente, tiene una baja viscosidad, por lo que requiere sólo un conducto delgado por donde fluir (modificado de Davies, 2005).

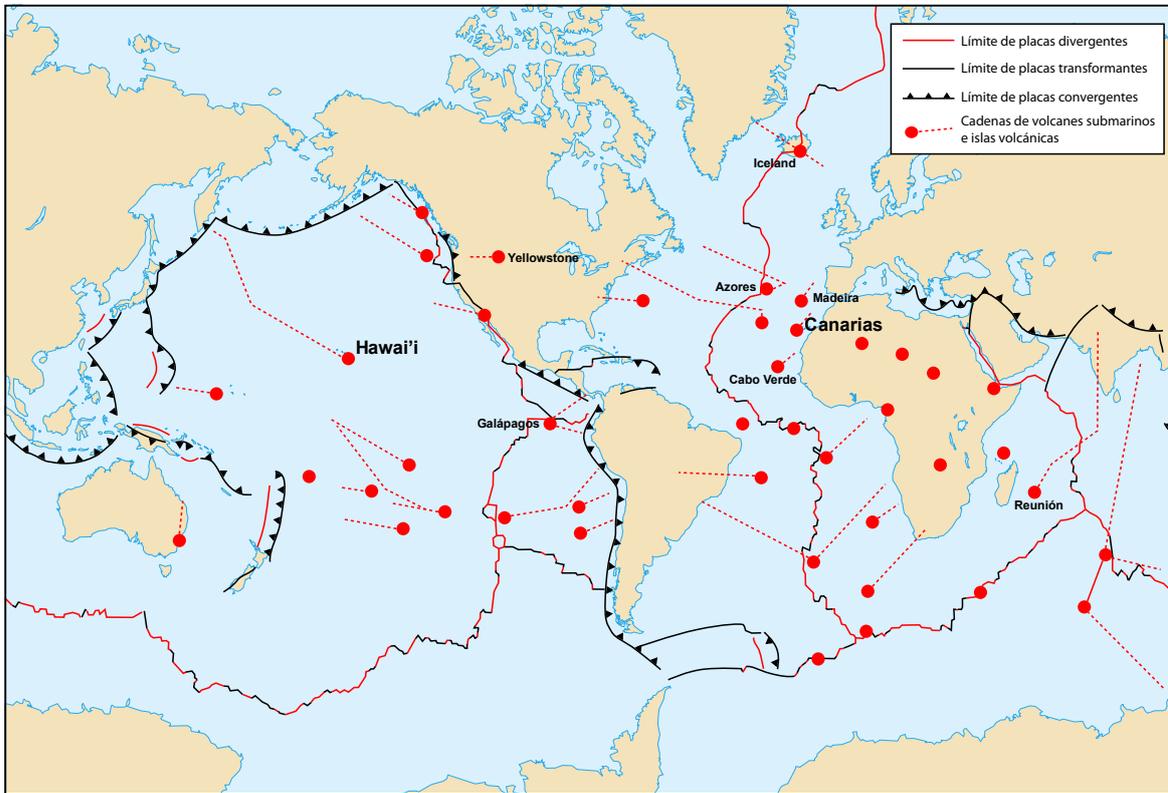
Griffiths y Campbell (1990) fueron los primeros en confirmar, tanto experimental como teóricamente la existencia de una pluma térmica, caracterizando la cola y cabeza, y distinguiendo la composición de la pluma en relación al aspecto térmico.

Según Condie (2001) los puntos calientes se caracterizan por:

- Abombamiento del suelo oceánico en sus inmediaciones, con un radio de acción que oscila entre los 1.000 a los 2.000 km.
- Tienen una actividad volcánica intensa (por ejemplo, Islas Hawai'i).
- Presentan un alto grado de flujo de calor, que probablemente sea el reflejo de la fuente de la pluma del manto.

Se han descrito entre 40 y 150 puntos calientes activos en la Tierra (Morgan, 1971; Duncan and Richards, 1991), que no siempre coinciden con escenarios de

intraplaca. Algunos se localizan próximos a las dorsales oceánicas (por ejemplo, Islandia) como también continentales (por ejemplo, Yellowstone). La figura 3.6 muestra la distribución de los puntos calientes en el mundo, así como las direcciones de movimiento de las placas que son indicadas por las alineaciones de cadenas de volcanes submarinos e islas volcánicas.



**Figura 3.6: Distribución de los principales puntos calientes en la Tierra (modificado de USGS, 2007; Schmincke, 2005).**

Desde hace más de tres décadas los puntos calientes se han adscrito prácticamente por unanimidad a la hipótesis de la pluma del manto formulada por Morgan (1971). Algunos ejemplos son los trabajos de Courtillot *et al.* (2003), Davies (2005), Campbell (2001 y 2007), Nolet *et al.* (2007), Tarduno (2007) y Hawkesworth y Scherstén (2007). Sin embargo, aún hoy, parte de la comunidad científica es escéptica en aceptar la existencia de la pluma térmica en el manto (Baski, 1999 y 2004; Foulger, 2004 y 2005; Foulger *et al.*, 2004; Herzberg, 2004; Anderson, 2000, 2001, 2003 y 2004). Estos autores consideran que el punto caliente no requiere flujos elevados de calor, ni tampoco tiene por qué seguir una edad decreciente sistemática de las islas en la dirección de alejamiento del punto caliente y que unos pocos si se explican por mecanismos alternativos (p. ej., fractura propagante) (Sheth, 2006 en <http://www.mantleplumes.org/Deccan.html>).

Estudios recientes en la placa del Pacífico y, en particular, en el archipiélago de Hawai'i, determinan que los puntos calientes no constituyen un marco de referencia fijo (Tarduno *et al.*, 2003; Tarduno, 2007 y 2008). De acuerdo con estos autores, mientras la placa del Pacífico se desplaza hacia el Norte, el punto caliente de las Islas Hawai'i se va desplazando hacia el Sur. La causa de que suceda este fenómeno podría ser por el abombamiento del manto. En caso de que fuera cierto, será necesario revisar y determinar las causas que motivan estos movimientos del punto caliente.

En recientes investigaciones de tomografía sísmica se han detectado evidencias directas de la existencia de plumas mantélicas (Montelli *et al.*, 2004, 2006; Nolet *et al.*, 2007). Las velocidades de las ondas P muestran que muchas de estas plumas mantélicas se encuentran enraizadas a profundidades mayores de lo que antes se pensaba, hasta alcanzar los 2.800 km (manto inferior). En zonas como Ascensión, Azores, Canarias, Pascua, Tahití y Samoa, las plumas comienzan en el manto inferior. Otros lugares no tan claros, incluyendo Hawai'i, pueden también llegar al manto inferior. Sin embargo, existen otras plumas que el límite se localiza en el manto superior, por lo que sugiere que la transmisión puede estar parcialmente separada en dos regímenes de profundidad (Fig. 3.7).

Estos puntos calientes, de hasta centenares de kilómetros de diámetro, suponen auténticas ventanas por las que no sólo emerge a la superficie magma profundo, sino que son conductos de escape de fracciones importantes del calor interno del planeta (Montelli *et al.*, 2004)

En resumen, si bien hay acuerdo general sobre la existencia de plumas mantélicas, aún sigue abierto el debate si son las únicas causantes de los puntos calientes o si están fijas o no en el manto (mayores detalles pueden encontrarse en la dirección web [www.mantleplumes.org](http://www.mantleplumes.org)).

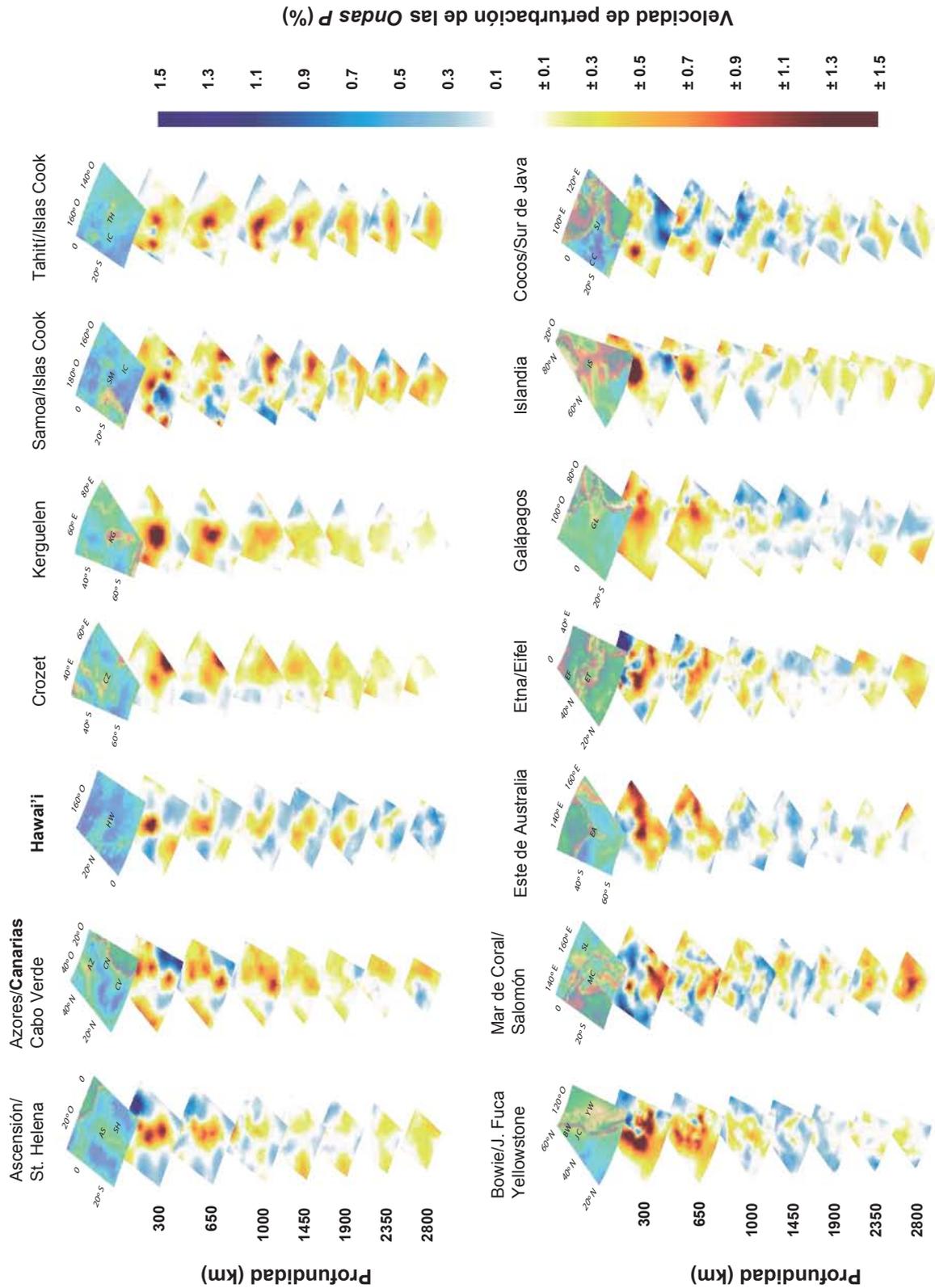


Figura 3.7: Imágenes obtenidas por tomografía sísmica (velocidades de ondas P) de algunos puntos calientes en el mundo (modificado de Montelli et al., 2004).

### 3.2. EL ORIGEN DE LAS ISLAS CANARIAS

#### 3.2.1. Marco geográfico

Las Islas Canarias se localizan al NO de la costa de África, entre las latitudes 27°37' - 29°25' N y las longitudes 13°20' - 18°10' O (Fig. 3.8).

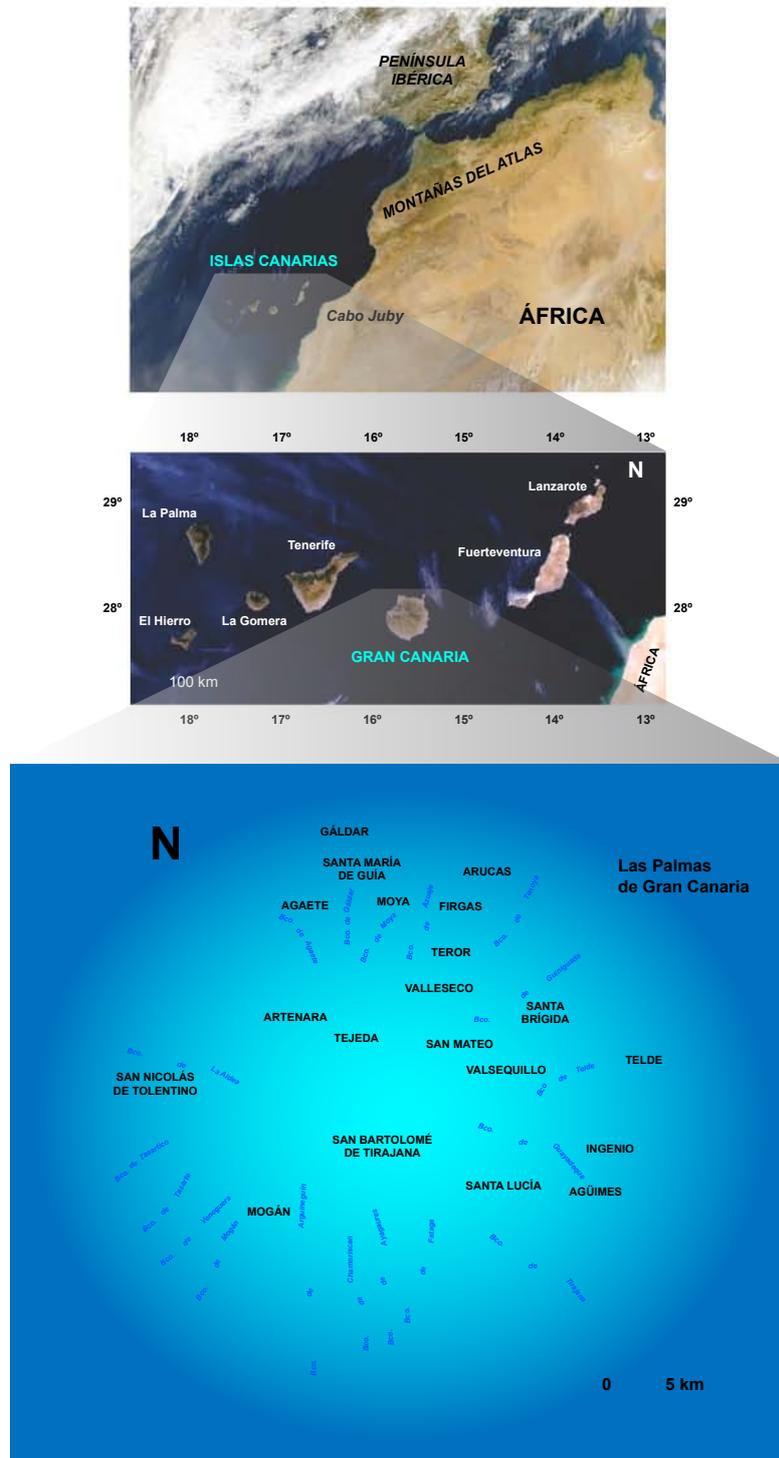


Figura 3.8: Imagen satélite general y de detalle de la localización de las Islas Canarias y Gran Canaria (imágenes NASA).

Forman parte de un conjunto de archipiélagos (conocidos como Macaronesia: Azores, Madeira, Canarias y Cabo Verde) situados en el Atlántico NE entre las latitudes 14° y 40° N (situación subtropical) y bordeando la costa Africana. El Archipiélago Canario está constituido por siete islas (Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, Tenerife, La Gomera, La Palma y El Hierro), cuatro islotes (Lobos al N de Fuerteventura, y La Graciosa, Montaña Clara y Alegranza al N de Lanzarote), y numerosos roques (Roque del Oeste o del Infierno y Roque del Este al N de Lanzarote, Roques de Anaga al N de Tenerife, Roques de Salmor al NO de El Hierro, entre otros). En total, la superficie emergida de las Islas Canarias asciende a 7.447 km<sup>2</sup>.

Gran Canaria ocupa una posición central dentro del archipiélago y, con una superficie aproximada de 1.532 km<sup>2</sup>, representa la tercera isla en extensión del mismo (ver figura 3.8). La isla soporta una densidad de población superior a los 523 habitantes/km<sup>2</sup>, lo que la convierte en una de las zonas de mayor sobreocupación de toda Europa.

Morfológicamente se presenta como un edificio cupuliforme, con una planta casi circular de unos 45 km de diámetro y un perfil transversal cónico coronado por una altitud máxima de 1.950 m (Pico de las Nieves). La isla se encuentra profundamente excavada por una red de barrancos que, partiendo desde sus zonas de cumbres, se dirigen radialmente hacia sus sectores costeros, originando importantes desniveles y configurando, en su conjunto, una orografía muy abrupta. El litoral es bastante irregular, con acantilados de gran verticalidad en la costa occidental que contrastan con suaves plataformas y amplias playas en los sectores costeros oriental y meridional.

Las grandes altitudes de la zona central de la isla determinan un marcado contraste climatológico entre sus vertientes septentrionales, más lluviosas y fértiles, y las meridionales, más secas y estériles. Ello es debido, fundamentalmente, a la influencia que los vientos alisios húmedos del N y NO ejercen sobre esas vertientes septentrionales durante gran parte del año (Marzol, 2000).

### 3.2.2. Marco geodinámico

El origen de las Islas Canarias ha sido y sigue siendo un tema de discusión para muchos investigadores. La gran mayoría de la comunidad científica apoya la hipótesis de la existencia del “punto caliente” (Morgan, 1971; Schmincke, 1976, 1982; Hoernle y Schmincke, 1993b; Carracedo, 1994, 1999; Carracedo *et al.*, 2002, 2008), mientras que otros han apoyado el modelo tectónico (Anguita y Hernán, 1975; Araña y Ortiz 1986, 1991). Más recientemente, Anguita y Hernán (2000)

presentaron un modelo que unificaba aparentemente ambas hipótesis, aunque esencialmente se trata de una actualización de la implicación del modelo tectónico en la formación de las Islas Canarias.

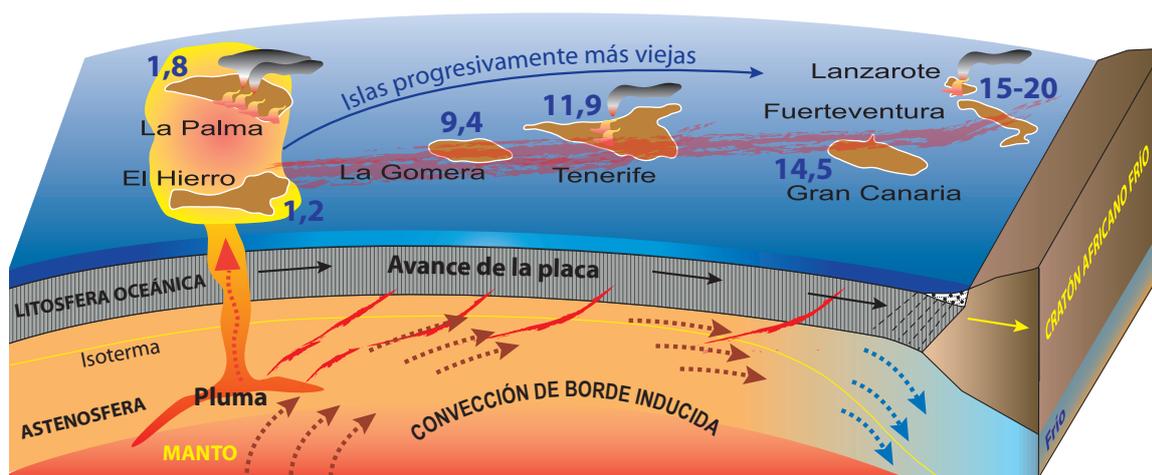
A continuación se presenta una perspectiva histórica de las hipótesis sobre el origen de las Islas Canarias:

- El modelo de la pluma del manto: El modelo original fue definido por Morgan (1971) para las Islas Hawai'i pero de igual manera lo aplica para las Islas Canarias. Un modelo en el cual una columna térmica surge desde las profundidades del manto alcanzando el manto superior y la litosfera, donde se produce su fusión parcial (Schmincke, 1973, 1982; Holik, 1991; Carracedo, 1994, 1999; Carracedo *et al.*, 2002, 2008; Paris *et al.*, 2005). Una variante de este modelo fue propuesta por Hoernle y Schmincke (1993b), en la que en lugar de una columna de magma continua desde el manto inferior, varias "gotas" de magma se separan hasta llegar a la litosfera.
- El modelo tectónico: Sugiere que las fracturas regionales son las causantes del ascenso de magma a la superficie. Anguita y Hernán (1975 y 1986) formulan que el origen de las Islas Canarias está relacionado con una fractura propagante originada durante la formación del Atlas. El carácter lineal del archipiélago se debe a la existencia de una gran fractura que prolonga la Falla del Sur del Atlas, una estructura compleja y discutida que termina en Agadir. La apertura de la falla descomprimiría la astenosfera provocando su fusión parcial y el vulcanismo asociado. Este proceso comenzaría en el Atlas y se propagaría hacia el Atlántico, lo que explicaría la migración espacio-temporal del vulcanismo. Después, una etapa de compresión en el Atlas cerraría la subida de magma, explicando los periodos inactivos. Los rasgos tectónicos del archipiélago quedarían justificados, ya que esta zona del Atlántico sería en realidad la prolongación de un área orogénica. Con este modelo los episodios volcánicos se relacionan con los periodos distensivos, en el cual la fusión del magma se genera por descompresión. Carracedo *et al.* (2002) argumentan en contra de este modelo que la litosfera oceánica con 150 Ma, en el margen africano de la región del Atlas, es considerablemente más fuerte que la litosfera continental lo que inhibe la propagación de una fractura continental en esta litosfera oceánica.
- Otro modelo tectónico es el conocido como de "bloques levantados" (Araña y Ortiz, 1986, 1991). Este modelo postula que el giro antihorario de la Placa

Africana al colisionar con la Placa Euroasiática genera un acortamiento de la corteza oceánica en Canarias que pudo comenzar hace unos 60 Ma. De esta forma, el levantamiento diferencial de bloques de corteza facilitaría el ascenso del magma durante los periodos sin esfuerzos tectónicos, con el subsiguiente vulcanismo generador de los edificios insulares.

