

ITINERARIOS DIDÁCTICOS POR LA ISLA DE TENERIFE

Publicaciones del Grupo de Investigación GEOVOL,
"Geomorfología, Territorio y Paisaje en Regiones Volcánicas"
Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio



FUNDAMENTACIÓN TEÓRICA DE LOS ITINERARIOS DIDÁCTICOS

"La observación directa del paisaje es un ejercicio esencialmente distinto al aprendizaje de conocimientos o ideas en un libro o a través de un profesor (...), en ese contacto con la naturaleza y la cultura, el alumno puede identificarse de alguna manera con ellas, integrarse en el paisaje, sobre todo si es cercano, su propio paisaje. Esa integración supone comprenderlo, valorarlo, respetarlo,...". Sanz Herráiz (2000).

Los itinerarios didácticos son una herramienta utilizada dentro de la enseñanza-aprendizaje cuya finalidad se basa en promover la sensibilización y comprensión de factores que interactúan en los entornos físicos, naturales y sociales a través de una serie de actividades didácticas que consoliden dichos conocimientos y aprendizajes.

Sus antecedentes se relatan a finales del siglo XIX, cuando la Institución Libre de Enseñanza adoptó las excursiones como parte de su nuevo enfoque pedagógico, ya que era una de las mejores formas de lograr una educación completa e integradora del ser humano Ortega, (1998).

Desde aquel entonces, fueron muchos los autores que han destacado el gran potencial didáctico que poseen los itinerarios y las excursiones en la enseñanza de la Geografía (Marrón, 2001; Sánchez, 1995; García, 1994; Gómez, 1986), acordando que la visita al territorio ofrece al alumnado una posibilidad de comprensión y de relación de los hechos geográficos mucho mayor que utilizando cualquier otro recurso, facilitando de esta manera el aprendizaje significativo a través de la experiencia de campo. García Ruíz (1994), considera que con los trabajos de campo, la Geografía se convierte en la mejor disciplina que pone en contacto al alumno con la realidad espacial.

Dentro de los argumentos de la enseñanza-aprendizaje, el itinerario como recurso didáctico cobra un mayor protagonismo a la hora de poner en práctica todos aquellos conocimientos teóricos visto en el aula.

Jerez García (2007) defiende que "en el proceso de enseñanza-aprendizaje de una disciplina como la Geografía, y concretamente del paisaje como objeto didáctico, se deben tener en cuenta los siguientes fundamentos:

- ☛ Fundamentos epistemológicos: primeramente es necesario conocer los fundamentos científicos de la disciplina objeto de enseñanza (¿qué enseñar?).
- ☛ Fundamentos pedagógicos: la función educativa del paisaje implica conocer el marco pedagógico que nos permita disponer de un modelo educativo a partir del cual elaborar la propuesta didáctica (¿por qué y para qué enseñar?).
- ☛ Fundamentos didácticos: se trata de dominar la teoría y práctica del proceso de enseñanza-aprendizaje, o los fundamentos didácticos propiamente dichos. Tradicionalmente el estudio de la geografía se limitaba al aprendizaje memorístico, repetitivo y mecánico (¿cómo enseñar?).

Sánchez Ogallar (1996:160-184), añade una serie de valores a la práctica de los itinerarios didácticos:

- ☞ *Propician la comparación, poniendo de manifiesto semejanzas y diferencias entre distintas áreas.*
- ☞ *Permiten el desarrollo de destrezas procedimentales relacionadas con la medición o estimación de las distancias, inclinaciones, alturas, etc.*
- ☞ *Constituyen un marco único para el desarrollo de las destrezas cartográficas, como la lectura de mapas, orientación o localización.*
- ☞ *Permiten a los alumnos una perspectiva ambiental sobre el entorno que puede propiciar la búsqueda de soluciones a problemas ambientales."*