- El modelo “combinado” o de síntesis combina aspectos de las hipótesis tectónicas con la existencia de una pluma mantélica (Anguita y Hernán, 2000). Del punto caliente toma la idea de un manto anómalo bajo las Islas Canarias; de la fractura propagante, la importancia del control tectónico en la producción y canalización (o interrupción) de los magmas; y de los bloques levantados, la explicación tectónica de la actual posición de las islas.

Sin embargo, la gran mayoría de los datos radiométricos, sísmicos, geoquímicos, cambios morfológicos y estructurales apoyan claramente el modelo del punto caliente actuando sobre una placa de movimiento lento (Schmincke, 1973, 1976, 1982; Hoernle *et al.* 1991, 1995; Hoernle y Schmincke, 1993; Carracedo, 1999; Carracedo *et al.*, 1998, 2002, 2008). Por último, pero no por ello menos importante, la geoquímica isotópica ha permitido conocer la huella que determina el origen de las Islas Canarias relacionándola con la pluma del manto. Tal es así, que la Figura 3.9 representa un escenario posible para el origen de Islas Canarias, en el que en la actualidad la pluma del manto está localizada bajo las islas de El Hierro y La Palma. La actividad volcánica residual o de rejuvenecimiento en las demás islas podría explicarse por la presencia de corrientes de convección en el manto, debido a la interacción entre la pluma del manto y el margen pasivo de la Placa Africana (Hoernle y Carracedo, 2009).



**Figura 3.9: Esquema del punto caliente como proceso generador de las Islas Canarias. Se indican las edades en Ma en que comenzaron a formarse las distintas islas (modificado de Carracedo *et al.*, 2008).**

El modelo del punto caliente apunta que la isla de Fuerteventura emergió aproximadamente entre los 21 y 20 Ma a unos 100 km del continente africano. Entre los 20 y 15 Ma, cuando Fuerteventura aún está en la etapa de formación en escudo, comienza a emerger la isla de Lanzarote. En torno a los 15-14 Ma emerge la isla de Gran Canaria. El vulcanismo se va desplazando progresivamente hacia el Oeste emergiendo entre 12 y 11 Ma la Isla de Tenerife. Con la formación de la Isla de La Gomera hace aproximadamente entre 10 y 9 Ma, se observa claramente como las islas van formando una alineación evidente en dirección ENE-OSO.

A partir de este momento (10-9 Ma), la aparición de nuevas islas cesa hasta que emergen de forma simultánea las islas de La Palma (1,8 Ma) y la isla de El Hierro (1,2 Ma). De esta forma, la alineación sencilla de islas desde Lanzarote a La Gomera cambia a una alineación doble a partir de la formación de esta última, formándose una isla al Norte (La Palma) y otra al Sur (El Hierro), perpendicular a la tendencia general del archipiélago (Fig. 3.10). Este caso es similar en Hawai'i, donde los volcanes Mauna Kea y el Mauna Loa se asocian con los cambios que se producen por el movimiento de la placa, por lo que la ubicación de los mismos se encuentra fuera del eje del punto caliente (Carracedo *et al.*, 2002).

Se han detectado un grupo de tres volcanes submarinos situados a unos 70 km al SO de la isla de El Hierro sobre fondos marinos en torno a 4.000 m de profundidad, el mayor de los cuales posee unas dimensiones de unos 1600 m de altura y 20 km de diámetro en la base. Estos volcanes submarinos, conocidos como Las Hijas (Rihm *et al.*, 1998), dentro de varios millones de años posiblemente serán las próximas islas volcánicas que constituyan el Archipiélago Canario.

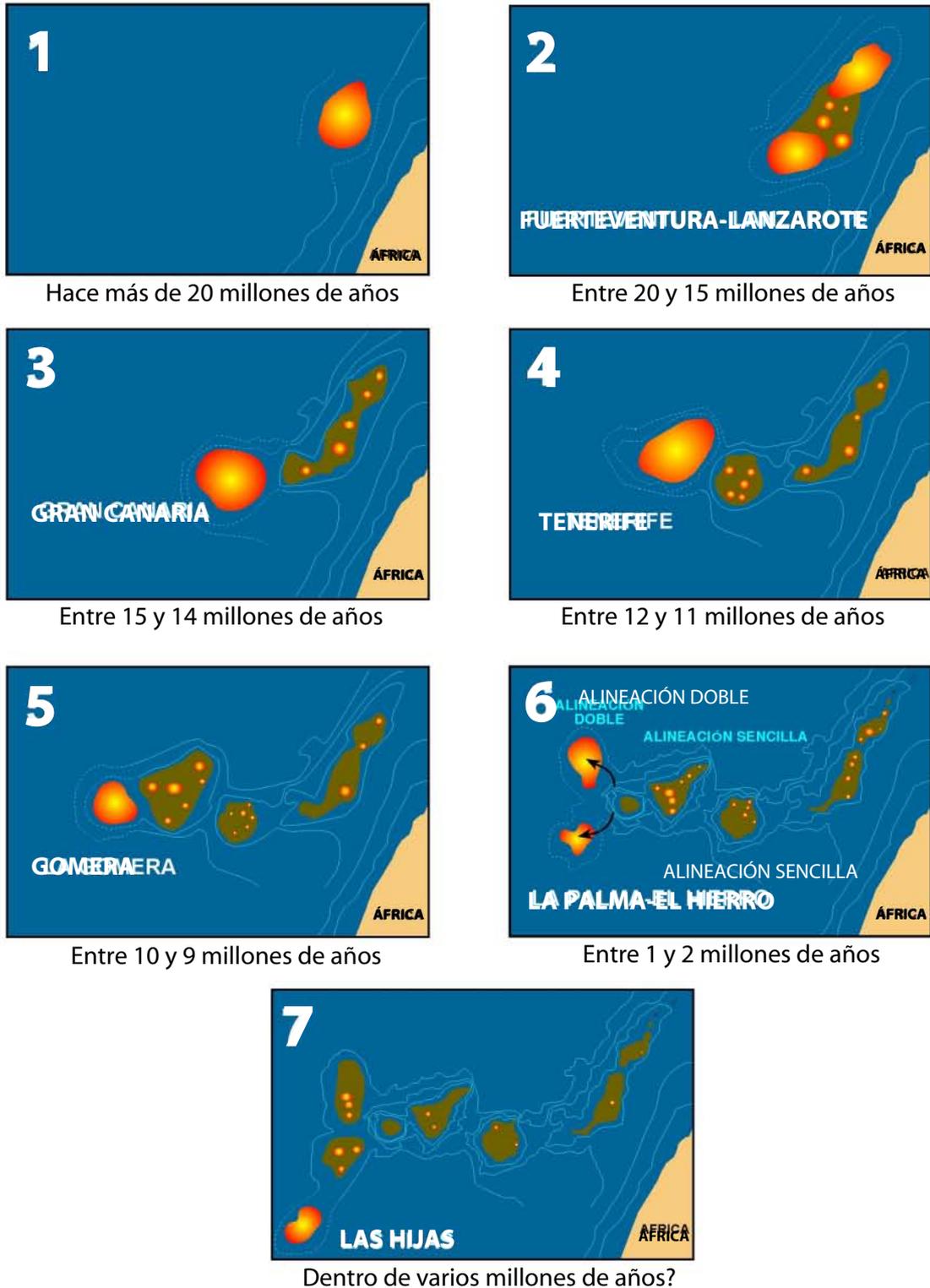


Figura 3.10: Desarrollo submarino y emersión secuencial de las diferentes islas del Archipiélago Canario. El intervalo de la emersión de las islas aumenta en el sector occidental por dos factores: la mayor profundidad y el cambio de la alineación de las islas de sencilla a doble al llegar a La Palma y El Hierro (modificado de Carracedo y Tilling, 2003).

La formación escalonada de las diferentes islas del Archipiélago ha ido acompañada con el desplazamiento de la placa y el ensanchamiento del Atlántico, por lo que las islas se han ido situando sobre un suelo oceánico progresivamente más profundo, llegando actualmente a los 4.000 m bajo las islas más occidentales. Por ello las islas han requerido un apilamiento de materiales volcánicos submarinos cada vez mayor para emerger.

Asumiendo que el origen de las Islas Canarias es por la existencia de un punto caliente y teniendo en cuenta las diferentes etapas de construcción y destrucción de las islas oceánicas intraplaca, puede asumirse que en la actualidad las islas de La Palma y El Hierro se encuentran en la etapa de formación en escudo. La Gomera es la única isla que se encuentra en la etapa de erosión o en reposo. Tenerife se encuentra en la etapa inicial de rejuvenecimiento y en su máximo desarrollo actual, mientras que Gran Canaria se encuentra en el tramo final de esta etapa de rejuvenecimiento. Por último, Lanzarote y Fuerteventura se encuentran en pleno proceso de desmantelamiento erosivo con escasa incidencia del vulcanismo de rejuvenecimiento (Fig. 3.11).

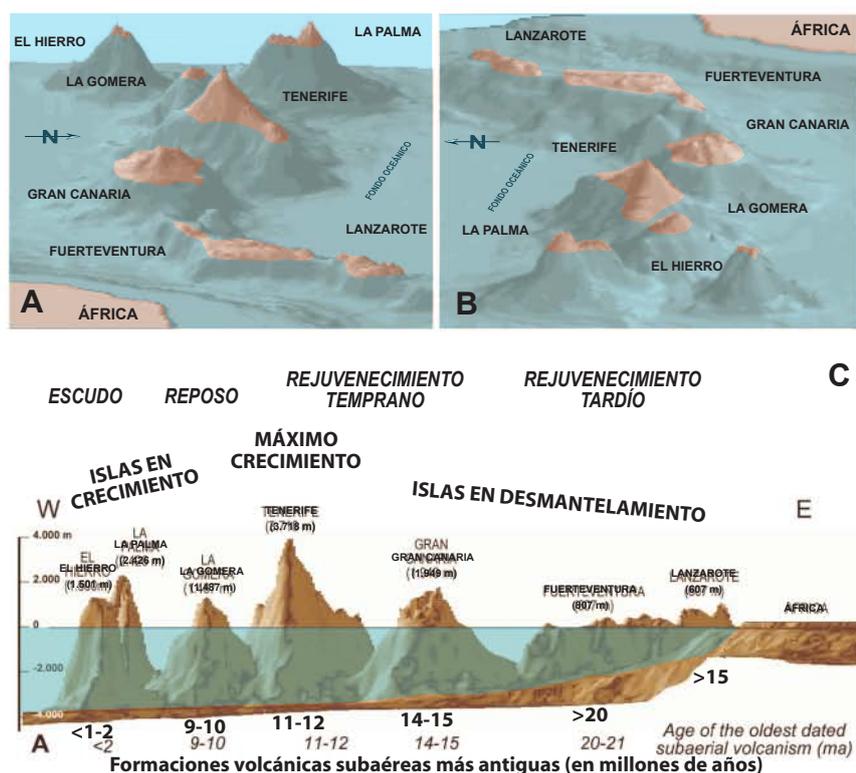


Figura 3.11: La parte emergida de cada una de las Islas Canarias representa aproximadamente el 10% del volumen total del edificio. Las figuras A y B muestran diferentes vistas del relieve de las islas hasta el fondo oceánico, de profundidad creciente hacia el Oeste; y en la figura C se muestra un perfil del Archipiélago mostrando la edad, etapa de evolución y máximas alturas de las diferentes islas (modificado de Carracedo *et al.*, 2002).

El marco geodinámico en que ha surgido y se ha desarrollado el archipiélago es muy peculiar, por esa proximidad a un borde continental pasivo (muy poco frecuente en las islas oceánicas de intraplaca) y por la naturaleza de la corteza oceánica en esa zona, entre las más antiguas (formada en el Jurásico, hace unos 165-176 Ma) (Schmincke *et al.*, 1998; Steiner *et al.*, 1998; Carracedo *et al.*, 2002; Ancochea *et al.*, 2004), frías y gruesas del planeta. Esta corteza oceánica, salvo en la parte occidental del archipiélago, donde está afectada por el rejuvenecimiento volcánico y es más débil y flexible, es extremadamente rígida y capaz de sustentar los edificios insulares desde hace millones de años sin signos evidentes de subsidencia (Carracedo y Pérez-Torrado, 2007). Esta característica es contraria a la mayoría de las islas de intraplaca, especialmente las islas Hawai'i, localizadas en la Placa del Pacífico, donde la corteza es joven, delgada y flexible, causando un rápido hundimiento de los edificios volcánicos formando atolones y guyots. Esto explica la larguísima historia volcánica de las Islas Canarias, con formaciones volcánicas emergidas de más de 20 millones de años, mientras que en las islas Hawai'i, las que tienen más de 6 millones de años ya se han hundido en el mar y desaparecido.

A pesar de que está generalmente aceptado que la corteza bajo las Islas Canarias es de tipo oceánico, aún subsisten dudas si bajo Lanzarote y Fuerteventura puede ser de tipo transicional (Araña y Ortiz, 1991; Schmincke, 1993; Pérez-Torrado, 2000; Carracedo *et al.*, 2002). No obstante, tanto los datos geoquímicos y naturaleza de los xenolitos encontrados en los depósitos volcánicos de estas islas, así como los más modernos datos sísmicos, apuntan también a una corteza oceánica que puede estar parcialmente enmascarada por la gran potencia de sedimentos acumulados en este sector entre África y Fuerteventura.

Por otro lado, estudios recientes a partir de una base de datos conformada por más de 8.000 km de perfiles sísmicos, procedentes de campañas realizadas entre los años 1978 y 2001 por las compañías petroleras EniEpsa, Hispanoil y RepsolYpf, permiten establecer una síntesis geológica de la cuenca sedimentaria localizada entre las islas de Fuerteventura y Lanzarote y la plataforma continental africana. La metodología utilizada se ve favorecida por la calidad y densidad de la malla sísmica, la temprana y persistente geometría plataforma-cuenca de este margen de tipo pasivo y la ausencia de deformación tectónica compresiva en todo el área. En los perfiles sísmicos al Este de Lanzarote y Fuerteventura no se detectaron fallas que conecten Canarias con África, en cambio, si se observan reflectores que por su contraste de amplitud sísmica, por su trazo rectilíneo, y por descender desde las islas, son interpretadas como pertenecientes a coladas volcánicas submarinas de edad Albiense-Cenomaniense (112-93,5 Ma), muy anteriores al inicio del levantamiento

del Atlas, que tuvo lugar durante el Cenozoico (últimos 65 Ma) (Martínez del Olmo y Buitrago, 2002).

Por tanto, la ausencia de tectónica compresiva en toda el área estudiada plantea serios problemas para relacionar el origen del archipiélago con la Cordillera del Atlas tal como postularon Anguita y Hernán (1975, 1986, 2000).

Otra diferencia importante entre las Islas Canarias y otras islas oceánicas es la existencia de un amplio abanico de composición de rocas, encontrando desde rocas básicas y subsaturadas (basanitas, nefelinitas, melilitas y basaltos) a productos intermedios (tefritas y traquibasaltos) y, por último, productos evolucionados (traquitas, fonolitas y riolitas peralcalinas). Las rocas toleíticas son muy raras en las Islas Canarias.

La composición más alcalina de la mayoría de los productos emitidos y la escasez de materiales toleíticos, se relacionan con una baja tasa de fusión parcial. Esta situación favorece la formación de magmas alcalinos en lugar de toleíticos, contrario de lo que sucede en las islas Hawai'i, en las que los magmas toleíticos desempeñan un papel importante en la construcción de los edificios volcánicos.

### **3.3. GEOLOGÍA DE GRAN CANARIA**

Gran Canaria, al igual que el resto de islas del archipiélago, viene siendo objeto de numerosos estudios geológicos desde finales del siglo XVIII. Entre ellos destacan una serie de trabajos monográficos que, sucesivamente, han permitido un conocimiento geológico detallado de la isla: Bourcart y Jeremine (1937); Hausen (1962); Fúster *et al.* (1968); Schmincke (1976, 1993). A finales de los años 80, el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) realiza la cartografía geológica de la isla, editando en 1990 los 15 mapas que comprenden la isla a escala 1/25.000 y en 1992 un mapa de síntesis de toda la isla a escala 1/100.000 (Balcells *et al.*, 1992). Asimismo, dentro del programa ODP (Ocean Drilling Project), en 1994 se realiza una campaña de perforación de las faldas sumergidas de Gran Canaria, cuyos resultados fueron publicados en el volumen 157 del ODP (Weaver *et al.*, 1998). Recientemente, dentro de los volúmenes sobre Geología de España editados por la Sociedad Geológica de Londres, primero, y la Sociedad Geológica de España, posteriormente, se encuentran capítulos de síntesis sobre la evolución geológica de las Islas Canarias, en general, y sobre Gran Canaria en particular (Carracedo *et al.*, 2002; Ancochea *et al.*, 2004). Por último, en el marco del VII Congreso de España en 2008, se editaron una serie de guías geológicas en la que se encuentran capítulos dedicados al archipiélago en su conjunto (Carracedo *et al.*, 2008) y a Gran Canaria en particular (Pérez Torrado, 2008).

La evolución de Gran Canaria ha sido objeto de numerosas revisiones, algunas de las cuales son contradictorias entre sí. Sin embargo, a grandes rasgos, su evolución geológica sigue las pautas generales de cualquier isla volcánica de punto caliente, por lo que puede dividirse en tres etapas (Tabla 3.1 y Fig. 3.12):

- Etapa de crecimiento submarino.
- Etapa juvenil (14,5 a 7,3 Ma), que incluye la fase en escudo, caldera y post-caldera, con magmatismo tanto extrusivo como intrusivo.
- Etapa de rejuvenecimiento o post-erosiva (5,5 Ma hasta la actualidad).

Estas dos últimas etapas las separa un amplio periodo de inactividad volcánica de unos 3 millones de años (Carracedo *et al.*, 2002; Pérez Torrado, 2008) ya que los últimos eventos volcánicos de la etapa juvenil se han datado en unos 8,8 Ma.

EDAD Ma	NATURALEZA DE LOS MATERIALES	PROCESOS VOLCÁNICOS MÁS DESTACADOS	VOLUMEN km <sup>3</sup>	ETAPA	
PLIOCUATERNARIO	2,9	Foiditas - Basanitas Traquibasaltos	Calderas freatomagmáticas <i>Post-Roque Nublo</i>	REJUVENECIMIENTO	
		Basanitas - Fonolitas	Rift NO-SE		
		Basaltos alcalinos - Traquitas	Estratovolcán <i>Roque Nublo</i>	≥ 200	
MIOCENO	5,5	INTERVALO DE INACTIVIDAD VOLCANICA			
	7,3	Depósitos aluviales y marinos			
	8,8	Cone-Sheet Intrusiones intracaldera Sienitas	Estratovolcán? Fonolitas Traquitas	≥ 500	JUVENIL
	13,3		Relleno Caldera	≥ 250	
		Riolitas peralcalinas - Traquitas	Ignimbritas (HARI)	≥ 300	
	14,0	Basaltos alcalinos	Volcán/es en escudo Erupciones fisurales	≥ 1.000	
	14,5	VULCANISMO SUBMARINO			≥ 8.700

VULCANISMO SUBAÉREO

Tabla 3.1: Cuadro resumen de la división cronoestratigráfica de Gran Canaria e indicación de los procesos más destacados en cada una de sus etapas evolutivas (modificado de Pérez Torrado, 2008).

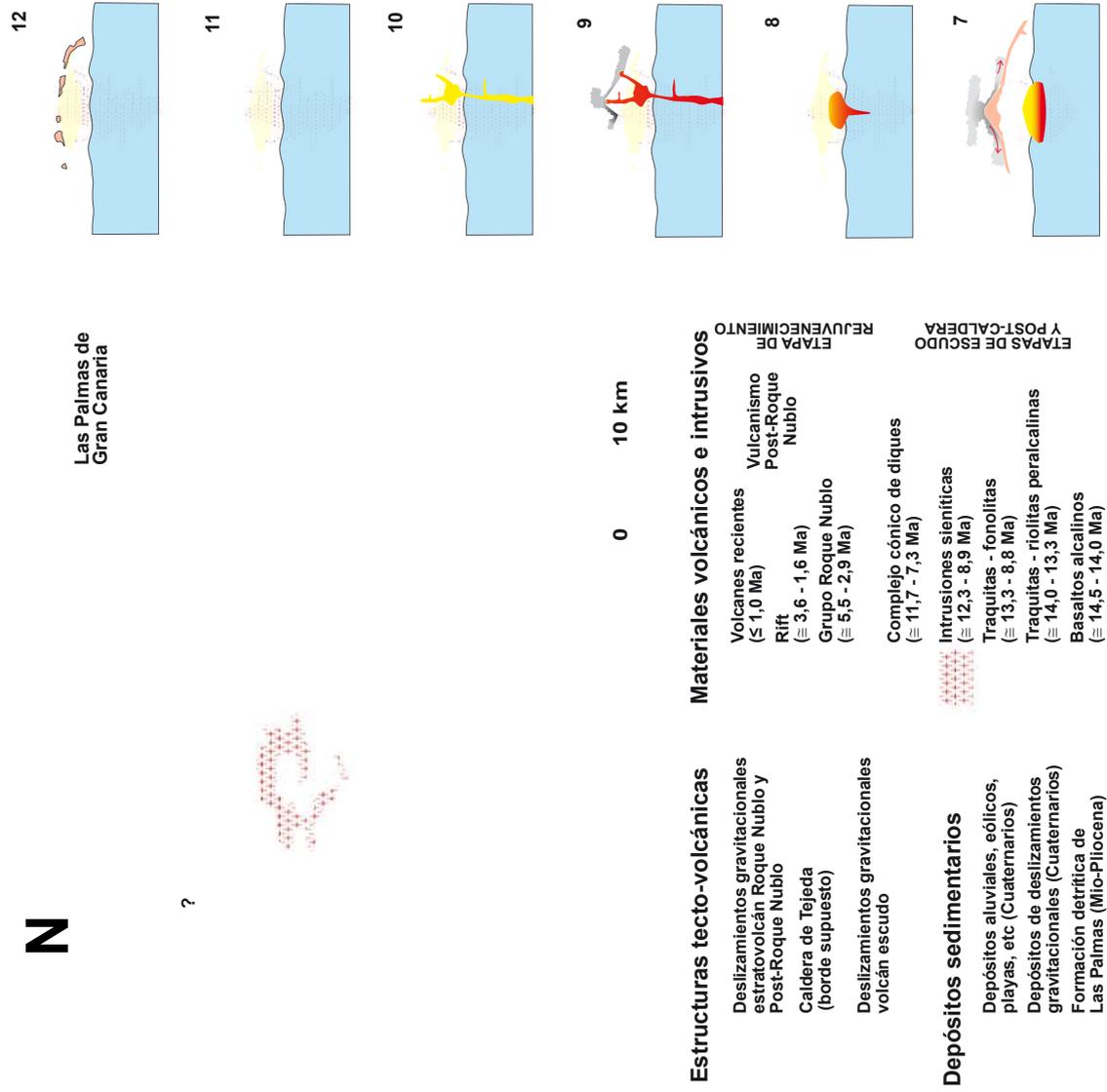


Figura 3.12: Mapa geológico simplificado de Gran Canaria y secuenciación mediante perfiles de las distintas fases evolutivas de construcción de la isla hasta la actualidad (modificado de Balcells et al., 1992; Carracedo et al., 2002; Socorro et al., 2005; Pérez Torrado, 2008).

### 3.3.1. Etapa de crecimiento submarino

En Gran Canaria no se han encontrado afloramientos volcánicos submarinos correspondientes a esta etapa de crecimiento. Los únicos datos que se cuentan para esta etapa proceden de campañas oceanográficas, fundamentalmente la desarrollada en 1994 dentro del programa ODP (Leg 157). Así, los perfiles sísmicos y batimétricos indican que esta etapa supone más del 90% del volumen total de la isla (Schmincke y Sumita, 1998). En cuanto a los sondeos, solo perforaron unos 300 m de materiales, básicamente tobas de hialoclastitas y depósitos de debris flow, todos ellos interpretados como derivados de erupciones submarinas someras (<500 m) (Schmincke y Segschneider, 1998). No existe discordancia entre estos depósitos y los subsiguientes derivados de erupciones subaéreas, sino que, al contrario, en ciertos testigos se observan intercalados y los datos geoquímicos indican una fuente magmática común para ambos materiales (Schmincke y Segschneider, 1998). Todo lo cual parece sugerir que la transición submarina-subaérea de la isla solo viene marcada por un cambio en el estilo eruptivo y ambas etapas forman parte de un mismo proceso magmático constructivo. Es precisamente a lo largo de este proceso constructivo donde se registran las mayores velocidades de aporte de materiales a las faldas sumergidas de la isla, más de 150 m/Ma lo cual da idea de la rapidez con que se desarrolló. Por ello, aunque no se tienen datos geocronológicos precisos para la etapa submarina, Schmincke y Sumita (1998) estiman que no se extendió más allá de los 16 Ma (ver 1 y 2 en figura 3.12).

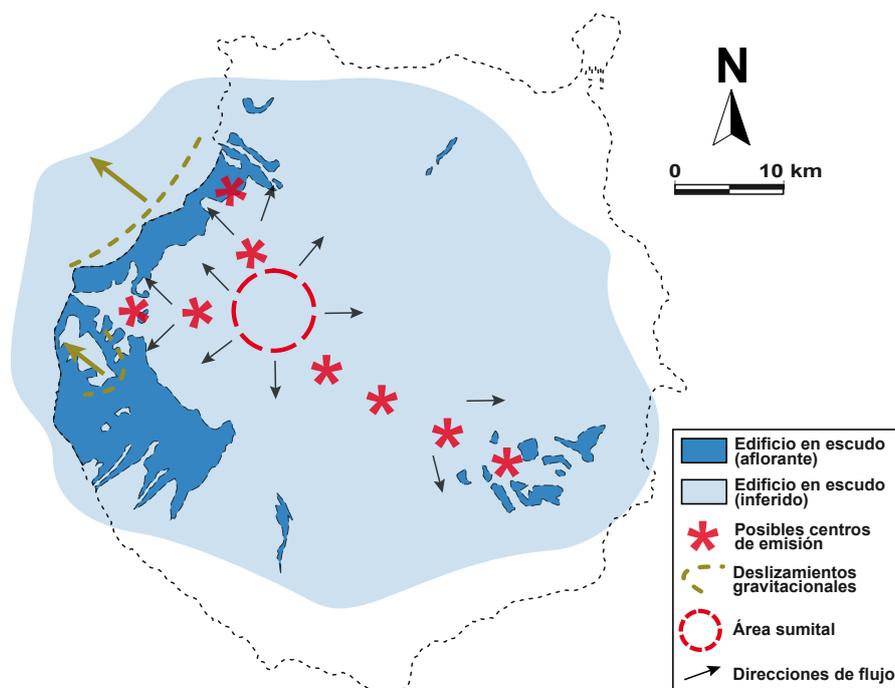
### 3.3.2. Etapa juvenil

Es el estadio de mayor duración en el crecimiento de la isla, prolongándose desde los 14,5 hasta los 8,8 Ma. Comprende tres etapas bien diferenciadas que se corresponden con el crecimiento de un volcán/es en escudo (*shield stage* en la terminología anglosajona), el desarrollo de una caldera de colapso y la posterior reactivación volcánica post-caldera.

#### 3.3.2.1. Edificio en escudo

Se corresponde con la emisión de más de 1.000 km<sup>3</sup> de lavas que conformaron un edificio volcánico complejo en escudo, con alturas subaéreas máximas de 2.000 m y diámetro semejante al de la isla actual, pudiéndose extender incluso algunos kilómetros más hacia el Oeste (Balcells *et al.*, 1992; Schmincke, 1993; Carracedo *et al.*, 2002, Pérez Torrado, 2008). En la actualidad estos materiales afloran fundamentalmente en los acantilados costeros del O y SO de la isla, donde pueden alcanzar potencias de hasta 1.000 m.

El mecanismo de emisión subaérea fue de tipo hawaiano, con emisión continua de lavas (basaltos alcalinos a traquibasaltos) y escasas intercalaciones piroclásticas, alimentado a través de una red de diques (ver 3 en figura 3.12) (Fúster *et al.*, 1968). Las edades obtenidas para esta etapa indican un breve periodo de tiempo de emisión, entre 14,5 y 14,0 Ma. (McDougall y Schmincke, 1976; Bogaard *et al.*, 1988; Bogaard y Schmincke, 1998) (Fig. 3.13).



**Figura 3.13: Distribución de los materiales volcánicos correspondientes a la etapa inicial del edificio en escudo, marcando tanto las posibles alineaciones de rift como los deslizamientos ocurridos en esta etapa (14,5 - 14,0 Ma) (modificado de Socorro *et al.*, 2005).**

En los sectores del SO de la isla existe un contacto netamente discordante entre materiales de esta etapa. La morfología de este contacto (a modo de cubeta), la presencia de un potente nivel de brechas a lo largo de gran parte del mismo y la escasa diferencia de edad entre las lavas situadas encima y debajo, parecen sugerir la existencia de un gran deslizamiento gravitacional que afectó al flanco SO del edificio volcánico (Schmincke, 1976, 1993). Por otro lado, la morfología costera en arco que se extiende en el NO de la isla (desde La Aldea hasta Agaete), también ha sido sugerida como cicatriz de otro gran deslizamiento gravitacional (Coello Bravo y Coello Bravo, 1999) (ver 4 en figura 3.12).

No se conoce con exactitud la morfología del volcán o volcanes surgidos en esta etapa. Schmincke (1976, 1993), establece tres posibles centros de emisión: uno al NO de la isla (cerca de Agaete), otro al O (alrededor de La Aldea), y el tercero al SE (próximo a Agüimes). Schmincke y Sumita (1998) especulan con otro posible

cuarto centro al N de la isla (cerca de Arucas), proponiendo además una migración en la actividad volcánica de E a O, lo que convierte al centro del O en el más joven. Sin embargo, Balcells *et al.* (1992), basados en la distribución espacial de los diques, proponen la existencia de un centro principal de emisión ubicado en el centro-oeste de la isla. Dado que esta etapa culmina con la formación de una gran caldera de colapso, la morfología apuntada por Balcells *et al.* (1992) parece más plausible, y tal vez los centros indicados por Schmincke (1976, 1993) y Schmincke y Sumita (1998) pudieron funcionar como zonas de rift de ese gran edificio central en escudo (ver figura 3.13).

### 3.3.2.2. Caldera de colapso

En los momentos finales de la formación del volcán en escudo, parece generarse una cámara magmática riolítica emplazada a escasa profundidad ( $\approx 4-5$  km) y alimentada periódicamente por un reservorio basáltico más profundo, sublitosférico ( $\approx 14$  km) (Freundt y Schmincke, 1992). Ese magma riolítico provoca las primeras erupciones altamente explosivas en la isla y subsiguiente formación de ignimbritas. Posiblemente, la rapidez en la emisión de las lavas del vulcanismo en escudo, unido al brusco vaciado de la cámara magmática riolítica en estas erupciones ignimbríticas, fueron la causa del colapso de la zona sumital del edificio insular y formación de la denominada Caldera de Tejeda (Schmincke, 1967; Hernán, 1976) (Fig. 3.14 y ver 5 en figura 3.12).

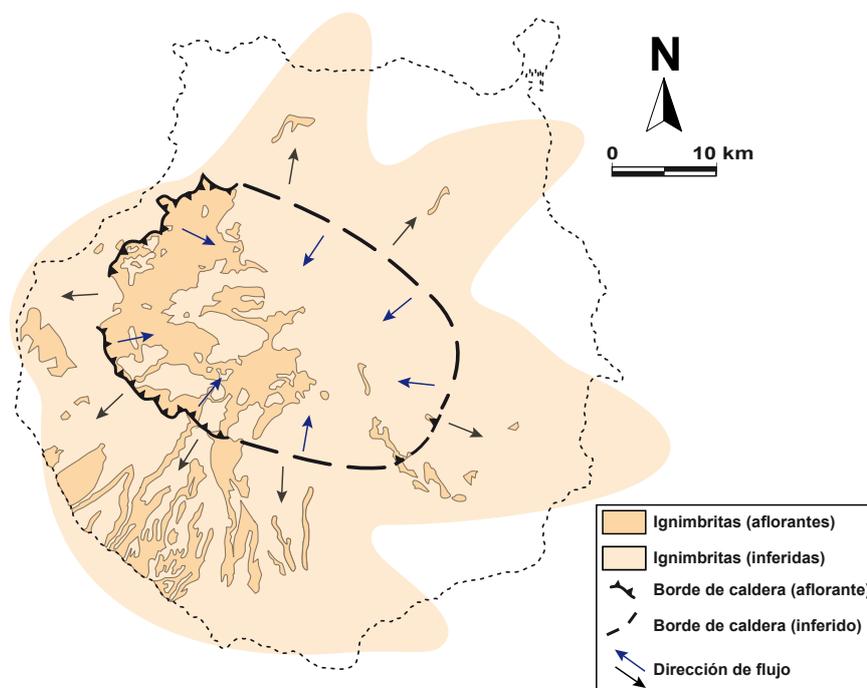


Figura 3.14: Distribución de depósitos traquíticos-riolíticos emitidos en la primera fase de resurgencia caldérica y delimitación de la Caldera de Tejeda (14,0 - 13,3 Ma) (modificado de Socorro *et al.*, 2005).

Esta caldera, con una morfología elíptica en planta, dimensiones de unos 35 km en su eje mayor (NO-SE) y unos 20 km en su eje menor (NE-SO), y un salto interno del colapso estimado en unos 1.000 m, constituye el rasgo tecto-volcánico más importante de Gran Canaria y que además es único en el Archipiélago Canario. En la actualidad, solo es observable su mitad occidental a lo largo de un perímetro de unos 30 km, en los que normalmente viene marcado por la presencia de unos niveles de alteración hidrotermal (“Azulejos” en la toponimia local) afectando a los depósitos piroclásticos intracaldéricos (Cabrera *et al.*, 2006; Donogne *et al.*, 2008). Las superficies de contacto definidas por la caldera no son muy verticales, con un buzamiento medio de unos 45° siempre hacia el interior de la isla (Schmincke, 1967, 1993; Hernán, 1976).

Al mismo tiempo que se inicia el colapso caldérico, la cámara magmática somera está siendo rellenada por magma basáltico, el cual, debido a la presión que ejerce el bloque hundido (*cauldron block*), se ve violentamente expulsado a través de las fisuras de la caldera a modo de nuevas erupciones ignimbríticas (Freundt y Schmincke, 1992). El conjunto de estos depósitos ignimbríticos riolíticos a basálticos, con volumen emitido de unos 80 km<sup>3</sup>, forman una unidad de enfriamiento (*cooling-unit*) denominada P1 en la nomenclatura de Schmincke (1993) de hasta 30 m de potencia, que recubre a los basaltos del edificio en escudo sobre una superficie mayor de 400 km<sup>2</sup> alrededor de la caldera. Esta amplia distribución superficial, así como la relación causa-efecto con el colapso caldérico, hace de esta unidad P1 un excelente nivel guía para la reconstrucción de aspectos tan importantes como edad del colapso, morfología de los márgenes de la caldera, saltos de fallas, etc. Datado por Bogaard *et al.* (1988) y Bogaard y Schmincke (1998) en unos 14,0 Ma, esta edad se considera como la de la formación de la Caldera de Tejeda.

### 3.3.2.3. Vulcanismo post-caldera

Este estadio se caracteriza por la emisión de unos grandes volúmenes de materiales sálicos ( $\approx 1.000 \text{ km}^3$ ) desde los bordes de la caldera (*ring fractures*). Una gran parte de estos materiales son depósitos ignimbríticos con textura en flamas, incluso con pliegues reomórficos, lo que pone de manifiesto temperaturas de emplazamiento elevadas ( $>650^\circ\text{C}$ ) y mecanismos eruptivos tipo colapso instantáneo de la columna piroclástica (*boiling over*). Pueden distinguirse dos fases en este estadio, la primera dominada por materiales de composición riolítica peralcalina-traquítica y la segunda por traquitas-fonolitas. En ambas fases, los magmas son evacuados a partir de cámaras magmáticas someras que periódicamente son rellenadas por material basáltico más profundo, que sufre entonces mecanismos

de diferenciación, fundamentalmente cristalización fraccionada (Schmincke, 1976, 1993).

En la primera fase (14,0 a 13,3 Ma, volumen emitido  $\geq 300 \text{ km}^3$ ), iniciada con la emisión de la unidad P1, los materiales se van a distribuir en dos dominios diferentes: intra y extracaldérico (ver 6 en figura 3.12). En el dominio extracaldérico, el apilamiento de unas 15 unidades ignimbríticas de enfriamiento (Schmincke, 1976, 1993) con espesores locales de hasta 300 m, van a recubrir una gran parte del edificio en escudo. Las medidas de direcciones de flujo en estos depósitos, con pendientes originales de 7 a 9° hacia el mar, ponen de manifiesto su procedencia desde los bordes de la caldera (Schmincke y Swanson, 1967). Por otro lado, la casi ausencia de depósitos epiclásticos intercalados es indicativa de un proceso de emisión muy rápido.

Respecto al dominio intracaldérico, el apilamiento de estos materiales riolítico-traquíticos parece rellenar en gran medida la caldera originada. Debido a los episodios intrusivos que tienen lugar con posterioridad en este dominio intracaldérico, no resulta posible la correlación estratigráfica entre materiales de ambos dominios. Sin embargo, parece evidente que todos estos materiales proceden de los mismos centros eruptivos ubicados en los márgenes de la caldera.

En la segunda fase (13,3 a 8,8 Ma, volumen emitido  $\geq 500 \text{ km}^3$ ), se suceden los depósitos ignimbríticos junto con un importante número de lavas, sobre todo a techo de la sucesión, formando paquetes tabulares con ligera inclinación hacia el mar y con espesores locales de hasta 1.000 m. La presencia de un importante número de depósitos epiclásticos intercalados, pone de manifiesto la existencia de una serie de hiatos en la actividad volcánica que Bogaard y Schmincke (1998) han cifrado para los periodos comprendidos entre 12,33 a 12,07 Ma, 11,36 a 10,97 Ma y 9,85 a 8,84 Ma. Los centros eruptivos parecen seguir situándose en los márgenes de la caldera, si bien la existencia en el centro-sureste de la isla de un importante apilamiento de lavas, así como de numerosas inyecciones de domos y diques, y una fuerte alteración hidrotermal de los materiales, apuntan a la existencia de un edificio estratovolcánico en esta zona (Schmincke, 1976, 1993) (ver 7 en figura 3.12).

En el dominio intracaldérico las manifestaciones magmáticas son de carácter intrusivo, distinguiéndose tres episodios principales que son:

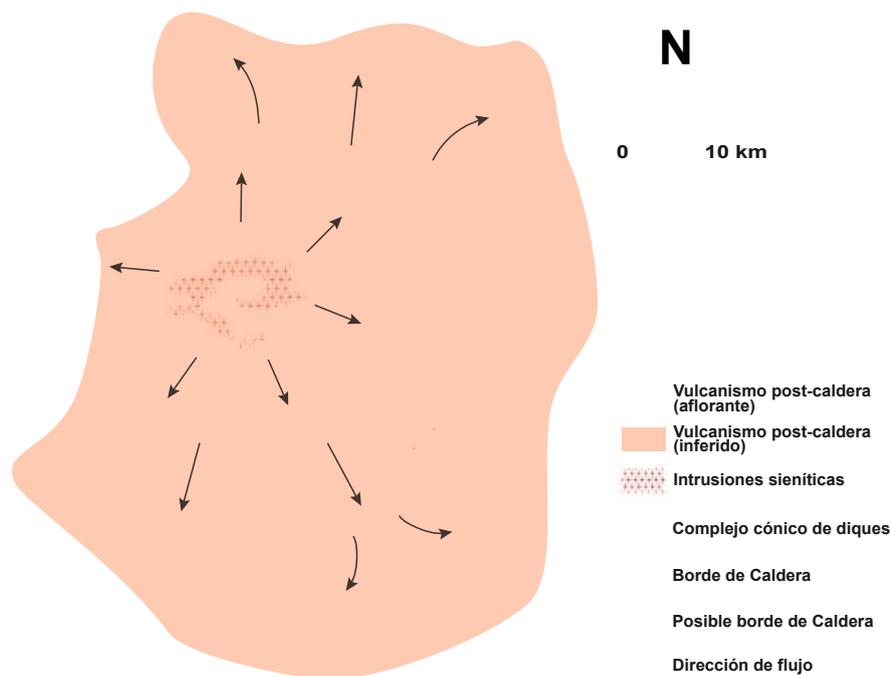
a) Sienitas alcalinas (12,3 a 9,8 Ma en la parte anular de la caldera y 8,9 Ma en la parte central). Localizadas en las zonas centrales de la caldera a modo de

pequeños apófisis (*stocks*), algunos de los cuales alcanzan cotas de hasta 1.200 m.

b) Complejo cónico de diques (*cone-sheet*) (11,7 a 7,3 Ma). Forma un complejo intrusivo de forma elipsoidal en planta, con unos 13-14 km de eje mayor y unos 10-11 km de eje menor (Schmincke, 1967; Hernán, 1976; Hernán y Vélez, 1980; Schirnick *et al.*, 1999). El conjunto de diques traquíticos (los más antiguos) y fonolíticos (los más modernos) que lo componen intruyen en el apilamiento intracaldérico de materiales volcánicos durante y después de su actividad volcánica (ver 7 en figura 3.12). Asimismo, el intervalo medio para la actividad intrusiva se ha calculado en unos 5-10 ka, tiempo menor que el estimado para las erupciones volcánicas contemporáneas que se cifra en unos >50 ka (Schirnick *et al.*, 1999). El volumen de material intruido se estima en unos 250 km<sup>3</sup>, originando un abombamiento del terreno en su zona de influencia que Hernán y Vélez (1980) cifraron en unos 3 km. La densidad de estos diques aumenta bruscamente hacia sus zonas internas de influencia, donde puede suponer más del 90% del afloramiento. Igualmente, sus buzamientos aumentan desde unos 30° en las zonas periféricas hasta los 50° en las zonas internas. Hernán y Vélez (1980), basados en la distribución en planta y perfil del complejo cónico de diques, estimaron que todo este enjambre filoniano debía converger en un foco común situado a unos 2 km bajo el nivel del mar, aproximadamente. Sin embargo, trabajos más recientes (Schirnick *et al.*, 1999) ponen de manifiesto la existencia de varios paquetes de diques paralelos cónicos alimentados desde intrusiones a modo de lacolitos que se irían expandiendo y/o contrayendo a lo largo del tiempo.

c) Domos fonolítico-nefelíníticos (8,5 Ma). En pauta circular, siguiendo más o menos los límites externos del área de influencia del “*cone sheet*”.