EL PAISAJE VOLCÁNICO COMO RECURSO E ITINERARIO DIDÁCTICO

La elección de destino turístico del Archipiélago Canario desde hace décadas, ha modificado sustancialmente el paisaje de la mayoría de las islas. El litoral se encuentra densamente poblado y los espacios protegidos subsisten precariamente soportando un número muy elevado de visitantes que alteran profundamente el paisaje original y sus formas de hábitat animal y vegetal. La construcción de obras de infraestructura destinadas fundamentalmente al servicio de los complejos turísticos, sin atender al impacto ambiental que provocan, contribuye poderosamente al deterioro paisajístico y medioambiental. El riesgo más o menos remoto de posibles eventos volcánicos y/o sísmicos, de cara a una población transeúnte (4.000.000 personal al año) poco o nada informada, es algo que debería preocupar en mayor medida a las administraciones competentes. El paisaje volcánico, creador del recurso económico del turismo se ve profundamente alterado por sus propias características paisajísticas.

Para preservar los valores de los territorios volcánicos y también para canalizar la corriente turística hacia estos territorios sin dañar sus valores paisajísticos, geomorfológicos y ambientales se crean diversas figuras de protección que van desde los parques nacionales hasta pequeñas reservas de carácter local.

La excelencia de estos paisajes y su singularidad generó importantes corrientes turísticas, pioneras en el archipiélago, en las islas de Tenerife y Lanzarote. Posteriormente, a raíz de la erupción del volcán Teneguía, la corriente turística se incrementó de forma considerable en La Palma, y en la actualidad repunta en El Hierro tras la erupción submarina del volcán de Las Calmas. El negativo impacto antrópico unido a especiales sensibilidades ha llevado a desarrollar corrientes conservacionistas en la totalidad de las islas que forman el archipiélago. La elaboración de estos itinerarios didácticos tienen entre sus objetivos el conocimiento de un paisaje singular la concienciación de su valor y la voluntad de conservarlo para generaciones futuras como parte de la memoria colectiva de la sociedad.

PRESENTACIÓN

COORDINACIÓN CIENTÍFICA

Dra. Elena González Cárdenas

Dr. Javier Dóniz Páez

EDITOR

Dr. Rafael Becerra Ramírez

AUTORES

Dra. Elena González Cárdenas. UCLM

Dr. Francisco Javier Dóniz Páez. ULL

Dr. Rafael Ubaldo Gosálvez Rey. UCLM

Dr. Rafael Becerra Ramírez. UCLM

DEA. Estela Escobar Lahoz. UCLM

Máster. M^a Carmen Becerra Ramírez. UCLM

PATROCINA

Grupo de Investigación GEOVOL

Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio

Facultad de Letras, Universidad de Castilla-La Mancha



SUMARIO

I PLANTEAMIENTO GENERAL

II ELHOMBRE Y EL VOLCÁN. EL VOLCÁN COMO RECURSO

- ☞ El volcán como base de la actividad agraria y pastoril
- ☞ El uso de los materiales volcánicos en la construcción
- ☞ El paisaje volcánico y el paisaje turístico

III BIODIVERSIDAD Y CONSERVACIÓN

- ☞ Vegetación, Flora y Fauna
- ☞ Espacios naturales protegidos

IV INTRODUCCIÓN: SÍNTESIS DEL VOLCANISMO Y PETROLOGÍA DE LAS ISLAS CANARIAS

- ☞ Evolución del volcanismo en Tenerife
- ☞ Los macizos antiguos
- ☞ Los estratovolcanes
- ☞ Las erupciones históricas

V ITINERARIOS

MACIZOS DE ANAGA Y TENO

- ☞ Rasgos geomorfológicos y biogeográficos de los macizos de Anaga y Teno
- ☞ Morfología y significado de la isla baja de Punta del Hidalgo
- ☞ Morfología y depósitos del Barranco del Río
- ☞ Arco de Taganana
- ☞ Deslizamiento gravitacional de Buena Vista