Químicamente, todos estos materiales intrusivos presentan semejanzas con las ignimbritas y lavas traquítico-fonolíticas, lo que unido a la similitud de sus edades, permite suponerlos como sus equivalentes subvolcánicos (Fig. 3.15).



**Figura 3.15: Distribución de materiales traquítico-fonolíticos en los dominios intra- y extracaldérico y magmatismo intrusivo (14,0 - 7,3 Ma) (modificado de Socorro *et al.*, 2005).**

### 3.3.3. Etapa de inactividad volcánica

Al final de la etapa juvenil, la isla entra en un largo periodo de inactividad volcánica que se prolonga durante más de 3 Ma. No obstante, en sus sectores N pudieron existir eventos eruptivos residuales de naturaleza fonolítica durante el mismo (Pérez Torrado, 2000; Schneider *et al.*, 2004).

El rasgo más característico de este periodo es el desarrollo en la isla de un relieve erosivo asociado a una red radial de barrancos, que excavaron los materiales sálicos hasta alcanzar el sustrato basáltico del edificio en escudo (ver 8 en figura 3.12). Esta red de barrancos va a condicionar en gran medida la distribución de los depósitos volcánicos posteriores y, a grandes rasgos, va a mantener sus pautas de distribución hasta la actualidad.

Los materiales procedentes de esta actividad erosiva se acumularon principalmente en las zonas litorales del NE, E y S de la isla, constituyendo el denominado Miembro Inferior de la Formación Detrítica de Las Palmas (FDLP) (Gabaldón *et al.*, 1989; Balcells *et al.*, 1992). A pesar de ello, es en este periodo donde se alcanzan los mínimos valores de acumulación de materiales en las faldas submarinas de Gran Canaria, en torno a los 22 m/Ma (Schneider *et al.*, 1998), lo que indica que estas faldas submarinas crecen fundamentalmente en las épocas de mayor intensidad volcánica.

Coincidiendo con la reactivación volcánica de la isla, ésta registra un amplio periodo transgresivo (Lietz y Schmincke, 1975) fruto del cual son una serie de sedimentos marinos limo-arenosos que forman el Miembro Medio de la FDLP (Gabaldón *et al.*, 1989; Balcells *et al.*, 1992). Estos sedimentos constituyen un importante nivel fosilífero de comienzos del Plioceno, localizado en las zonas costeras del N-NE de la isla, apoyado sobre el Miembro Inferior y a cotas que oscilan entre los 50 y los 110 m de altura sobre el nivel actual del mar (Gabaldón *et al.*, 1989; Balcells *et al.*, 1992).

### 3.3.4. Etapa de rejuvenecimiento

Esta etapa post-erosiva se prolonga desde los 5,5 Ma hasta la actualidad y comprende varias fases de actividad volcánica que pueden agruparse en dos periodos: Grupo Roque Nublo y Grupo Post-Roque Nublo. Este último a su vez se puede dividir en: vulcanismo del rift, vulcanismo de plataforma, vulcanismo reciente y vulcanismo holoceno, siendo este último el objeto de estudio de esta Tesis (Pérez Torrado, 2000; Guillou *et al.*, 2004).

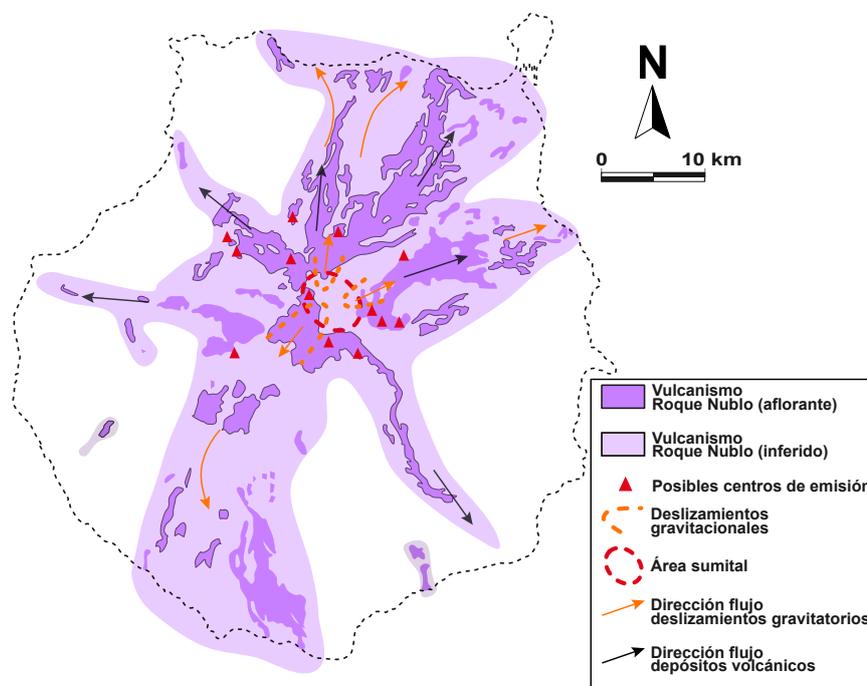
Este estadio de rejuvenecimiento en Gran Canaria es bastante más complejo y dilatado en el tiempo que el observado en otras islas volcánicas intraplaca, caracterizado por bajas tasas eruptivas. En Gran Canaria, sin embargo, se superan los 200 km<sup>3</sup> de material eruptado durante este periodo, con formación incluso de un gran edificio central y sólo manifestando la típica dispersión espacio-temporal de focos característica de este estadio al final de su evolución. A pesar de ello, este estadio evolutivo supone una drástica disminución en el volumen de material emitido respecto al estadio juvenil y el progresivo aumento en la alcalinidad de los magmas.

#### 3.3.4.1. Estratovolcán Roque Nublo

Sus primeros signos de actividad volcánica, hacia los 5,5 Ma, se caracterizaron por erupciones estrombolianas localizadas preferentemente en los sectores meridionales y centrales de Gran Canaria. Esta actividad genera una serie de conos piroclásticos, con algunas lavas nefeliníticas asociadas, que se alinearon según directrices NO-SE.

Posteriormente, hacia los 4,6 Ma, la actividad se desplazó hacia los sectores centrales de la isla donde se mantuvo durante un periodo de unos 1,5 Ma dando lugar a la formación de un complejo edificio volcánico denominado el Estratovolcán Roque Nublo (Pérez Torrado *et al.*, 1995; Pérez Torrado, 2000). Sus primeras erupciones, de carácter efusivo, emiten lavas de composición basanítica-basáltica alcalina que

rápidamente son canalizadas a través de la red de paleobarrancos. Parte de estas lavas, las canalizadas hacia el N-NE y en menor medida las canalizadas hacia el O, alcanzan la costa y penetran en el mar, desarrollando estructuras de pillow-lavas e hialoclastitas sobre el Miembro Medio de la FDLP (ver 9 en figura 3.12 y Fig. 3.16).



**Figura 3.16:** Después del periodo de inactividad volcánica de 3 Ma, la actividad volcánica se reactiva a partir de los 5,5 Ma con la formación del estratovolcán Roque Nublo (modificado de Socorro *et al.*, 2005).

A medida que prosigue la actividad efusiva del volcán, la composición del magma va evolucionando hacia términos traquítico-fonolíticos, alcanzados los cuales el volcán desarrolla mecanismos eruptivos más explosivos. Así, hacia los 3,9 Ma comienza la emisión de potentes depósitos ignimbríticos que se asocian a erupciones de carácter vulcaniano-freatomagmático (Pérez Torrado *et al.*, 1997; Pérez Torrado, 2000). La actividad volcánica finaliza con la intrusión de numerosos domos de composición fonolítica hacia los 2,9 Ma (Pérez Torrado *et al.*, 1995; Guillou *et al.*, 2004).

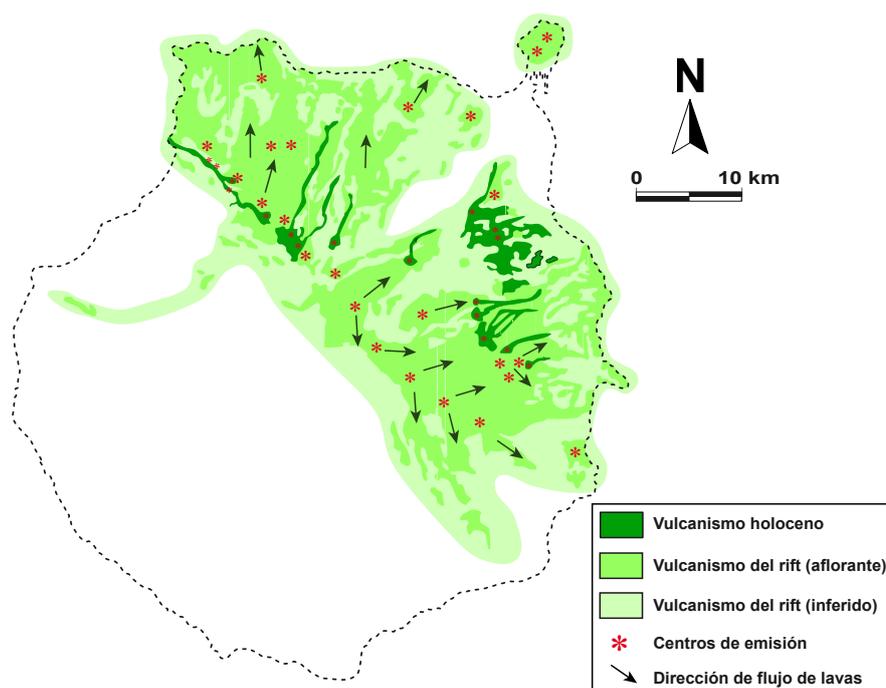
La distribución geográfica y geometría de todos estos depósitos indican que el estratovolcán Roque Nublo pudo alcanzar una altura superior a los 2.500 m, desarrollando una morfología asimétrica, con laderas N prolongadas y de pendientes relativamente suaves, y laderas S cortas y pronunciadas (Pérez Torrado *et al.*, 1995; Pérez Torrado, 2000). Al final de su evolución, este edificio va a sufrir una serie de colapsos gravitacionales, tanto en sus flancos septentrionales como en los meridionales (ver 10 en figura 3.12), generando estos últimos una serie de

depósitos de avalanchas volcánicas que pueden seguirse durante más de 25 km a lo largo de la isla (García Cacho *et al.*, 1994; Mehl y Schmincke, 1999) y que han sido también reconocidos en los sondeos submarinos del proyecto ODP (Schmincke y Sumita, 1998).

#### 3.3.4.2. Vulcanismo Post-Roque Nublo

Diversos autores han considerado la existencia de un intervalo de inactividad volcánica, de más de 0,5 Ma, separando esta fase de la anterior (McDougall y Schmincke, 1976; Schmincke, 1976, 1993; Balcells *et al.*, 1992). Sin embargo, aunque en los sectores de medianías y costeros el estratovolcán debió sufrir un progresivo desmantelamiento erosivo anterior a la emisión de los depósitos de esta nueva fase, en los sectores centrales, por el contrario, parece existir una contemporaneidad entre las intrusiones fonolíticas de finales del Roque Nublo (aproximadamente entre 3,0 a 2,7 Ma) y las primeras erupciones basaníticas de este nuevo periodo (Pérez Torrado *et al.*, 1995; Guillou *et al.*, 2004). Por otro lado, los materiales epiclásticos considerados como representativos de este supuesto periodo de inactividad volcánica, han sido reinterpretados en diversos momentos de la evolución de la isla. Así, el denominado Miembro Superior de la FDLP (Gabaldón *et al.*, 1989; Balcells *et al.*, 1992), constituido por depósitos de carácter aluvial, es coincidente en gran parte con la emisión de ignimbritas del estratovolcán Roque Nublo y responde, por tanto, a la actividad erosiva de barrancos drenando las laderas de ese edificio volcánico mientras aún era activo. En cuanto a los depósitos de avalanchas gravitacionales (*landslides*) han sido reubicados en edades inferiores a los 2 Ma (Lomoschitz y Corominas, 1992).

La actividad volcánica en esta fase se caracteriza por erupciones estrombolianas asociadas a una estructura tipo rift con orientación NO-SE, lo que origina una serie de campos de conos piroclásticos entre los que discurren las sucesivas lavas de composición basanítico-nefelínica a traquibasálticas (Fig. 3.17). En conjunto, estos materiales van a cubrir a los de estadios anteriores en amplias superficies de la mitad septentrional de la isla, alcanzando potencias locales de hasta 500 m (ver 11 en figura 3.12), lo que supone un volumen de emisión que autores previos sistemáticamente han cifrado en unos 10 km<sup>3</sup>, pero que trabajos en curso, en base a cálculos más detallados, elevan a >20 km<sup>3</sup> (Hansen, 2009). Las dataciones realizadas en ellos, parecen indicar que la mayor parte de la actividad volcánica de esta fase se desarrolló entre los 3,0 a 1,5 Ma (McDougall y Schmincke, 1976; Balcells *et al.*, 1992; Guillou *et al.*, 2004).



**Figura 3.17: Distribución del vulcanismo Post-Roque Nublo (3,6 Ma a la actualidad), primeramente ligado a una estructura tipo rift NO-SE y posteriormente con dispersión espacio temporal (modificado de Socorro *et al.*, 2005).**

Aunque no hay suficientes datos para conocer si existe un intervalo de inactividad volcánica entre 1,4 y 0,8 Ma (Guillou *et al.*, 2004), lo cierto es que a partir de 1,9 Ma, aproximadamente, la actividad volcánica deja de estar centralizada en la estructura de rift y se hace mucho más dispersa. Así, en el último millón de años el vulcanismo va a presentar las características de rejuvenecimiento tardío, con una amplia dispersión espacio-temporal de su actividad, volumen emitido muy reducido y magmas fuertemente alcalinos (basanitas y foiditas), comprendiendo una serie de conos estrombolianos y pequeñas calderas freatomagmáticas, que suponen el rasgo más distintivo de este último periodo (ver 12 en figura 3.12).

Para esta fase, Meritxell Aulinas Juncà presenta en el 2008 en su tesis doctoral un trabajo desde el punto de vista geoquímico y petrológico, de los últimos 4 Ma de actividad volcánica. Presenta nuevos datos de estratigrafía, petrografía, química mineral, geoquímica elemental y geoquímica isotópica. Con estos resultados desarrolla modelos sobre las fuentes mantélicas que generan los magmas, el funcionamiento del sistema magmático y los procesos que tienen lugar en la isla.

### 3.4. CRONOESTRATIGRAFÍA DEL VULCANISMO POST-ROQUE NUBLO

En la actualidad se cuentan con más de 100 dataciones radiométricas para Gran Canaria. En cuanto al vulcanismo Post-Roque Nublo, en concreto, el trabajo geocronológico más completo es el de Guillou *et al.* (2004) que presentan 45 dataciones K-Ar que barren todo el periodo de actividad de este vulcanismo (excepto el holoceno) y cubren todas las áreas geográficas donde está presente en la isla.

Como complemento a este trabajo geocronológico, Hansen (2009) muestra un extenso trabajo magnetoestratigráfico en el que se insertan todas las dataciones de Guillou *et al.* (2004) (Fig. 3.18).

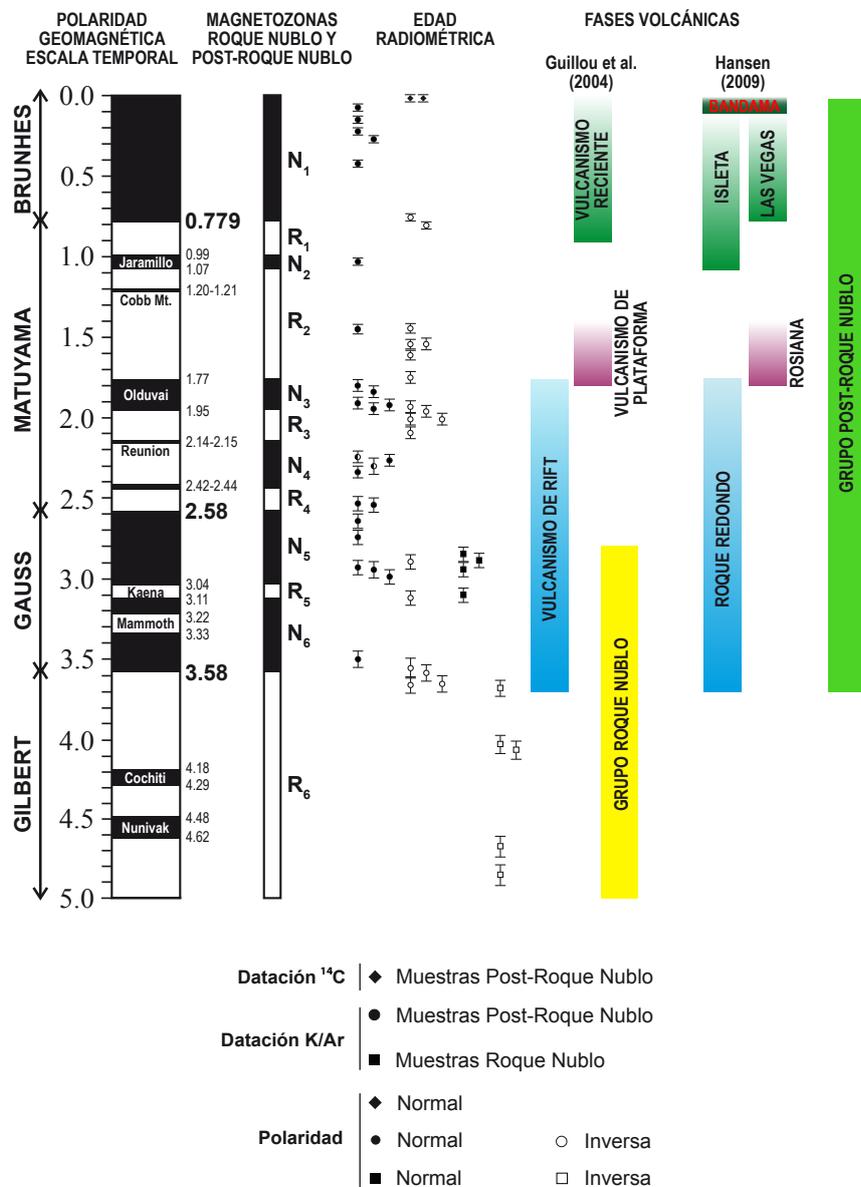


Figura 3.18: Síntesis de dataciones radiométricas y magnetozonas de los grupos volcánicos Roque Nublo y Post-Roque Nublo (modificado de Guillou *et al.*, 2004 y Hansen, 2009).

Los resultados magnetoestratigráficos obtenidos han permitido definir seis magnetozonas de polaridad inversa (R) y seis de polaridad normal (N) para la etapa de rejuvenecimiento de Gran Canaria, es decir el Roque Nublo y Post-Roque Nublo. Las edades y polaridades se correlacionan favorablemente con la *Astronomical Polarity Timescale* (APTS) (ver Figura 3.18).