DORSAL DE PEDRO GIL

- ☞ Los estratovolcanes de Pedro Gil y Cañadas
- ☞ Deslizamientos de los valles de La Orotava, Güimar e Icod-La Guancha
- ☞ Volcanes monogénicos de los valles de deslizamiento: Volcán de Güimar

CALDERA DE LAS CAÑADAS

- ☞ Génesis y evolución de la Caldera de Las Cañadas
- ☞ Modelado del estratovolcán Teide-Pico Viejo-Montaña Blanca
- ☞ Formas y formaciones del interior de Las Cañadas: Los Roques de García
- ☞ Edificios domáticos del entorno del Teide-Pico Viejo

LAS BANDAS PIROCLÁSTICAS DEL SUR

- ☞ Depósitos asociados a la evolución del estratovolcán Cañadas: ignimbritas de Arico y Chimiche
- ☞ Dinámicas eruptivas litorales: la doble erupción surtseyana de Montaña Pelada o Escachada
- ☞

ERUPCIONES HISTÓRICAS

- ☞ Las erupciones históricas de fecha conocida
- ☞ Erupciones de los siglos XVII y XVIII: Erupciones de Arenas Negras (Garachico), Siete Fuentes-Fasnia-Arafo y Chahorra
- ☞ La última erupción en Tenerife: volcán Chinyero, 1909
- ☞ Riesgo volcánico en Tenerife

PLANTEAMIENTO GENERAL

Con la elaboración de esta guía de Itinerarios Didácticos por la isla de Tenerife pretendemos contribuir a un mayor conocimiento de las características geográficas de un espacio dominado por las formas y formaciones volcánicas que caracterizan un paisaje fuertemente modificado por la actividad humana. El hombre convive y usa lo que los volcanes le ofrecen, tradicionalmente como soporte de sus cultivos o de su actividad ganadera, y modernamente como base de la industria turística.

Los itinerarios didácticos por la isla de Tenerife son la adaptación de los trabajos de campo que se realizan en el Curso Práctico de Geomorfología Volcánica que, organizado por el Grupo de Investigación GEOVOL, integrado en el departamento de Geografía y Ordenación del Territorio de la Universidad de Castilla-La Mancha, se viene desarrollando desde 1996 en diferentes escenarios de las Islas Canarias. Con ellos se pretende dar una visión de las características volcanológicas, biogeográficas, etnológicas, en definitiva paisajísticas de Tenerife. Se diseñan estos itinerarios siguiendo la construcción de la isla como se especifica en la organización de la obra, estando precedidos por un capítulo introductorio: Síntesis volcanológica de las Islas Canarias y dos anexos: Biodiversidad y conservación y Poblamiento del Archipiélago Canario

La obra va dirigida a estudiantes universitarios y de enseñanzas medias, si bien su lenguaje divulgativo, que no merma su carácter científico, la hace accesible a todos aquellos interesados en conocer el paisaje tinerfeño y las relaciones ancestrales del hombre con el volcán

Para la elaboración de estos itinerarios se ha consultado la bibliografía más destacada que se ha publicado sobre Tenerife. Así mismo se han utilizado imágenes y cartografía que complementan la explicación de cada uno de ellos. Un diaporama acompaña e ilustra fotográficamente la obra.

"A través de los bosques de laureles corren numerosos arroyos que, por medio de una infinidad de atarjeas, llevan el frescor y la vida hasta los lugares más alejados del valle. En él es desconocida la esterilidad de África y parece estar protegido de las devastaciones que con tanta frecuencia asolan las zonas que contiene el Pico. Cuando se contempla este valle...uno piensa que es el resultado del corrimiento de una parte de la isla...La proximidad de un volcán tan activo y violento como el de Tenerife, hace que esta suposición no sea inverosímil"

Leopold Von Buch. Descripción Física de las Islas Canarias

ORGANIZACIÓN DE LA OBRA

I. LOS MACIZOS ANTIGUOS

Lavas de la series I-II-III: macizos de Anaga y Teno

- ☞ Series de rocas volcánicas
- ☞ Procesos erosivos
- ☞ Depósitos fluvio-torrenciales
- ☞ Deslizamientos gravitacionales

II. ESTRATOVOLCANES

Dinámicas eruptivas, fracturación, erosión y deslizamientos.