La magnetoestratigrafía, junto con los datos geomorfológicos y radiométricos, permite dividir el vulcanismo Post-Roque Nublo en tres fases principales (Guillou *et al.*, 2004) (ver Figura 3.18):

- **Vulcanismo de rift (3,67-1,90 Ma).** Secuencias de lavas mayoritariamente del tipo a'a y, en menor proporción, con morfologías pahoehoe. Entre las lavas aparecen intruidos diques y se intercalan abundantes conos y depósitos piroclásticos proximales, aunque también abundan los depósitos distales. Son frecuentes las intercalaciones de depósitos freatomagmáticos. La dirección de los diques y conos piroclásticos definen con claridad un rift principal orientado de NO a SE, con secuencias de lavas que alcanzan más de los 400 m sin encontrar el sustrato. En estas secuencias, se han identificado ocho magnetozonas (de  $R_6$  a  $N_3$ ), cuatro de polaridad inversa y otras cuatro de polaridad normal. Cuando se compara la polaridad magnética con la escala temporal se determina que  $R_6$  se incluye en el cron Gilbert hasta los 3,58 Ma; el cron Gauss (3,58-2,58 Ma) incluye las magnetozonas  $N_6$  (Gauss Pre-Kaena),  $R_5$  corresponde al subcron Kaena (3,11-3,04 Ma) y  $N_5$  (Gauss Post-Kaena); en el cron Matuyama se enmarcan las magnetozonas  $R_4$  (Matuyama Pre-Reunión),  $N_4$  (correspondiente al subcron Reunión, 2,42-2,15 Ma),  $R_3$  (Matuyama Pre-Olduvai) y  $N_3$  (subcron Olduvai, 1,95-1,77 Ma).
- **Vulcanismo de plataforma (1,96-1,41 Ma).** Comprende plataformas de lavas superpuestas a las plataformas del rift inicial en los sectores topográficos medios y bajos, así como conos estrombolianos erosionados, aislados o formando alineaciones. Se identifican dos magnetozonas ( $N_3$  y  $R_2$ ) normal e inversa, respectivamente. Al comparar con la APTS se incluyen en el cron Matuyama, donde  $N_3$  corresponde al subcron Olduvai y  $R_2$  Matuyama Post-Olduvai.
- **Vulcanismo reciente ( $\leq 1$  Ma).** Comprende conos estrombolianos mejor conservados y, en menor medida, calderas freatomagmáticas. Las coladas de lavas asociadas se localizan rellenando los fondos de los barrancos, en ocasiones conservadas a retazos y levantadas respecto a los cauces

actuales. Algunos edificios pueden agruparse conformando alineamientos de NO a SE, pero sobre todo presenta centros de emisión dispersos y anidados. Esta particularidad se hace mucho más evidente si se consideran sólo los volcanes holocenos. Presenta polaridad normal ( $N_2$  y  $N_1$ ) con la única excepción de los conos de escorias y lavas del campo volcánico de Tafira, el cual presenta polaridad inversa ( $R_1$ ). Comparando la polaridad magnética con la ATPS se determina que  $N_2$  y  $R_1$  se incluyen en el cron Matuyama, donde  $N_2$  corresponde al subcron Jaramillo (1,07-0,99 Ma) y  $R_1$  es Post-Jaramillo.  $N_1$  se incluye en el cron Brunhes (0,78-0 Ma). El campo de volcanes de La Isleta se ha construido durante el mismo período siguiendo pautas estructurales NE-SO y formando un islote exento en el NE de Gran Canaria, unido a ella por un istmo de arena.

A partir de esta división establecida por Guillou *et al.* (2004), en la tesis doctoral de Hansen (2009) se definen unidades estratigráficas según la normativa de *North American Commission on Stratigraphic Nomenclature* (NACSN, 2005) que son (ver Figura 3.18):

- La Formación Roque Redondo se denomina así por ser este el vértice y la posición topográfica más elevada (1.900 m) del triángulo oriental, caracterizando bien el inicio de la actividad eruptiva del rift en su sector central. Es el equivalente al vulcanismo de rift, sus materiales ocupan la mayor área y poseen el mayor volumen del vulcanismo Post-Roque Nublo.
- La Formación Rosiana se denomina así por el campo de volcanes de Topino-Rosiana, situado en el municipio de Telde, que representa muy bien los caracteres estructurales, morfológicos y espaciales de esta formación. Se extiende en dos ámbitos geográficos diferenciados: el Este insular y la cuenca del Barranco de Guinguada. Las lavas surgidas de los sectores más elevados conformaron rampas inclinadas hacia el mar y de escasa potencia en las medianías bajas, siendo aún menor en las áreas litorales, donde cubrieron superficies sobre las antiguas plataformas de abrasión. No existen indicios de depósitos hidromagmáticos en los sectores litorales, lo cual pone de manifiesto que, durante el avance de las lavas o la aparición de conos piroclásticos sobre las plataformas marinas, el océano se encontraba a un nivel inferior al actual. Esta formación es una clara manifestación de la migración espacial del rift inicial hacia el NE, constituyendo ahora un vulcanismo más disperso, es decir, con una banda

- de fisuración de la misma orientación NO-SE, pero más ancha y menos continúa. Esta formación equivale al vulcanismo de plataforma.
- La Formación Isleta, constituida por conos piroclásticos y diques básicos, alineados según directrices NE-SO y por coladas de la misma naturaleza que, en conjunto han construido un islote de ese nombre, de unos 9,5 km<sup>2</sup>, un territorio aislado del resto de las superficies Post-Roque Nublo de Gran Canaria. La importancia geológica de este islote y su interés vulcanológico se ha podido caracterizar con entidad propia.
- La Formación Las Vegas comprende centros eruptivos dispersos sobre las formaciones anteriores, por lo general relacionados entre sí mediante alineaciones NO-SE y, ocasionalmente, NE-SO. Las superficies de las lavas se encuentran meteorizadas, lo cual no ha permitido la conservación de los malpaíses. Los depósitos piroclásticos más abundantes son los estrombolianos, aunque ocasionalmente, han tenido lugar erupciones freatomagmáticas que han generado depósitos de oleadas piroclásticas y brechas de explosión, como los de La Caldera de Pino Santo, La Calderilla, Hoya Brava y Los Marteles.
- La formación Bandama, concentra la actividad volcánica holocena, objeto de estudio de esta tesis. Toma el nombre del edificio más grande y complejo del Holoceno de Gran Canaria (Hansen *et al.*, 2008b). En conjunto, la formación está compuesta por conos basálticos estrombolianos y freatoestrombolianos, yaciendo sobre cualquiera de las formaciones anteriores (Fig. 3.19). Las coladas, del tipo a'a y algunos depósitos piroclásticos,



**Figura 3.19:** Vista en perspectiva de un cono estromboliano holoceno (Pico de Bandama) conservando aún su morfología (imagen de Google Earth, 2008).

ocupan los fondos de los barrancos constituyendo terrazas lávicas respecto a los cauces actuales y mantienen sus malpaíses bien conservados (Fig. 3.20). Dispuestos aparentemente en alineaciones NO-SE en el triángulo



**Figura 3.20: Vista en perspectiva de una lava inundando el fondo de barranco formando terrazas. A) Centro de emisión de la erupción El Lentiscal; B) Lava; C y C') Límite de divisoria del valle por donde fluye la colada (imagen de Google Earth, 2008).**

más occidental de la isla, pero lejos y dispersos de lo que fue la banda del rift inicial, lo que parece indicar que en su localización han intervenido otros factores tales como colapsos gravitacionales laterales, el crecimiento de la Isleta y de la vecina, y más reciente, isla de Tenerife. El crecimiento de la Isleta puede ser decisivo en la evolución de la inestabilidad de los flancos norte, en cambio la Isla de Tenerife podría estar relacionada con la inclinación (*tilting*) de la isla de Gran Canaria hacia el Oeste, como consecuencia del gran peso que genera el edificio volcánico (Menéndez *et al.*, 2008).

Estas tres últimas formaciones, Isleta, Las Vegas y Bandama, son equivalentes al vulcanismo reciente.

En la Figura 3.21 se presenta la distribución espacial de estas unidades en el sector NE de la isla, la cual incluye los depósitos del vulcanismo Roque Nublo.

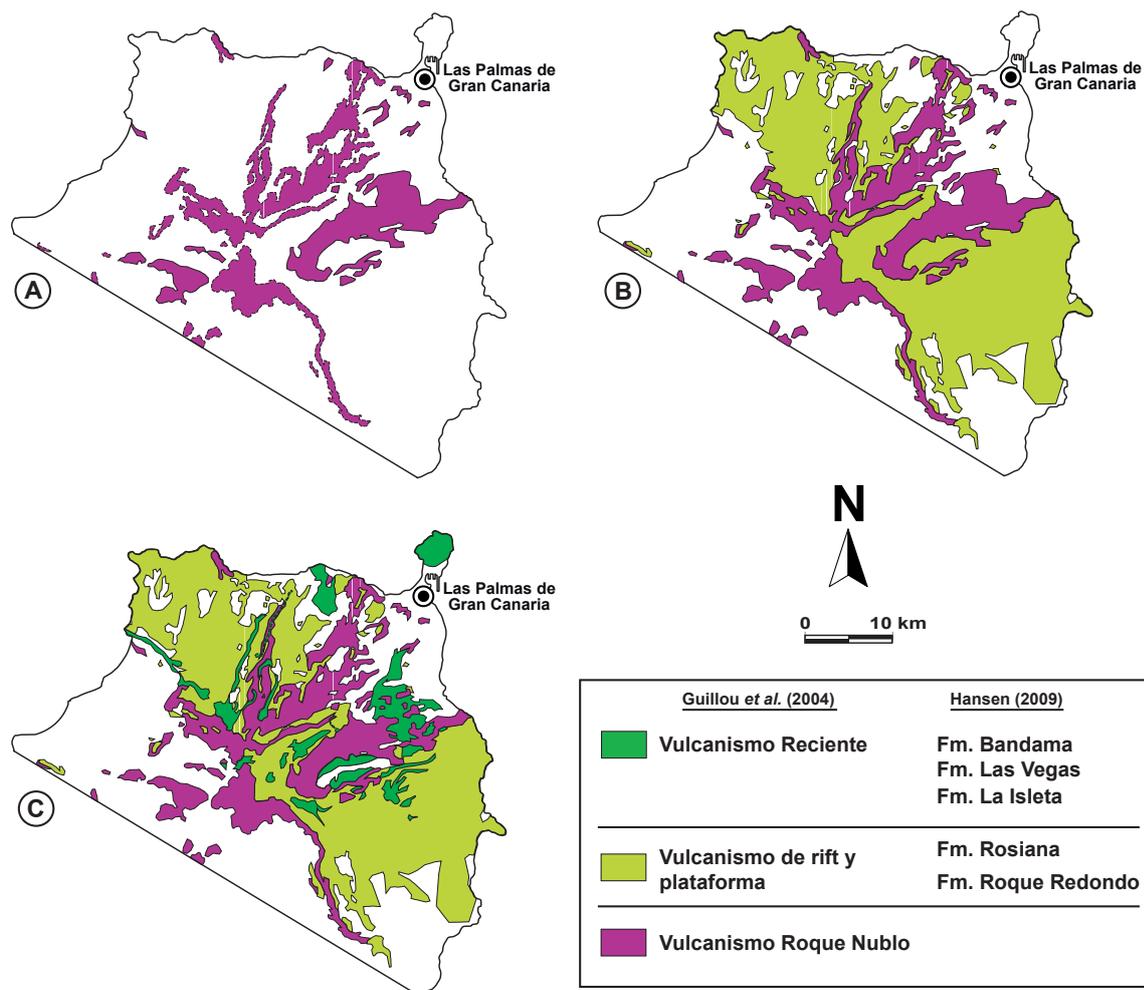


Figura 3.21: Distribución espacial de los depósitos volcánicos del Post-Roque Nublo y las equivalencias entre las denominaciones de Guillou *et al.* (2004) y Hansen (2009). A) Depósitos vulcanismo Roque Nublo; B) Vulcanismo de rift y plataforma; C) Vulcanismo reciente (modificado de Aulinas, 2008).

Un resumen de estas unidades estratigráficas, así como las equivalencias con las anteriores nomenclaturas existentes elaboradas por otros autores para el vulcanismo Post-Roque Nublo, se presentan en la Tabla 3.2.

Füster <i>et al.</i> (1968)	Schmincke (1976, 1993)	Balcells <i>et al.</i> (1992)	Guillou <i>et al.</i> (2004)	Hansen (2009)	
Serie Basáltica IV	Grupo Post-Roque Nublo	Fm. La Calderilla y Vulcanismo Cuaternario	Ciclo Reciente	Grupo Post-Roque Nublo	Fm. Bandama Fm. Las Vegas Fm. La Isleta
Serie Basálticas II y III		Fm. Los Pechos y Fm. Llanos de La Pez	Ciclo Post-Roque Nublo		Fm. Rosiana
					Fm. Roque Redondo

Tabla 3.2: Nomenclatura equivalente entre las distintas denominaciones utilizadas para las unidades del Grupo Roque Nublo.

### 3.5. EL VULCANISMO HOLOCENO DE GRAN CANARIA

La actividad volcánica en el Holoceno se concentran geográficamente en tres zonas al norte de Gran Canaria, habiéndose identificado y carografiado 34 centros de emisión entre conos principales, conos parásitos, hornitos y fisuras (a escala 1/5.000) (Fig. 3.18).

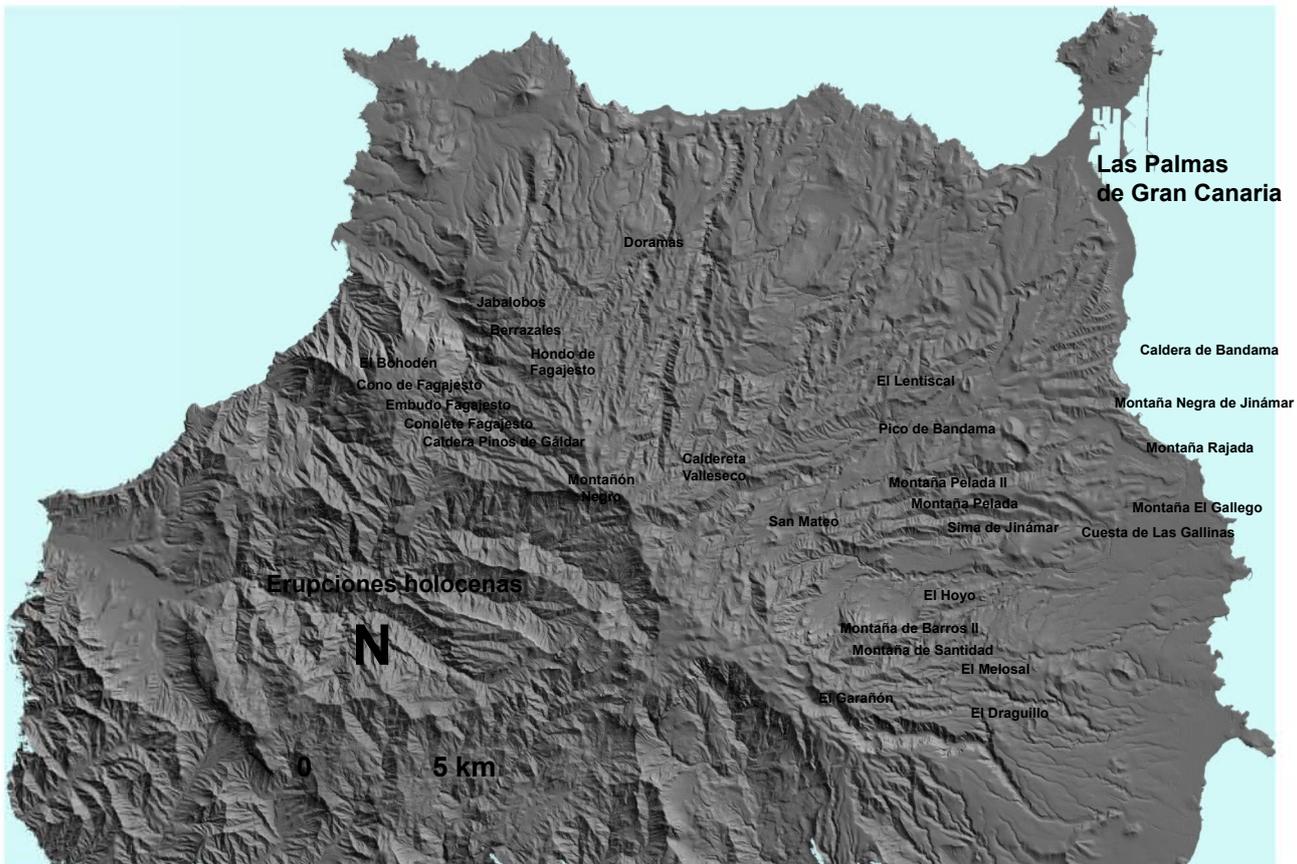


Figura 3.22: Mapa de localización de la actividad volcánica holocena en la isla de Gran Canaria.

Este vulcanismo comprende pequeños conos estrombolianos monogenéticos (entre  $\approx 60$  m de altura y con diámetros de  $\approx 400$  m), en su mayoría con cráteres abiertos en herradura, principalmente condicionados por los cambios de pendientes, el tipo de relieve en el cual emergen los centros de emisión y el predominio de los vientos. De forma más ocasional, la presencia de hornitos y fisuras de las cuales emerge directamente el flujo de lava. Por último, pero no menos importante, existen pequeñas calderas freatomagmáticas que dejan huellas de este tipo de erupciones incluso a decenas de kilómetros del centro de emisión.

Las erupciones estrombolianas presentan un manto de piroclastos de dispersión horizontal que se extienden en la dirección de los vientos dominantes, que en el caso de las Islas Canarias, y por tanto en Gran Canaria, son los vientos Alisios que

soplan de manera relativamente constante con dirección NE-SO. Cubren pequeñas superficies y cercanas a los centros de emisión, a excepción de las erupciones más explosivas.

El rasgo geomorfológico distintivo de las erupciones volcánicas holocenas es la posición de sus lavas a fondo de los cauces de los barrancos que apenas las inciden. La coladas basálticas son las más frecuentes, se emiten con elevadas temperaturas y se comportan como un fluido, discurriendo a favor de la pendiente topográfica. Dependiendo del caudal de emisión, las coladas pueden cubrir áreas extensas y hasta alcanzar la costa, alcanzado longitudes desde los 100 m hasta los 10 km. Sólo algunos centros de menor envergadura muestran lavas de corto recorrido, no habiendo sido suficiente su volumen como para poder inundar los cauces (Rodríguez González *et al.*, 2008a). La única colada que alcanza la línea de costa es la del cono de Fagajesto al O de Gran Canaria. La morfología es variada, desde una colada rellenando una depresión con una disyunción columnar o en bolas hasta coladas en canal o tubo, en algunos casos formando levées originados por múltiples rebosamientos de flujos lávicos. Los espesores o potencias medias de las coladas varían desde 1 a 20 m, con anchos medios desde 50 a 400 m. La morfología de las coladas es, en la mayoría de los casos, de tipo a'a y raramente se observan las de tipo pahoehoe.

En la actualidad, únicamente los agentes geológicos externos actúan sobre la isla, modelando el relieve que parece viene ya impuesto desde épocas Miocenas. La actuación de todos estos agentes (movimientos de ladera, aguas de arroyada, mar y viento, principalmente) originan una serie de depósitos sedimentarios que se acumulan preferentemente en las zonas costeras y siguiendo los cauces de la red radial de barrancos. Por otro lado, en el litoral existen varios niveles marinos fósiles a distintas cotas que reflejan algunas de las oscilaciones eustáticas de finales del Cuaternario.

La génesis de muchas de estas formaciones está relacionada con los frecuentes desplomes, normalmente coincidentes con la actividad eruptiva, que rellenan los cauces de los barrancos dando lugar a acumulaciones sedimentarias aguas arriba. Cuando las aguas vuelven a abrirse paso hacia el mar, estos depósitos forman terrazas adosadas a las laderas.

Las formas derivadas de la acumulación ocupan y caracterizan áreas pequeñas en la isla, como las vegas que se han formado por el represamiento de las aguas como consecuencia de una erupción que obturó los cauces de los barrancos y obligó a depositar los sedimentos arrastrados por las aguas.

En los lugares recubiertos por materiales recientes, la red de barrancos se caracteriza por su trazado lineal de cumbre a mar, tajos estrechos y profundos, escasos afluentes e interfluvios alomados y marcados por torrenteras ocasionales. En estas áreas de predominio de materiales recientes, las aguas aprovechan los canales lávicos para labrar sus cauces. La erosión apenas ha tenido tiempo de modificar sus formas originales. En cambio, la degradación, tanto natural como antrópica, ha afectado de forma desigual a los edificios volcánicos. Se encuentran mejor conservados los de zonas de cumbres que los del sector NE de la isla que soportan una mayor presión urbanística.

La actividad volcánica holocena, volumétricamente poco importante, no modificó los rasgos morfoestructurales generales de la isla, pero sí ha significado un enriquecimiento de las morfologías de detalle, un aumento de los volúmenes topográficos y, en algunas áreas, una modificación importante o una fosilización de los relieves preexistentes.

La datación por  $^{14}\text{C}$  es el mejor método disponible para obtener las edades absolutas en el vulcanismo Holoceno. Nogales y Schmincke (1969) dataron la erupción del volcán Montañón Negro en unos 3.500 años y la catalogaron como la última acaecida en la isla. Sin embargo, se han realizado numerosas dataciones  $^{14}\text{C}$  sobre carbones, que ponen de manifiesto que es la erupción de Bandama la última surgida, enmarcándola en tiempos prehistóricos y de la que los aborígenes fueron testigos, datada en  $1.970 \pm 70$  años antes del presente (Alberto-Barroso y Hansen, 2003). Además, la posición estratigráfica y los cambios geomorfológicos de los edificios volcánicos se utilizan para controlar la variable temporal en las erupciones en las que no se han encontrado materiales para datar.