- ☞ Valles de La Orotava, Icod-La Guancha y Güimar

Formas y formaciones conservadas del edificio Cañadas

- ☞ Significado tectomorfológico de los Roques de García
- ☞ Depósitos de flujos piroclásticos en las bandas del sur. Ignimbritas de Arico, Chimiche y El Río
- ☞ Avalanchas en La Orotava

III. CALDERA DE LAS CAÑADAS

Génesis y evolución

- ☞ Erupciones y materiales lávicos del interior de Las Cañadas
- ☞ Depósitos de Diego Hernández, Guajara y Ucanca
- ☞ El estratovolcán Teide-Pico Viejo
- ☞ Erupciones del entorno del estratovolcán: Montaña Blanca, Pico Cabras, Domos Blancos

IV VOLCANES MONOGÉNICOS Y MORFOLOGÍA LITORAL

Volcanes monogénicos basálticos

- ☞ Volcán de Güimar

Erupciones hidrovolcánicas

- ☞ Montaña Escachada

Islas Bajas. Origen y evolución

- ☞ Isla Baja de Punta del Hidalgo

V ERUPCIONES HISTÓRICAS Y RIESGO VOLCÁNICO

Dorsales de Pedro Gil y Bilma

- ☞ Siete Fuentes (1704) Fasnia (1705)
- ☞ Garachico (1706) Chinyero (1909)

Circo de Las Cañadas

- ☞ Chahorra (1798)

TEMÁTICA DE LOS ITINERARIOS

Itinerario nº 1

Macizos de Anaga y Teno (Fig. 1). Reconocimiento de las series de lavas antiguas, deslizamientos gravitacionales de Taganana y Buena Vista, estudio geomorfológico de barrancos y depósitos sedimentarios en función de la estructura, la litología y los condicionantes climáticos. Denudación de conductos magmáticos y diques, Características biogeográficas.

Itinerario nº 2

Dorsales de Pedro Gil y Bilma y eje eruptivo del Valle de San Lorenzo (Fig. 1). Reconocimiento geomorfológico, grandes deslizamientos gravitacionales de La Orotava, Icod y Güimar, depósitos de avalancha, volcanes basálticos monogénicos. Características biogeográficas

Itinerario nº 3

Caldera de Las Cañadas (Fig. 1). Estudio de la génesis y evolución de una caldera compleja, modelado de las cumbres centrales de Tenerife, estudio pormenorizado de los Roques de García. Recorrido por el interior de la depresión de Las Cañadas a) Subida al pico del Teide y reconocimiento visual del conjunto de la caldera. Ascenso al cráter central y reconocimiento de las fumarolas activas, descenso a pie hasta el mirador de Pico Viejo (Estas dos últimas paradas están supeditadas a las condiciones atmosféricas y a la disponibilidad de funcionamiento del teleférico del Teide). Existe la posibilidad de hacer el descenso desde el pico a pie por la ruta de Pico Viejo-Chahorra. Se trata de un recorrido de dificultad muy alta y de unas 7-8 horas de duración. Para los que no lo quieran realizar se llevará a cabo un recorrido alternativo en el entorno de los Roques de García y el Valle de Ucanca-Los Azulejos. Análisis de la morfología de un posible borde de caldera, depósitos de flujos piroclásticos, brechas, diques y conductos de emisión del Edificio Cañadas. Comparación de diferentes tipos de coladas, alteraciones

hidrotermales y formas endorreicas del Llano de Ucanca. Si las condiciones atmosféricas o de seguridad no permitieran la subida al cráter del Teide, se realizará el recorrido alternativo siguiente: b) Ascenso a las rampas iniciales de la montaña de Guajara y observación de los depósitos piroclásticos de la "formación Guajara" recorrido por los llanos endorreicos y observación de las formas derivadas de procesos de colapso y subsidencia. Observación de formas relacionadas con las características climáticas. Caracterización biogeográfica