Durante los últimos 5 Ma los centros eruptivos y los depósitos derivados se concentraron en la parte norte de la isla de Gran Canaria. Esta característica y, especialmente, que un gran número de los focos están situados en la parte superior central de la isla formando una alineación NO-SE ha llevado a interpretar que este vulcanismo sigue el modelo de rift en islas volcánicas oceánicas (Carracedo, 1994; Carracedo, 1996; Walker, 1993). Sin embargo, la existencia de una alineación simple NO-SE para el Holoceno es más aparente que real, debido a que muchos de los centros de emisión se localizan fuera de esta alineación (ver figura 3.18). Por ello, es probable la intervención de otros factores para determinar la localización de los focos, como es la influencia de las estructuras asociadas con grandes colapsos gravitacionales laterales y también la ubicación del edificio de La Isleta y la isla de Tenerife.



*Vista general del interior Caldera Pinos de Gáldar*

## CAPÍTULO 4

# ***CARTOGRAFÍA 4D***

## 4.1. ANTECEDENTES DE INFORMACIÓN TOPOGRÁFICA

La captura de la información constituye el paso inicial en el proceso de construcción de la cartografía y sus derivados, la cual incluye la fase de transformación de la realidad geográfica a una estructura digital de datos. Se trata de una fase de gran trascendencia porque la calidad de los datos es el principal factor limitante para los tratamientos que se realicen posteriormente.

Para ello se ha contado con una cartografía digital y una cartografía histórica de Gran Canaria, las cuales serán imprescindibles para definir las diferentes morfologías de las unidades volcánicas para cada erupción holocena así como la recuperación de la forma de los edificios volcánicos afectados por la actividad antropogénica y, posteriormente, desarrollar los MDT pre- y posteruptivos y el estado actual de cada erupción.

La combinación de las ortofotografías aéreas históricas y recientes ha permitido identificar las erupciones holocenas, observando los límites y áreas de recubrimiento de cada erupción, así como reconocer los edificios afectados por la acción antrópica.

### 4.1.1. Mapas topográficos

Como fuentes topográficas se han utilizado los mapas topográficos a escala 1/5.000 de Gran Canaria de los años 1962 (Excmo. Cabildo Insular de Gran Canaria) y 1996 (GRAFCAN). Mientras que la topografía editada por GRAFCAN está disponible tanto en formato digital como papel, la topografía del año 1962 únicamente está disponible en formato papel, por lo que ha sido necesario proceder a su digitalización. Los mapas seleccionados para digitalizar de esta cartografía antigua han sido los números 48, 51, 54, 55, 67 y 85. Estos mapas tienen la virtud de representar edificios volcánicos y campos de lavas holocenos que en la actualidad se encuentran casi completamente arrasados por la acción antrópica, como son el caso de las erupciones de Santidad, Montaña Negra de Jinámar, El Gallego, Montaña Pelada, Sima de Jinámar y Montañón Negro.

### 4.1.2. Ortofotografías

El par estereoscópico constituye el soporte básico de la información para el análisis métrico de un par de fotogramas aéreos, por lo que el paralaje estereoscópico es uno de los métodos utilizados para obtener la relación entre el desplazamiento de dos puntos correspondientes, lo que equivale a expresarlo en diferencia de altura. Es el cambio de posición de la imagen de un punto en dos fotografías sucesivas, debido al cambio en posición de la cámara. Este proceso se realiza manteniendo la

barra de paralaje en la dirección de vuelo y estando las fotografías correctamente emplazadas para la observación bajo el estereoscopio, las placas de la barra son movidas mediante el micrómetro, hasta que las marcas se fusionan, aparentando “flotar” en el modelo. Cuando se obtiene la sensación de que esa “marca flotante” se encuentra apoyada en el terreno, se consigue poner las marcas sobre elementos homólogos, pudiendo realizar la lectura de la barra. La repetición del procedimiento sobre otro punto con la consiguiente diferencia de las lecturas, dará el paralaje relativo de un punto con respecto al otro; valor que se ingresa en una fórmula para el cálculo de la diferencia de nivel entre ellos.

El objeto de los recubrimientos fotográficos tiene por finalidad el poder aplicar el principio de la visión estereoscópica (3D) a los fotogramas aéreos con la ayuda del estereoscopio de espejos (Fig. 4.1).



**Figura 4.1: Estereoscopio de espejos SOKKIA mod. MS-27 equipado con barra de paralaje y binocular de aumento de 3x estándar (ángulo de visión de 70 mm). También como accesorio un binocular de aumento 8x (ángulo de visión de 27 mm).**

La parte común entre dos fotografías consecutivas se le llama modelo estereoscópico, debiendo poderse enlazar estos modelos tanto en sentido transversal como longitudinal. El recubrimiento longitudinal, que se expresa en tanto por ciento, debe tener un valor normalizado de un 60% y de un 15 a 20% de traslape transversal.

Para identificar las unidades volcánicas que configuran las erupciones estudiadas, se superpone una lámina de acetato sobre una fotografía, en la cual se

pueden trazar sus límites. Si se encuentran diferencias entre las distintas unidades volcánicas en la imagen es porque las condiciones del terreno son responsables de ellas, aún cuando éstas puedan casi no ser visibles directamente en el campo, ya sea por la poca diferenciación del detalle con respecto al terreno circundante o por razones de escala.

Una vez que las diferencias son observadas y su distribución marcada sobre las fotografías aéreas, en general para establecer la naturaleza exacta de éstas, deben relacionarse las imágenes con los objetos del campo, lo que implica la necesidad del conocimiento de elementos de control y, en ocasiones, realizar investigaciones de laboratorio. Muchas características no pueden ser estudiadas en forma completa solamente con la observación de su aspecto exterior. Es un error pensar que el usuario puede obtener mayor información de las fotografías aéreas que la existente en el campo. Ambos métodos deben ser utilizados conjuntamente.

Las fotografías aéreas pueden ser digitalizadas mediante un escáner y con la resolución adecuada (mínimo 300 puntos por pulgada -ppp-) para futuros tratamientos con softwares más específicos (ver apartado 4.4.3).

Como documento histórico, se dispone de las fotografías aéreas verticales del vuelo que se realizó en Gran Canaria en el año 1954. Estas fotografías se adquirieron en el Centro Cartográfico y Topográfico del Ejército del Aire (CECAF). La escala de las fotografías, con un tamaño de imagen real de 19x19 cm, es de 1/20.000 y se obtuvieron a partir de una cámara calibrada con una distancia focal de 210 mm y una altura de vuelo de unos 4.200 m.

Además se han utilizado las fotografías aéreas verticales del año 1998 (GRAFCAN), con un tamaño de imagen real de 23x23 cm, a escala 1/18.000, con una distancia focal de 152,85 mm y una altura de vuelo de unos 4.000 m.

## **4.2. ANTECEDENTES DE INFORMACIÓN GEOLÓGICA**

En los últimos quince años se ha hecho un gran progreso en el estudio del vulcanismo Plio-Cuaternario de Gran Canaria con la cartografía geológica de la isla, así como el desarrollo de diversos estudios petrológicos (Hoernle *et al.*, 1991; Balcells *et al.*, 1992; Hoernle y Schmincke, 1993a, 1993b). A pesar de ello, el vulcanismo de los últimos 3,7 Ma (Grupo Post-Roque Nublo) es el menos estudiado en la isla de Gran Canaria. Sin embargo, un avance importante en su estudio ha sido el trabajo cronoestratigráfico desarrollado por Guillou *et al.* (2004) y el petrológico de Aulinas (2008).

La cartografía geológica existente consiste en el mapa geológico de Gran Canaria 1/100.000, (Balcells *et al.*, 1992) y los 15 mapas 1/25.000 publicados por el IGME. Las hojas que cubren las unidades holocenas son 1109-I (Santa Brígida) y 1109-II (Telde) (Balcells y Barrera, 1990a,b); 1009-IV (Teror) y 1100-I-II (Agaete) (Balcells *et al.*, 1990a,b); 1108-I (Vecindad de Enfrente) y 1109-III (San Bartolomé de Tirajana) (Barrera y Gómez, 1990a,b).

Paralelamente a estos trabajos de cartografía geológica, se han realizado por el IGME grandes proyectos de sistematización de su información en formato digital creando grandes bases de datos, con la limitación de que se ha digitalizado la cartografía geológica en formato papel, por tanto, manteniendo los mismos errores que se han encontrado en estos mapas. Algunos ejemplos son los contactos entre las unidades volcánicas holocenas y materiales más antiguos y la delimitación de estas erupciones volcánicas.

#### **4.3. TRABAJO DE CAMPO**

La geología de campo es aquella que se desarrolla en terreno (campo) esencialmente para la obtención de datos (información geológica). Consiste en los métodos para observar, describir e interpretar las estructuras y materiales de los afloramientos que sean de interés.

La metodología para recopilar información en el terreno depende esencialmente del objetivo específico del trabajo y su escala. La duración de estos estudios es variable. Visitar una cantera de áridos tomando notas, fotografías, dibujos esquemáticos de las relaciones entre materiales geológicos y muestras puede realizarse en un día. En cambio, otros trabajos requieren varias semanas de cartografía geológica, con un análisis muy sistemático, además de una cuidadosa integración de la información del terreno y datos de laboratorio.

Uno de los objetivos más comunes en el trabajo de campo es la confección de mapas geológicos y sus respectivos cortes geológicos, variando la escala horizontal y vertical en algunos casos. Es muy importante identificar los materiales de los afloramientos (litología), sus estructuras (medición de direcciones de flujo de lavas, direcciones de manto de piroclastos de dispersión, etc.), la extensión y relaciones de contacto (relaciones estratigráficas), así como representar cartográficamente tanto materiales como estructuras. Esta metodología cartográfica se ha aplicado al vulcanismo holoceno de Gran Canaria para interpretar su estratigrafía y estructura. Otro de los objetivos del trabajo de campo ha sido identificar unidades volcánicas holocenas desconocidas.

Los únicos antecedentes cartográfico-geológicos recientes y detallados de los volcanes holocenos son los mapas geológicos de Gran Canaria a escala 1/25.000 del IGME. Sin embargo, esta escala no es suficientemente detallada para la caracterización de este vulcanismo y cuantificación precisa de parámetros importantes como volúmenes, superficies y longitudes.

La información obtenida en el campo se plasma en un mapa geológico con la adecuada simbología y leyenda, representando las unidades estratigráficas existentes y las estructuras geológicas que las relacionan.

Los mapas de las erupciones holocenas se han elaborado sobre una base cartográfica a escala 1/5.000, fotografías aéreas a escala 1/18.000, y una imagen de satélite obtenida del software *Google Earth* para una visión de conjunto.

Es imprescindible representar los distintos tipos de información en capas o mapas separados, para poder superponerlos e interpretar más fácilmente esta información. Por eso, el uso de los Sistemas de Información Geográfica es especialmente útil aquí, ya que el trabajo de campo provee de información para ser incorporada a la base de datos georreferenciada (las capas del SIG).

Existen muchas características en el terreno que no son reconocidas sin el trabajo de campo. Por ejemplo, algunas discordancias solo pueden ser descubiertas con una cartografía sistemática como la que se ha realizado. Aunque estas estructuras pueden ser eventualmente visibles en algún afloramiento, estas deben ser interpretadas en áreas más extensas para comprenderlas.

Si la cartografía geológica es esencial para el estudio en el campo, también lo son las observaciones hechas en los afloramientos individuales, por ejemplo los bloques erráticos en coladas. Para poder cartografiar estas estructuras primero deben ser identificadas y después determinar si son representables a la escala de trabajo. En este caso, si la escala de trabajo es 1/5.000, significa que 1 mm en el mapa equivale a 5 m en el terreno. Esto implica que los afloramientos o estructuras que no superen este valor no pueden ser representadas adecuadamente en el mapa geológico a dicha escala, pero en cambio si pueden ser descritas en la libreta de campo para elaborar un análisis de conjunto.

Otro trabajo importante a realizar en el campo es el muestreo. En este caso, la recogida de muestras de roca sirve para apoyar la descripción de las rocas en terreno con estudios más detallados como análisis geoquímicos y petrográficos mediante láminas delgadas (ver capítulo 7). En ocasiones, son muy útiles los muestreos sistemáticos de afloramientos o trincheras en el caso de canteras de

áridos. Asimismo, la búsqueda de fragmentos de carbones que permitan datar las erupciones y que se tratara en detalle en el capítulo 6.

Todas las muestras recogidas tienen una identificación, comúnmente se usa un código con un número correlativo (Tabla 4.1) y un registro geográfico que puede ser gráfico mediante la ubicación en un plano topográfico o numérico en coordenadas (x, y, z). Aunque idealmente conviene realizar ambos.

CÓDIGO MUESTRA	NOMBRE
GCR-6	MONTAÑÓN NEGRO
GCR-13	PICO BANDAMA
GCR-20	EL HOYO
GCR-23	BERRAZALES
GCR-36	EL LENTISCAL
GCR-38	SAN MATEO
GCR-44	CALDERETA VALLESECO
GCR-45	CALDERA PINOS DE GÁLDAR
GCR-47	CONO DE FAGAJESTO
GCR-59	CUESTA DE LAS GALLINAS
GCR-60	SIMA JINÁMAR
GCR-61	MONTAÑA RAJADA
GCR-62	EL DRAGUILLO
GCR-63	EL MELOSAL
GCR-64	JABALOBOS
GCR-65	BARROS II
GCR-66	SANTIDAD
GCR-67	MONTAÑA NEGRA DE JINÁMAR
GCR-68	MONTAÑA DEL GALLEGO
GCR-69	MONTAÑA PELADA
GCR-70	MONTAÑA PELADA II
GCR-71	DORAMAS
GCR-72	FISURA EL GARAÑÓN
GCR-73	EL GARAÑÓN
GCR-74	CONOLETE DE FAGAJESTO
GCR-75	EL BOHODÉN

**Tabla 4.1: Nomenclatura e identificación de las muestras recogidas para cada una de las lavas holocenas, para sus posteriores análisis en laboratorio.**

La superposición de unidades geológicas, así como sus relaciones estructurales permiten determinar su edad relativa e inferir la historia geológica. La edad relativa se determina simplemente observando como las características antiguas han sido afectadas por las más recientes.

La efectividad del trabajo de campo realizado ha estado determinada, en gran medida, por la planificación. Se sabe de antemano que no se puede estudiar detalladamente todo tipo de datos y sus relaciones que se pueden encontrar en el terreno. Por lo tanto, se ha determinado siempre el objetivo de estudio y se ha planificado el trabajo de modo que la recopilación de datos sea la más pertinente a dicho objetivo (Barnes, 1995).

#### **4.4. RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOMORFOLÓGICA Y TOPOGRÁFICA**

##### **4.4.1. La Geomorfología como disciplina en la Geología**

La geomorfología, basada en el estudio del relieve, analiza la superficie terrestre tratando de desenmascarar el origen y los procesos involucrados en la generación de los distintos sistemas que en ella se encuentran integrados. Uniendo secuencialmente los diferentes sistemas de distinta edad y naturaleza genética, la geomorfología busca las claves para poder interpretar la evolución del relieve a través del tiempo y las sucesivas transformaciones que han dado lugar a los relieves que hoy se contemplan. No obstante, el conocimiento de los materiales subyacentes y/o integrados en las formas es una herramienta de uso obligado si se quiere hacer una correcta interpretación en clave genética de los relieves analizados.

##### **4.4.2. Reconstrucción topográfica en base a mapas digitales actuales**

Este estudio se inicia a partir de un intenso trabajo de campo para llevar a cabo una cuidadosa reconstrucción paleogeomorfológica de cada una de las erupciones holocenas con el fin de obtener las superficies del terreno pre- y post-erupción.

El trabajo de campo consiste principalmente en el reconocimiento e identificación de las diferentes unidades volcánicas que configuran la erupción (cono, lava y piroclastos de caída), así como también el tipo de relieve sobre el cual emerge la erupción. Estas unidades son cartografiadas a escala 1/5.000 y, en ocasiones, a escala 1/1.000, con el objeto de obtener una mayor precisión en la delimitación de los contactos entre las unidades volcánicas y en la identificación de la extensión máxima alcanzada por las mismas.

Existe una gran variedad y cantidad de parámetros que se usan para definir un cono, una colada de lava y un manto de piroclastos de caída (ver capítulo 8). Estos datos están georeferenciados (con GPS y mapas topográficos) para su posterior procesado en el SIG.

Para llevar a cabo la reconstrucción de cada erupción, con el fin de obtener el antes y el después de la erupción, el primer paso es configurar un mapa geológico actual (Fig 4.6).



**Figura 4.2: Mapa geológico de una erupción holocena (El Lentiscal) identificando las unidades principales.**

A partir de este mapa se realiza una minuciosa reconstrucción geomorfológica tridimensional del cono, del flujo de lava y de los piroclastos de caída a través de múltiples cortes geológicos detallados de cada una de estas unidades cartografiadas en el campo (Fig. 4.7).



**Figura 4.3:** Límites que marcan la reconstrucción topográfica del terreno antes y después de la erupción, así como el perfil actual: A) diferentes contactos identificados para un cono; B) diferentes contactos identificados para una lava; se indica la situación de una persona a modo de escala. Ejemplo tomado del volcán El Lentiscal.

Toda esta información es usada para modificar la actual topografía y así obtener las superficies del antes y después de la erupción. Las fuentes topográficas actuales fueron los mapas topográficos digitales a escala 1/5.000 de GRAFCAN del año 1996, con equidistancia entre curvas de nivel de 5 m. Los mapas del antes y después de la erupción resultantes muestran claramente los cambios en la superficie introducidos por el cono y la colada de lava, mientras que los cambios en la superficie originada por los depósitos de piroclastos de caída son casi imperceptibles a la escala de trabajo.

La figura 4.4 muestra secciones tanto para un cono como para una lava señalando la evolución temporal de la superficie del terreno. Esta reconstrucción paleogeomorfológica muestra los cambios sufridos en la topografía no sólo antes de la erupción, sino también después de la erupción. Se observa cómo la actividad volcánica cambia la superficie que afecta. En cambio, el estado actual muestra principalmente los cambios producidos en la topografía por los procesos de erosión.

Después, el trabajo se centra en la reconstrucción geomorfológica tridimensional del cono, colada de lava y manto de piroclastos de caída, basada en los correspondientes Modelos Digitales del Terreno (MDT). Estos MDT deben tener una resolución acorde a la escala de trabajo que debe permitir cuantificar eficazmente todos los parámetros morfométricos de interés. De no ser así, el grado de fiabilidad y efectividad de la metodología no sería el correcto. En el caso de la colada de lava, el proceso es sencillo para las mediciones de la longitud recorrida y el área ocupada, que directamente se obtienen mediante las herramientas de medición del software del SIG. Sin embargo, para la obtención de los demás parámetros son necesarios procesos más complejos (ver capítulo 8).

#### **4.4.3. Reconstrucción topográfica en base a mapas históricos**

Existen en la actualidad cuatro formas genéricas de digitalizar las curvas de nivel de mapas topográficos en papel (Doyle, 1978), pero sólo tres de ellas son de hecho operativas. Hacerlo manualmente, siguiendo la curva en una mesa digitalizadora es un trabajo muy minucioso y tedioso, por lo que puede inducir a innumerables errores, duplicando u omitiendo parte de la información presente en el mapa. Este método ha sido descartado de entrada en esta Tesis. La aparición de digitalizadores capaces de seguir líneas fue un acontecimiento de gran importancia de cara a la solución automática del problema. El operador etiqueta cada curva con la correspondiente altitud y sitúa el cursor gráfico sobre cualquier punto de ésta. Una tercera alternativa es registrar digitalmente los movimientos de la marca de referencia calibrada de un restituidor fotogramétrico durante el trazado de cada curva digital, a partir del par estereoscópico de fotos aéreas. Una última posibilidad es utilizar un escáner para obtener una imagen raster de la hoja del mapa base que recoge la información topográfica. Este último método tiene la ventaja de que solo requiere el uso de escáneres comunes, muy extendidos en la actualidad, de bajo coste y fácil manejo. Por ello, es el método de digitalización utilizado en esta Tesis.