Itinerario nº 4

Depósitos piroclásticos asociados a la formación-destrucción del estratovolcán "Cañadas" (bandas piroclásticas del sur). Depósitos de ignimbritas (Fig. 1). Dinámicas eruptivas costeras, estudio pormenorizado de la erupción surtseyana de Montaña Escachada. Caracterización biogeográfica

Itinerario nº 5

Erupciones históricas (Fig. 1). Estudio pormenorizado de la erupción de Fasnia.

Itinerario nº 6

El Hombre y el Volcán (Fig. 1). Riesgo volcánico en Tenerife: la crisis sísmica de 2004-2005. Uso del material volcánico para la construcción. El paisaje volcánico natural y antropizado. El impacto del turismo y su interacción con el hecho volcánico.

Itinerario nº 7

Biodiversidad y conservación(Fig. 1). Vegetación. Flora y Fauna. Paisaje vegetal: bosques de laurisilva, corona forestal, vegetación de alta montaña. Cinturón halófilo costero. Cardonal-Tabaibal. Matorral de Aulaga, Bosquetes termófilos. Comunidades primocolonizadoras sobre sustrato volcánico. Espacios Naturales Protegidos. Reserva de la Biosfera y Red Natura 2000. Red de IBAs y Red Canaria de Espacios Naturales Protegidos. El impacto de los repetidos incendios forestales sobre el paisaje y la biodiversidad de Tenerife.



1. Mirador de El Carmen, 2. Mesa de Tejina, 3. Punta del Hidalgo, 4. Barranco del Río, 5. Arco de Taganana, 6. San Andrés
 7. Punta de Teno, 8. Buenavista, 9. Avalancha de La Orotava, 10. Mirador de El Lance, 11. V. de Arafo, 12. V. de Güimar
 13. Centro de visitantes, 14. Montaña Blanca, 15. El Teide, 16. Pico Viejo, 17. Chahorra, 18. Roques de García, 19. Guajara
 20. Garachico, 21. Erupción de Fasnía-Siete Fuentes, 22. Montaña Escachada

Base: Imagen Google. E. González

Figura 1. Itinerarios didácticos



LITORAL NOROESTE DE TENERIFE

INTRODUCCIÓN

SÍNTESIS DEL VOLCANISMO DE LA ISLA DE TENERIFE

Aspectos generales

El Archipiélago Canario está formado por siete islas volcánicas (Fig.2) levantadas junto al margen NW de África, en el que se han desarrollado procesos eruptivos desde hace más de 20 millones de años. Varias hipótesis han tratado de explicar la presencia de este conjunto de islas volcánicas en un borde continental pasivo. (Anguita *et al.* 2002). Se ha hablado de: punto caliente, punto caliente intermitente, bloques del sustrato oceánico rotos y levantados, existencia de una lámina térmica, etc. De cualquier modo, la dinámica de los ejes estructurales NE/SW y NW/SE, relacionados con la apertura del Océano Atlántico y con el levantamiento y evolución del Atlas, ha jugado un significativo papel en el origen de este voluminoso y duradero volcanismo (Araña y Ortiz, 1986).

Fuster *et al.* (1968) estiman que las primeras erupciones de Tenerife tuvieron un carácter fisural y en ellas se emitieron ankaramitas, basanitas y basaltos alcalinos que constituyen las "series basálticas antiguas". (Ancochea *et al.* 1989-90) estiman la edad de estos productos subaéreos entre 12 y 3'3 ma. Otras dataciones dan edades de 16'1 y 5'7 ma. Ninguna de estas dataciones parece fiable, estimándose las edades de los macizos antiguos en una banda que oscila entre 7 y 3'6 ma. para Anaga, 6'7 y 4'5 para Teno y 11'6 y 3'5 para el Roque del Conde (Anguita *et al.* 2003).

Simultáneamente a la emisión de estas lavas que forman las series antiguas, erupciones basálticas se están desarrollando a lo largo del eje de la dorsal, dando origen a las "Series Dorsal" (Fuster, 1968, Ancochea, 1990). Hace 3'5 ma, en el centro de la isla, se inician las erupciones que van a levantar el inmenso estratovolcán denominado "Edificio Cañadas" cuya dinámica implica sucesivos episodios de construcción-destrucción, colapsos de caldera y el posible gran deslizamiento final que determina la forma de la actual caldera central de Tenerife. Las inclinadas vertientes meridionales de la isla forman parte de la estructura del Edificio Cañadas y culminan en los farallones de una amplia depresión (Las Cañadas) a una altura de 2.000 m. Esta depresión ha sido en parte ocupada por los depósitos de un nuevo edificio volcánico, el estratovolcán activo Teide-Pico Viejo de 3.718 m. cuyas lavas se han emplazado preferentemente a lo largo de las vertientes septentrionales de la isla (Valle de Icod-La Guancha).