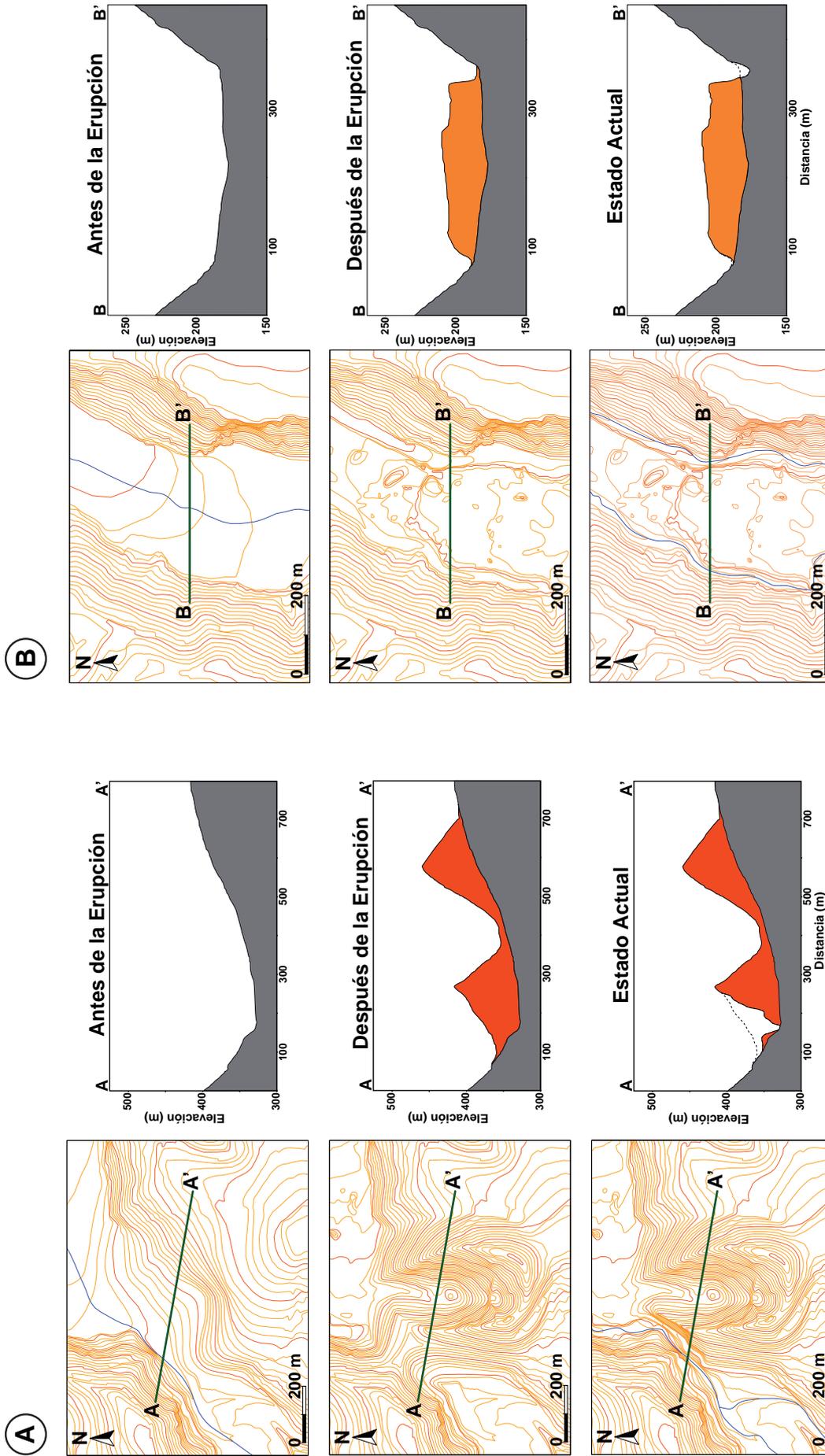
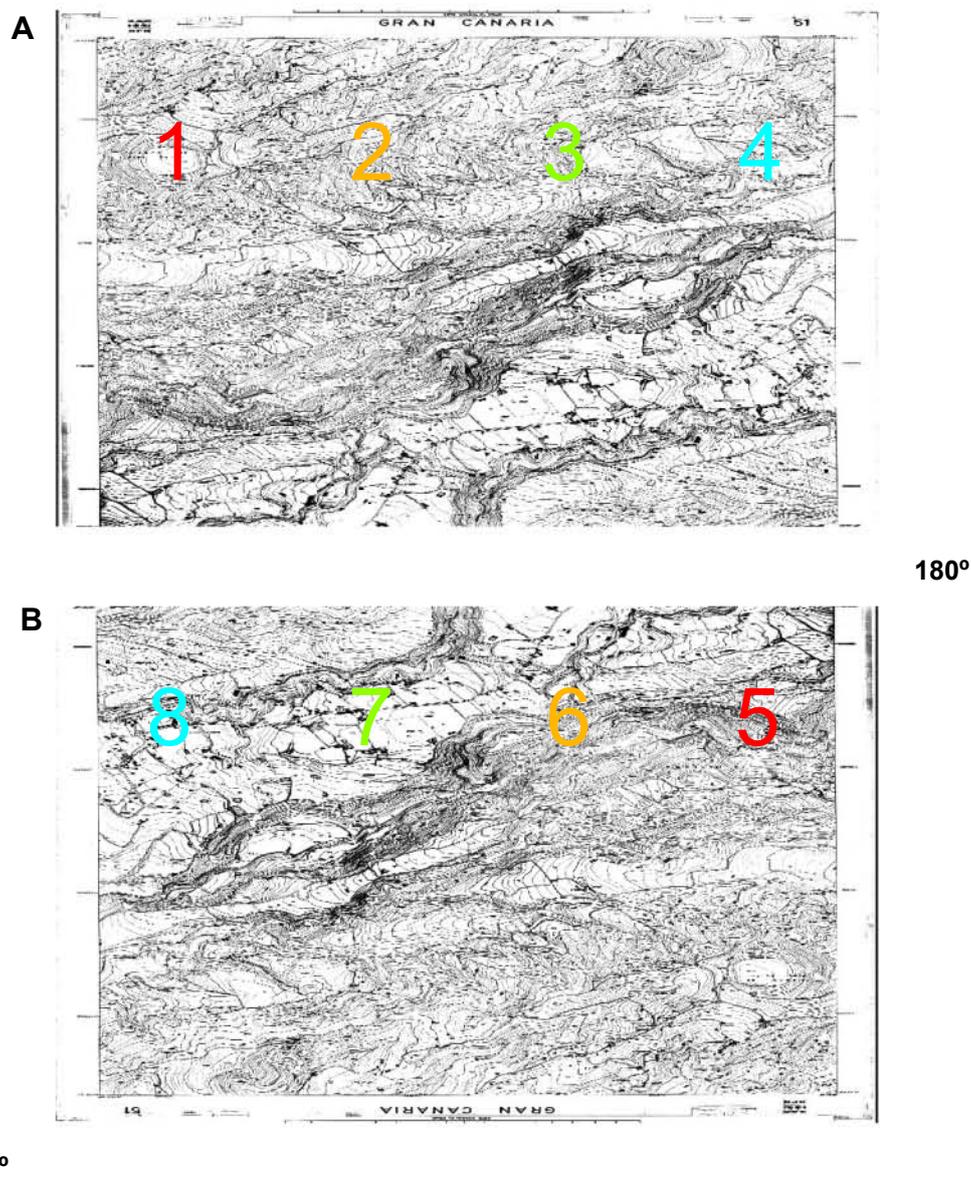


Figura 4.4: A) Reconstrucción geomorfológica del cono antes y después de la erupción y su estado actual. B) Reconstrucción geomorfológica de la lava antes y después de la erupción y su estado actual. Ejemplo tomado del volcán El Lentiscal.

El mapa a escanear mide aproximadamente 80 x 60 cm, por lo que hay que realizar un total de 8 lecturas de tamaño A4 (máxima zona escaneable posible con el escáner disponible) para poder cubrir toda su superficie. Es imprescindible que haya una zona de solape de unos 2 cm entre las diferentes secciones escaneadas. En primer lugar se realizan cuatro lecturas en la parte superior del mapa, de izquierda a derecha, a continuación se gira el mapa 180° para efectuar otras cuatro lecturas de derecha a izquierda, para posteriormente girarlas de nuevo 180° con el programa de tratamiento de imagen que se utilice. El motivo principal de llevar este orden es porque se aprovechan mejor los bordes del mapa para conseguir una fácil alineación de las respectivas imágenes (Fig 4.5).



**Figura 4.5:** A) Número de capturas en la parte superior de la hoja del mapa cartográfico mostrando el solape entre las mismas. B) Número de capturas en la parte inferior de la hoja del mapa, previamente con giro de 180°.

La resolución de escaneado más adecuada para obtener buenas imágenes, sin un tamaño de archivo excesivamente grande, se sitúa entre 200 y 300 ppp, la elección dependerá de lo detallado que sea el mapa. Con estas resoluciones se puede imprimir posteriormente con una calidad muy aceptable. Las sucesivas imágenes se guardan con formato TIFF (aún no se deben comprimir, ni redimensionar).

Para unir las imágenes es aconsejable emplear un software específico como TNTmips, Adobe Photoshop o Panorama Maker. Una vez abierto el programa, preguntará qué imágenes se quieren unir y en qué orden. Aunque se podrían cargar las seis imágenes a la vez, es preferible hacerlo en tres fases:

- Unir las imágenes 1, 2, 3 y 4, y guardar como una imagen resultante (A) (ver Figura 4.5 A).
- Unir las imágenes 5, 6, 7 y 8 y guardar como una imagen resultante (B). (ver Figura 4.5 B)
- Unir las imágenes A y B y guardar la imagen resultante (C).

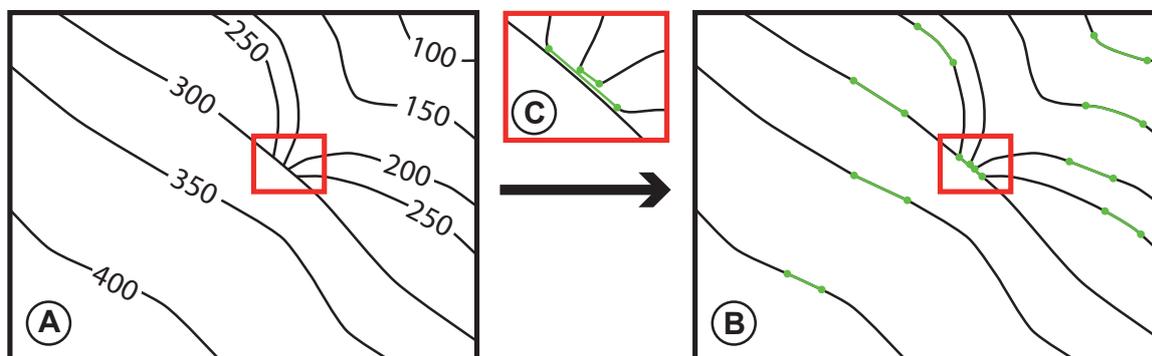
Una vez unidas las imágenes, el tamaño del archivo obtenido es muy grande, lo cual dificulta su manejo y almacenamiento, por este motivo hay que disminuirlo. Para conseguir esta compresión, por un lado hay que disminuir la cantidad de colores, utilizando luego un formato de archivo adecuado que comprima sin mucha pérdida de calidad. Estas operaciones se pueden hacer con Photoshop, ya que emplea técnicas más sofisticadas de indexado de colores (disminución a 256 colores, escala de grises o incluso en B/N) obteniendo una calidad muy buena y puede convertirlas en imágenes con cualquier formato: JPG, GIF, PNG, BMP, etc.

Es necesario limpiar la imagen resultante del mayor número de artefactos posible, si se pretende continuar adelante en el proceso de digitalización del mapa. El filtrado de la imagen consta de tres fases. La primera de ellas consiste en realzar el contraste de la imagen. El segundo paso es una transformación que realza los bordes (zonas de contacto entre zonas de distinto color). El tercero es una clasificación, mediante umbrales, de la imagen.

En este caso, el resultado es una imagen binaria con 1 en los píxeles correspondientes a curvas de nivel y 0 al resto del mapa. Boyel y Ruston (1963) fueron los primeros en aplicar algunos conceptos de la teoría de grafos a la manipulación computerizada de curvas de nivel digitalizadas.

En ocasiones es necesario corregir una o más curvas de nivel (p. ej., zonas de fuerte pendiente), ya que presentan interrupciones en el trazado. Se localizan

los puntos finales de esas curvas haciendo el zoom necesario. La expansión de la ventana de zoom es un aspecto importante porque evita fusiones incorrectas de segmentos (Fig. 4.6).



**Figura 4.6:** A) Curvas de nivel cuyo trazado se interrumpe por etiquetas de cota o confluyen en un punto de fuerte pendiente varias curvas. B) Curvas de nivel cuyo trazado es continuo aplicando las modificaciones previas y muestra los fragmentos de curvas enlazados en la imagen raster. C) Aumento de área donde confluyen varias curvas.

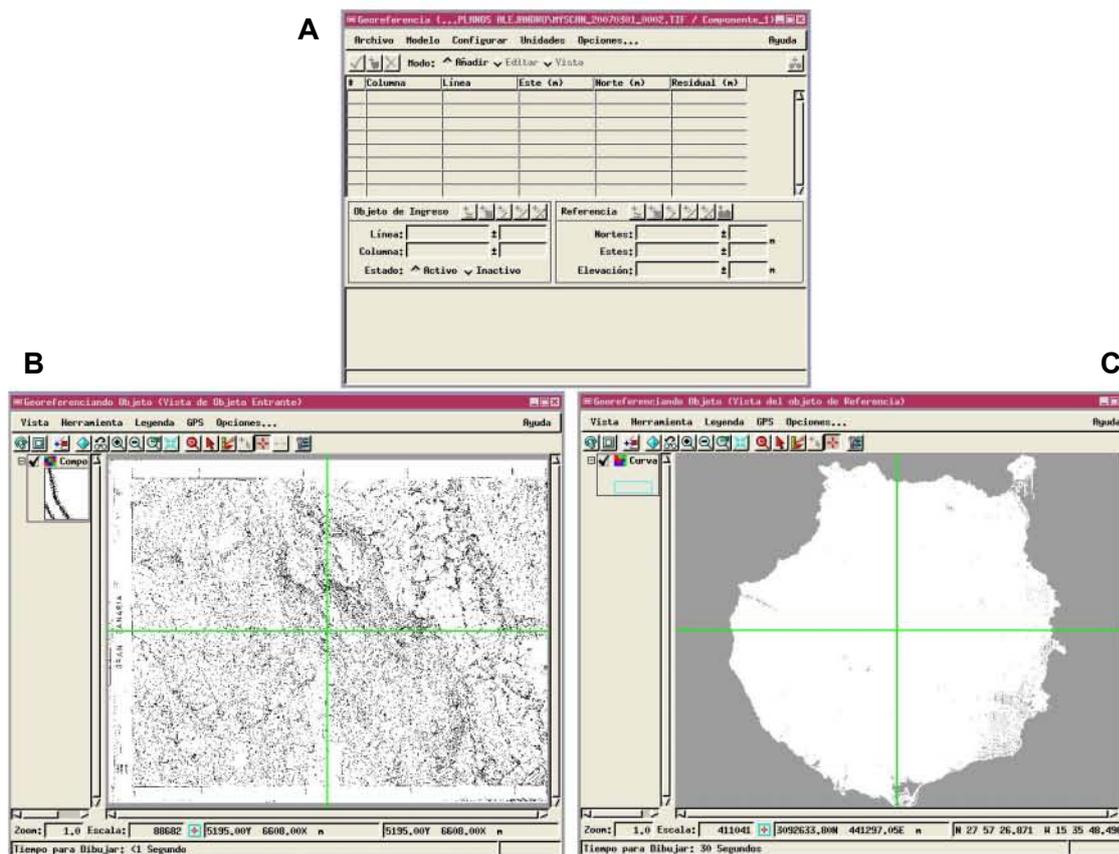
Una vez finalizados todos estos procesos, se vectoriza la imagen raster con un software específico, como el WinTopo Pro.

Este método ha sido aplicado sobre todo en zonas que han sufrido una mayor acción antrópica, como en áreas de canteras para la extracción de áridos. Se han vectorizado varias superficies, desde un edificio volcánico individualizado hasta extensas áreas que conforman varias erupciones, llegando a vectorizar más de 18 km<sup>2</sup>.

El método de vectorización puede ser manual o automatizado. El manual consiste en redibujar por completo el contenido de una imagen raster (curvas de nivel) con las herramientas de dibujo vectorial de WinTopo. Este caso es excepcional por la gran cantidad de tiempo que se necesita.

En cuanto a la vectorización automática, previamente es preciso comprender que hay grandes diferencias entre el modo que el usuario interpreta una imagen y como la interpreta un ordenador. El software de vectorización crea nuevos objetos rastreando los cambios de tonalidad de la imagen mientras que el usuario haría la vectorización analizando y creando los objetos individualmente. De todos los tipos de vectorización que ofrece el software, la más utilizada es sin duda la vectorización por contorno en blanco y negro.

Una vez vectorizada la imagen raster se revisa detalladamente para que no exista algún error, como una curva de nivel en varios tramos, o que se unifiquen



**Figura 4.7:** A) Ventana de control de georeferencia. B) Vista del objeto entrante a georeferenciar con la herramienta *crosshair* activada para añadir puntos. C) Vista del objeto de referencia que ya posee sistema de coordenadas y con la herramienta *crosshair* activada para incluir puntos que son los que se añaden a la ventana de control y al objeto entrante (software de TNTmips de Microimagenes, 2008).

Se puede escoger cualquier proyección de mapa consistente con el objeto entrante. La proyección de salida puede ser diferente de la proyección entrante. Se pueden visualizar coordenadas en cualquier otra proyección y sistema de coordenadas. Además se podrían ingresar puntos de control en Latitud/Longitud, visualizar coordenadas en UTM, y guardar la georeferencia con un Datum diferente. Las posibilidades del software para georeferenciar un documento, ya sea vector, CAD o raster, son muy variadas acorde a las necesidades de cada usuario.

#### 4.4.4. Obtención del MDT

Un MDT es una superficie que se representa como un objeto raster el cual combina información geoespacial (x, y) con valores de elevación (z).

Existen varias fuentes para obtener un modelado de la superficie del terreno (Fig. 4.8). Normalmente la más usada es una cartografía digital, con curvas de nivel, la cual permite obtener por métodos de interpolación una superficie con una

mallas regulares, donde a cada celda o píxel se le asigna un valor y se expresa, en conjunto, como un raster. Dos cuestiones claves para la obtención de un MDT son la selección del tamaño de píxel correcto y el método de interpolación para generar el modelo de superficie.

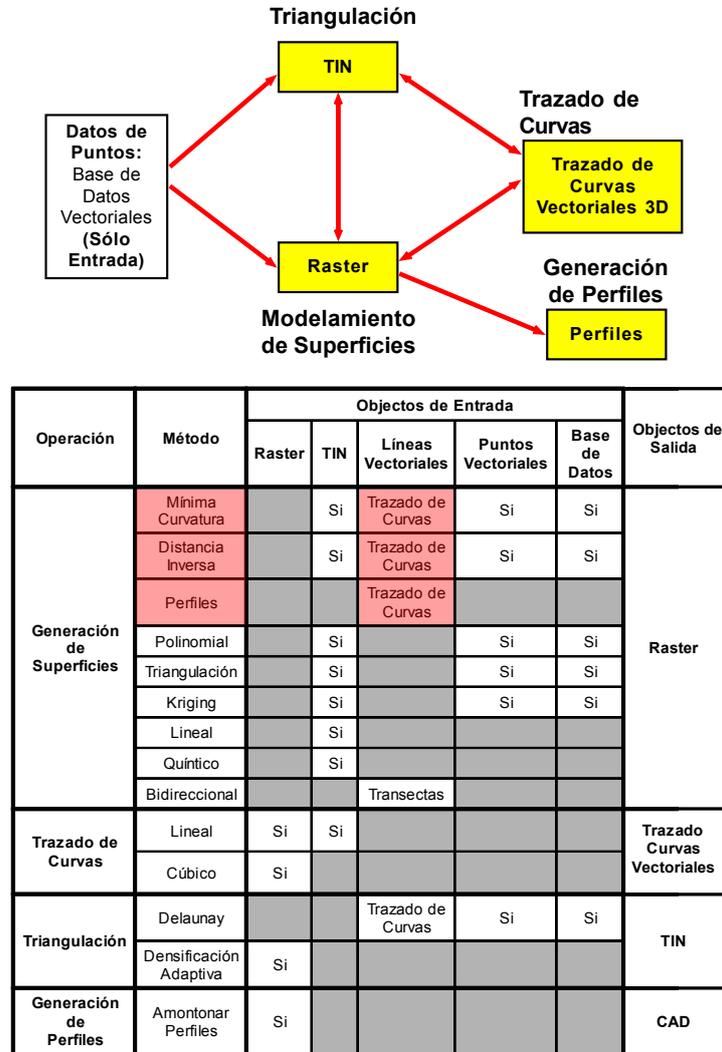


Figura 4.8: Este diagrama y cuadro resumen muestra las relaciones entre las diversas operaciones de Modelamiento de Superficies, objetos de salida y objetos de entrada válidos (Microlmages, 2008).

#### 4.4.4.1. El tamaño de píxel correcto en el MDT

La entidad espacial fundamental en un raster basado en SIG es una celda (DeMers, 2001), que es prácticamente similar a un píxel. Sin embargo, un píxel es la tecnología y una celda es el modelo. Una malla representa las propiedades ideales como matriz ortogonal y de una resolución fija; un píxel no necesariamente tiene estas propiedades. Un ejemplo que muestra esta diferencia es que una fotografía aérea generalmente necesita ser ortorectificada para obtener un modelo de celdas

regulares. Estos procesos generan un raster donde la resolución de la celda y el tamaño de pixel tienen el mismo valor.

Una adecuada resolución del raster se basa en los datos de entrada, los cuales deben coincidir con las dimensiones de las características del terreno que sean de interés. Por ejemplo, en una colada de lava, la resolución del raster debe permitir un avance cuantitativo en las investigaciones de geomorfología volcánica. Sin necesidad de procesar una cantidad ingente de datos, el método recomendado para determinar la resolución del raster se basa en la escala de trabajo mínima, asumiendo que el objeto mínimo distinguible en un mapa es el tamaño de 1x1 mm (EUROSTAT, 2001; McBratney *et al.*, 2003). Esta área de 1 mm<sup>2</sup> corresponde al trazado mínimo legible en un mapa. Dependiendo de la escala del mapa, esta unidad representa la variable de superficie en el terreno. Por ejemplo, a una escala de 1/5.000 la superficie más pequeña para ser representada es 25 m<sup>2</sup> (5x5 m en el terreno se corresponde a 1x1 mm en el mapa). Por lo tanto, la resolución de las celdas puede ser determinada usando la siguiente fórmula:

$$p = SF \times MLA$$

Donde p es el tamaño de celda (pixel), SF es el factor escala y MLA es el área mínima legible en el mapa expresada en metros. A una escala 1/5.000, p es:

$$p = 5.000 \times 0,001 = 5 \text{ m}$$

#### **4.4.4.2. Método de interpolación para obtener el MDT**

La elección del método de interpolación para generar un MDT depende de los datos de entrada (datos de puntos, curvas de nivel, imágenes de pares estereoscópicos, etc.), de las características del terreno y de los efectos del modelado digital (Szekely y Karatson, 2004; Baldi *et al.*, 2006; Yilmaz, 2007). Diferentes métodos de interpolación pueden ser utilizados para obtener un modelo raster, con valores de celda regulares, a partir de los datos de entrada de curvas de nivel. Los métodos más adecuados para estos datos de entrada son: Curvatura Mínima, Inverso a la Distancia y por Perfiles. Estos métodos están disponibles normalmente en los programas de SIG comercial.

El método de Curvatura Mínima se realiza en dos pasos: de iniciación e iteración. El algoritmo de iniciación aplica una función spline cúbica de dos dimensiones para que se ajuste a una superficie plana en la entrada de valores de elevación; después los valores de celdas en el raster requieren una serie de iteraciones de ajuste de la superficie para obtener un resultado final que tenga una curvatura mínima (Briggs, 1974; Smith y Wessel, 1990; Yilmaz, 2007).

El método Inverso a la Distancia selecciona una serie de puntos de entrada próximos entre sí para interpolar un valor de superficie para cada celda en la imagen de salida. El parámetro de área de búsqueda determina la forma del área seleccionada, mientras que el parámetro de distancia de búsqueda determina su tamaño (Yilmaz, 2007; Microimages, 2008).

El método de Perfiles utiliza una interpolación lineal multidireccional para crear el raster de superficie (Microimages, 2008). El algoritmo calcula un raster usando las extensiones de los objetos de entrada y el tamaño de celda especificado. A las celdas del raster que se cruzan con los datos de entrada (curvas de nivel) se les asignan los valores de altura asociados. Primero se procesan sólo las celdas de borde paralelas al mismo. Para otras celdas el proceso busca en otras ocho diferentes direcciones, utilizando el par de valores más próximo (incluyendo los valores de las celdas de los bordes) para así asignarles un valor de salida interpolado. El paso final en el método de perfiles es el suavizado de la superficie, usando un algoritmo de filtro espacial.

#### **4.4.4.3. Calidad del MDT**

Un modelo digital del terreno (MDT) no es una representación directa de superficie topográfica. Los métodos de interpolación pueden introducir tendencias y patrones que no se observan en la superficie real. Los valores de las variables que afectan a estos algoritmos deben ser seleccionados cuidadosamente a través del control de calidad del MDT resultante. Con el fin de comparar experimentalmente la eficacia del método de interpolación en la generación de MDT, su calidad se evalúa a través de trabajos complementarios:

- Comparando los datos de entrada (las cotas de las curvas de nivel) con los valores interpolados del MDT resultante.
- Comparando los volúmenes calculados usando superficies 3D.
- Comparando las pendientes calculadas en superficies 3D.

La optimización de los parámetros aplicados en los algoritmos de los tres métodos de interpolación, descritos anteriormente para generar el MDT, se muestran en la Tabla 4.2.

	Método de Curvatura Mínima	Método Inverso a la Distancia	Método de Perfiles
Tipo de raster del MDT	16-bit con signo	16-bit con signo	16-bit con signo
Tamaño de celda (m)	5	5	5
Valor Z (curvatura)	Lineal	-	-
Iniciación	Perfiles	-	-
Área de búsqueda	Círculo	Círculo	-
Distancia de búsqueda (nº de celdas)	50	50	50
Potencia ponderada	2	20	-
Tensión	0	-	-
Intervalo cuadrícula inicial (nº celdas)	0,1	-	-
Tolerancia igualado	143	-	-
Coincidencias mínimas (% celdas)	99	-	-
Interacciones máximas	10	-	-
Variación permitida del original (m)	0	-	-

**Tabla 4.2: Parámetros aplicados en los tres métodos de interpolación de los cuales se deriva el MDT.**

Cuando se compara el MDT con los datos de entrada (p. ej., el objeto vector de curvas de nivel rasterizadas), los dos factores que miden la exactitud del MDT son el error medio (ME) y el error de la desviación estándar (S) (Fisher y Tate, 2006):

$$ME = \frac{\sum_{i=1}^n (Z_{DEM} - Z_{ref})}{n}$$

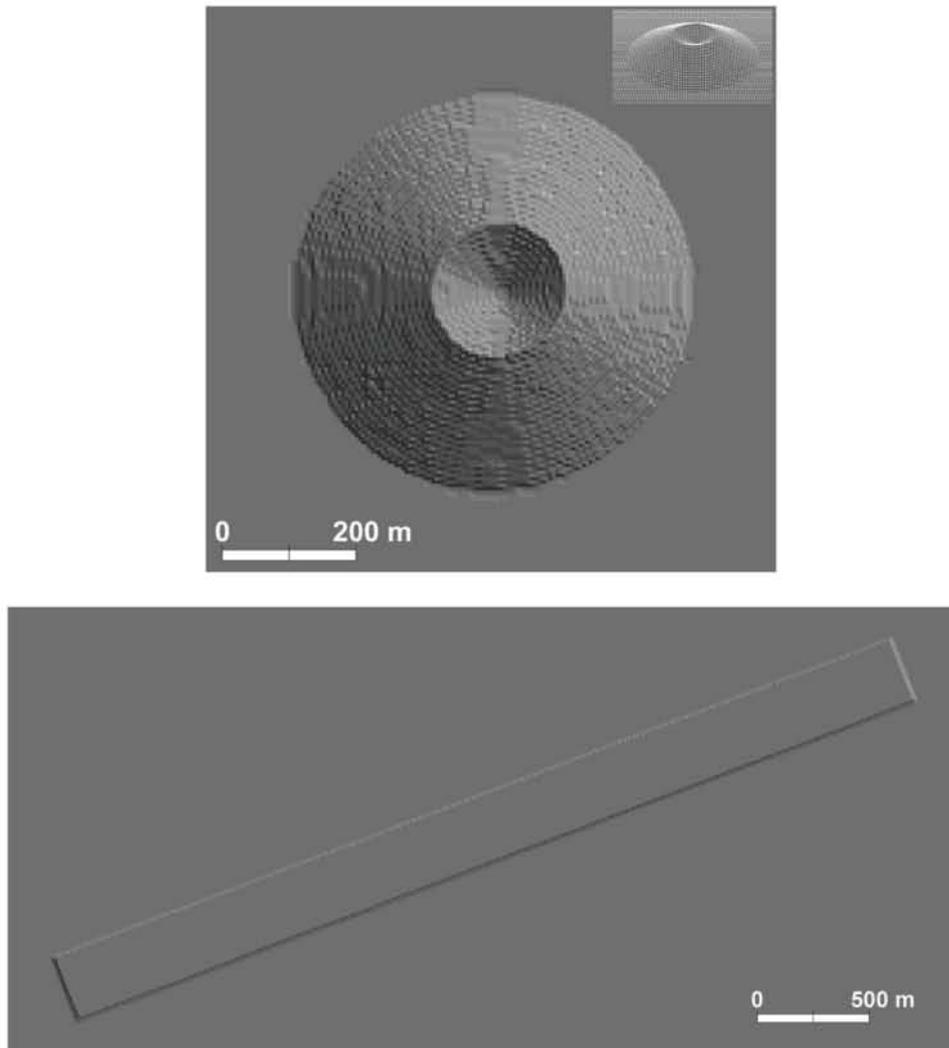
$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n ((Z_{DEM} - Z_{ref}) - ME)^2}{n-1}}$$

Donde  $Z_{DEM}$  y  $Z_{ref}$  son las cotas del MDT y de las curvas de nivel de referencia para cada celda  $i$ , respectivamente;  $n$  es el número total de celdas usadas para el cálculo. Cuando el error medio (ME) es cero, S es igual a la raíz cuadrada del error medio (RMSE). El RMSE es el factor más usado para la evaluación en los errores del MDT (Fisher y Tate, 2006; Yilmaz, 2007):

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Z_{DEM} - Z_{ref})^2}{n-1}}$$

La dificultad en encontrar edificios volcánicos conservados y conocer sus dimensiones exactas condiciona el desarrollo de modelos simulados de edificios volcánicos para la calibración y validación de metodologías. Para resolver esto, se han simulado las dos formas volcánicas que se analizan morfológicamente: el cono y la colada de lava (Rodríguez-Gonzalez *et al.*, 2009). El cono se representa

como un cono truncado y con un cono truncado menor invertido en la parte superior para simular el interior del cráter. La colada de lava por un prisma trapezoidal (Fig. 4.9).



**Figura 4.9: Modelos simulados de un cono (a) y de un flujo de lava (b) utilizado para el control de calidad del MDT y de las medidas morfométricas (ver dimensiones en Tabla 4.3).**

A estos modelos simulados se les han asignado unas dimensiones de un orden de magnitud similar a los típicos edificios volcánicos monogenéticos de erupciones basálticas (Tabla 4.3). A partir de los valores lineales asignados y mediante fórmulas matemáticas se calculan las superficies y volúmenes exactos de las formas volcánicas simuladas.

	Unidad	Cono simulado	Lava simulada
Radio superior del cono ( $r$ )	m	100	
Radio inferior del cono ( $R$ )	m	300	
Radio superior del cráter ( $C_r$ )	m	100	
Radio inferior del cráter ( $C_R$ )	m	10	
Profundidad crater ( $h_{Cr}$ )	m	45	
Longitud lava ( $L$ )	m		4.000
Ancho del techo de lava ( $w_t$ )	m		280
Ancho base de lava ( $w_b$ )	m		300
Potencia ( $h$ )	m	100	10
Cota base de lava ( $z$ )	m	100	100
Pendiente sustrato ( $\beta$ )	grados	—	2
Área ( $A$ )	m <sup>2</sup>	282.743	1.200.000
Volumen ( $V$ )	m <sup>3</sup>	13.090.493	11.600.000

Tabla 4.3: Valores asignados a los modelos simulados del cono y la lava (ver figura 4.9).

El error medio, la desviación estándar, los valores máximo y mínimo obtenidos en los tres métodos de interpolación en los MDT de los modelos simulados del edificio volcánico y la colada de lava se muestran en la Tabla 4.4. El error medio es cero, por lo tanto la desviación estándar y el RMSE coinciden. Estos valores son similares para los tres métodos, siendo cero metros en el primer caso y variando entre cero y un metro en el segundo caso. Los valores máximos y mínimos están condicionados por el tamaño de pixel (5 metros).

	Método interpolación MDT		
	Mínima Curvatura	Inverso a la Distancia	Perfiles
<b>Modelo cono volcánico</b>			
Número de celdas	12.362	12.362	12.362
Error medio (ME) (m)	0	0	0
Desv estd (S) (m)	0	1	1
Mínimo (m)	-2	-5	-5
Máximo (m)	3	5	5
<b>Modelo colada de lava</b>			
Número de celdas	4.379	4.379	4.379
Error medio (ME) (m)	0	0	0
Desv estd (S) (m)	0	1	1
Mínimo (m)	-5	-5	-5
Máximo (m)	5	1	1

Tabla 4.4: Diferencias entre los datos de entrada (curvas de nivel) y los MDT resultantes de la aplicación de los tres métodos de interpolación utilizados.

Otro método para validar los métodos de interpolación en los MDT es a través de estimaciones de volúmenes (Yilmaz, 2007). El reto de este procedimiento es la dificultad de conocer el volumen de las unidades volcánicas reales. Para resolver esta cuestión, se usan los modelos simulados de cono y colada de lava y se aplican ecuaciones de cálculo geométrico (Tabla 4.5). Las ecuaciones expresadas para la superficie y volumen de un cono truncado son:

$$A = \pi \times R^2$$

$$V = \frac{1}{3} \pi h (R^2 + Rr + r^2)$$

Donde  $h$  es la altura,  $R$  y  $r$  son el radio de la base y del techo, respectivamente. El volumen total del cono simulado se obtiene restando el volumen del cono truncado invertido que representa al cráter.

Por su lado, la superficie de la base de la lava y su volumen se obtienen mediante la fórmula del prisma trapezoidal:

$$A = L \times W_b$$

$$V = \frac{1}{2} h (w_t + w_b) L$$

Donde  $h$  es la altura o potencia media de la colada,  $W_t$  y  $W_b$  son los anchos medios del techo y base de la colada de lava, y  $L$  es la longitud.

Un método alternativo para calcular volúmenes es comparando dos MDT de igual área e identificar zonas (píxeles) donde existan diferencias en los valores de elevación. Los MDT comparados representan la parte inferior y superior de un cuerpo. Este método se aplica directamente al cálculo de volúmenes de erupciones volcánicas, comparando dos MDT que representan el antes y después de la erupción. Los volúmenes así calculados para los modelos de cono y colada (ver Tabla 4.3 y Figura 4.9) se presentan en la Tabla 4.5. Los tres métodos de interpolación tienen mayor porcentaje de exactitud en los resultados del cono que en la colada de lava (ver Tabla 4.5). Ello es debido a que la topografía previa sobre la que se asienta el cono simulado, se ha asignado a un plano horizontal, mientras que la topografía sobre la que discurre la colada de lava simulada se ha generado con un valor de pendiente de 2°.

	Ecuación Geométrica (EG)	Método interpolación MDT		
		Curvatura Mínima	Inverso a la Distancia	Perfiles
<b>Modelo cono volcánico</b>				
Volumen (m <sup>3</sup> )	13.090.493	13.083.414	13.102.378	13.087.396
Diferencia de Volumen respecto a EG (m <sup>3</sup> )		-7.079	11.885	-3.097
Tasa aproximación (%)		99,95	100,09	99,98
<b>Modelo colada de lava</b>				
Volumen (m <sup>3</sup> )	11.600.000	11.553.538	11.495.865	11.519.202
Diferencia de Volumen respecto a EG (m <sup>3</sup> )		-46.462	-104.135	-440.798
Tasa aproximación (%)		99,60	99,10	96,20

**Tabla 4.5: Comparación de los volúmenes obtenidos a partir de las fórmulas geométricas y de los métodos de interpolación para el cono y la colada de lava simulados (ver Figura 4.9).**

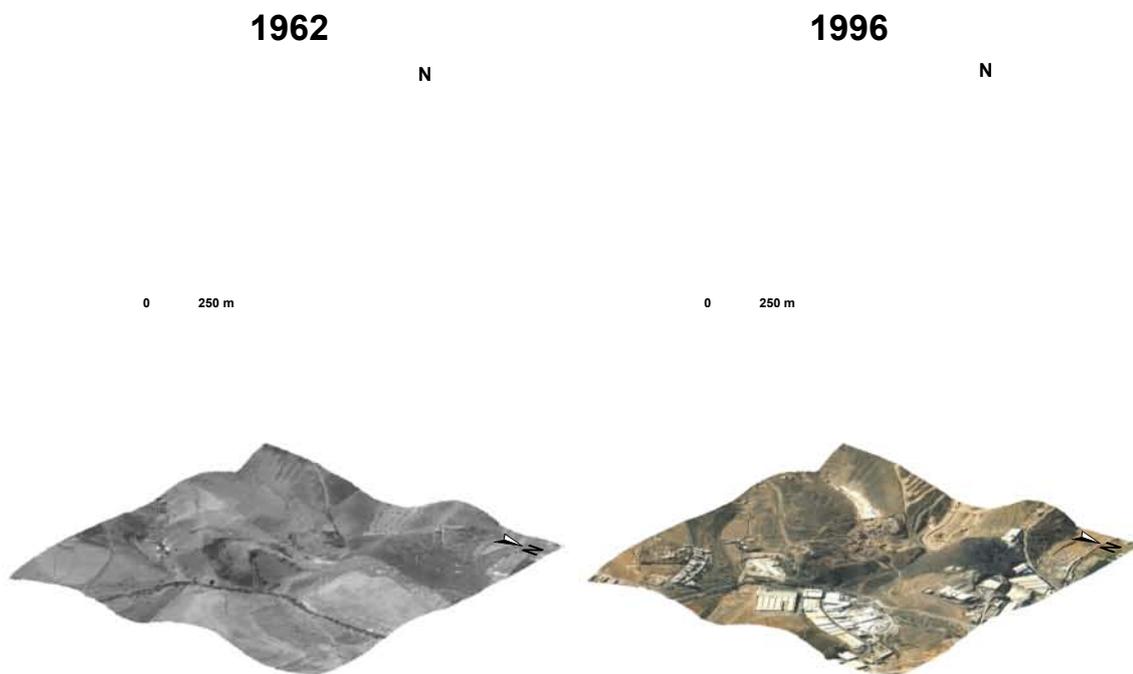
Otro enfoque para evaluar la calidad del MDT es tomando como referencia las pendientes de las superficies de las unidades volcánicas simuladas. La inclinación de la pendiente influye sobre el número de curvas disponibles que son medidas para obtener la elevación y, por consiguiente, afecta a la precisión del MDT. Como ocurre en el caso del volumen, se recurren a modelos de superficies simuladas. Se aplicó el modelo del cono, ya que el parámetro de pendiente es importante para entender la evolución de los conos aplicando estos métodos. El procedimiento se aplica a los flancos del cono, excluyendo el interior del cráter, con lo que se obtiene una media de 28°. Los resultados obtenidos por los tres métodos de interpolación muestran una media y una mediana en torno a los 27°.

Estos datos son especialmente útiles para validar el tamaño de celda usado en el MDT, por lo que una resolución muy alta da paso a una interpretación equivocada de las pendientes en la superficie. Por ejemplo, cuando la media de la pendiente del cono se calcula para un tamaño de celda de 2,5 m, el histograma del MDT muestra una distribución bimodal de las pendientes, una corresponde a la pendiente real y la otra es producida por los cálculos.

Por tanto, la resolución del MDT más adecuada a la escala de trabajo de 1/5.000 es de 5x5 m aplicando los tres métodos de interpolación (curvatura mínima, inverso a la distancia y por perfiles). El método recomendado es el de Curvatura Mínima porque es aplicable a todo tipo de terrenos y es más rápido en los cálculos.

El método de perfiles, crea “agujeros” en el MDT, sobre todo en zonas llanas y el método inverso a la distancia tiene un procesamiento en los cálculos muy lento.

Considerando los apartados anteriores, se pueden generar los MDT aplicando el método de interpolación idóneo para cada una de las erupciones holocenas, independientemente del tipo de información de entrada, ya sea la topografía digital editada por GRAFCAN o la topografía histórica que ha sido digitalizada y vectorizada previamente. Prueba de ello se presenta en la Figura 4.10, donde se ha seleccionado una zona actualmente muy afectada por la acción antrópica (cantera de extracción de áridos) y en la que se ha podido reconstruir no sólo en 2D sino en 3D los dos momentos, el antes y después de la explotación.



**Figura 4.10: Caso ejemplo de vectorización de la cartografía histórica de 1962 comparada con la cartografía digital de 1996. En la parte inferior se muestran los MDT de cada fecha, donde se observan en el centro de las imágenes 3D cambios importantes en la morfología del terreno por la presencia de una cantera de extracción de áridos que afecta directamente al cono de la erupción de El Gallego.**

En síntesis, para calibrar los procedimientos de obtención de los diferentes MDT y de los parámetros morfométricos se generaron edificios volcánicos simulados en 3D a una escala de trabajo real. El tamaño de pixel más adecuado a la escala de trabajo (1/5.000) es 5x5m y el método de interpolación más apropiado para generar los MDTs es el de Curvatura Mínima. La calidad de los MDTs resultantes permiten determinar, junto a la información geológica de los conos, lavas y depósitos

piroclásticos de caída, las principales características morfológicas de estos edificios en un entorno SIG.

La comparación en los cálculos determinados mediante fórmulas geométricas y las obtenidas mediante las herramientas SIG aplicando los modelos morfométricos ensayados en este trabajo, pusieron de manifiesto errores inferiores al 2,2% (ver capítulo 8).

La bondad de la metodología ensayada en formas geométricas simuladas, permite extrapolar un comportamiento igual de fiable a las formas volcánicas reales. Por ello, para validar la metodología expuesta se han utilizado volcanes monogénicos reales del Holoceno en la isla de Gran Canaria (Rodríguez-Gonzalez *et al.*, 2008b,c; 2009). En estos volcanes se ha puesto de manifiesto que, en los cálculos volumétricos, el empleo de métodos tradicionales (aplicación de fórmulas geométricas) arrojan errores superiores al 50% respecto a los obtenidos por las herramientas SIG, las cuales, por tanto, se aproximan mucho más a la realidad (Rodríguez-Gonzalez *et al.*, 2009). En el capítulo 8 se tratan con detalle los cálculos morfométricos en los volcanes reales holocenos de Gran Canaria.

En conclusión, la metodología aquí expuesta es la más adecuada para estudios morfométricos de gran exactitud en entornos volcánicos. Por ello, esta metodología puede ser aplicada igualmente en otros contextos geodinámicos terrestres, así como al estudio de edificios volcánicos en otros planetas del Sistema Solar.