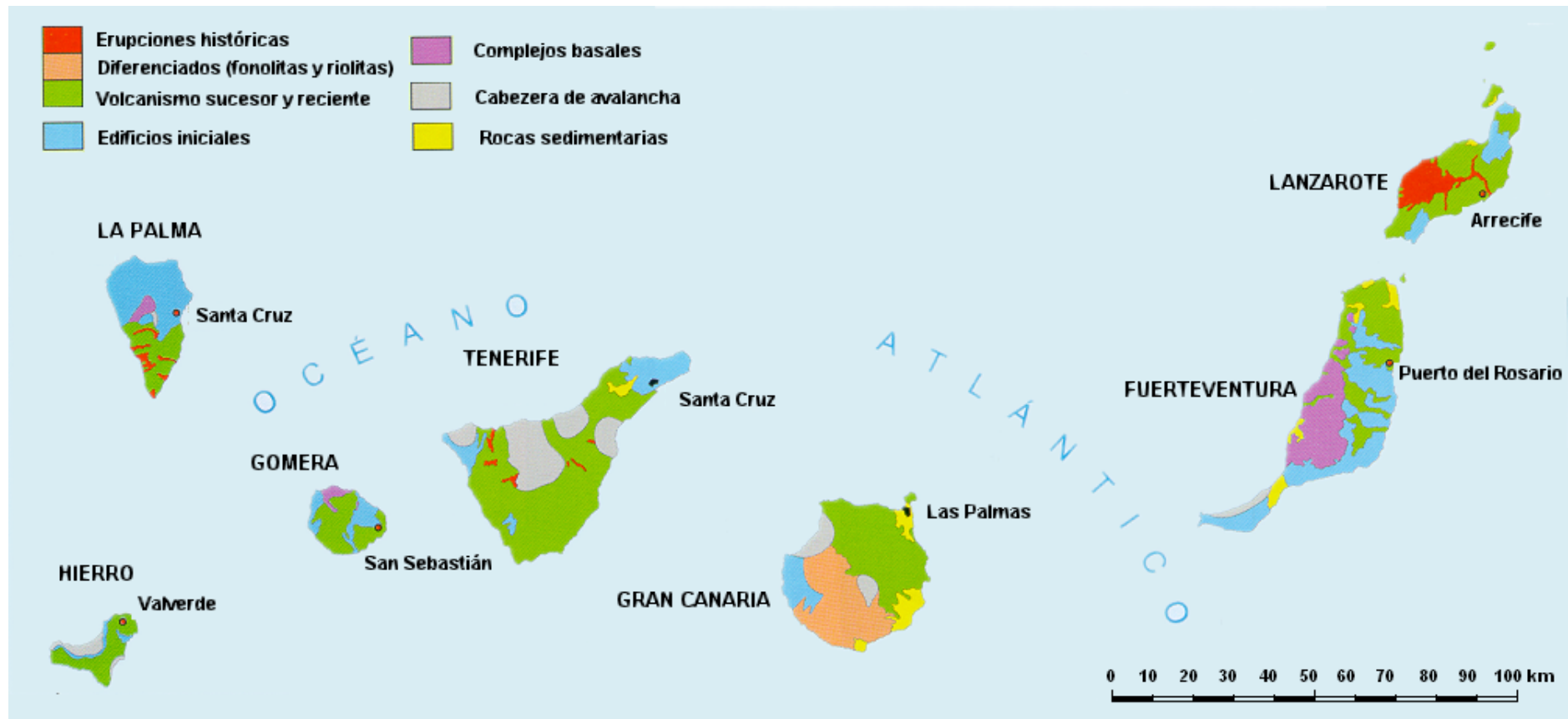


Figura 2. Geología de las Islas Canarias, ITGM. Según Anguita, F. et al. 2002

El relieve

Tenerife tiene forma triangular que le viene dada por los ejes tectovolcánicos que la integran. El relieve de la isla (Fig. 3) se organiza alrededor del estratovolcán central, cortado por barrancos radiales, situándose en el extremo de los ejes volcánicos de Tenerife las lavas más antiguas que constituyen los macizos de Anaga, Teno y Roque del Conde. Para algunos autores (Carracedo *et al.* 2009) el Roque del Conde sería el testigo de un primer gran "escudo central" con una edad entre 12 y 9 ma.

El Circo de Las Cañadas constituye una depresión elíptica, de fondo plano, cerrada al sur, este y oeste por un abrupto borde cortado por los procesos volcano-tectónicos, suavizado en su contacto con la superficie topográfica que constituye su base, por los procesos erosivo-sedimentarios. Al norte el posible borde de esta estructura queda enmascarado por los materiales procedentes de las erupciones del Teide. El estratovolcán Teide-Pico Viejo-Montaña Blanca se levanta sobre el sector norte de la caldera constituyendo el relieve más destacado de la isla

Dos dorsales y un eje eruptivo unen estos macizos antiguos y el Edificio Cañadas: la Dorsal de Pedro Gil, la Dorsal de Bilma y el eje de volcanismo subhistórico del Valle de San Lorenzo.

Tres importantes "valles", cuyas cabeceras se sitúan en las zonas elevadas de la isla, se abren al mar en las vertientes norte y sur de Tenerife. Son los valles de La Orotava, Icod-La Guancha y Güimar, asociados a importantes procesos de erosión y deslizamiento, y vinculados a la desestabilización de los flancos de los grandes edificios volcánicos que constituían las áreas centrales y más elevadas de la isla. Estos valles presentan fondo plano, con cabeceras situadas en el eje de la dorsal y base en la costa. Están enmarcados por potentes farallones rocosos y recorridos por barrancos de régimen torrencial.

Los macizos antiguos presentan relieves abruptos caracterizados por la presencia de un intenso abarrancamiento (Anguita *et al.* 2002) con valles de perfil transversal en V e interfluvios en "cuchillo". Las costas presentan importantes acantilados vivos y fósiles, así como islas bajas y depósitos derivados de los procesos de deslizamientos gravitacionales y avalanchas.

Las siguientes morfoestructuras (Fig. 6) son señaladas por Romero, C. (1986) para la isla de Tenerife: Macizo de Teno, Macizo de Anaga, Dorsal de Pedro Gil, Dorsal de Bilma, Bandas del Sur y Teide-Pico Viejo

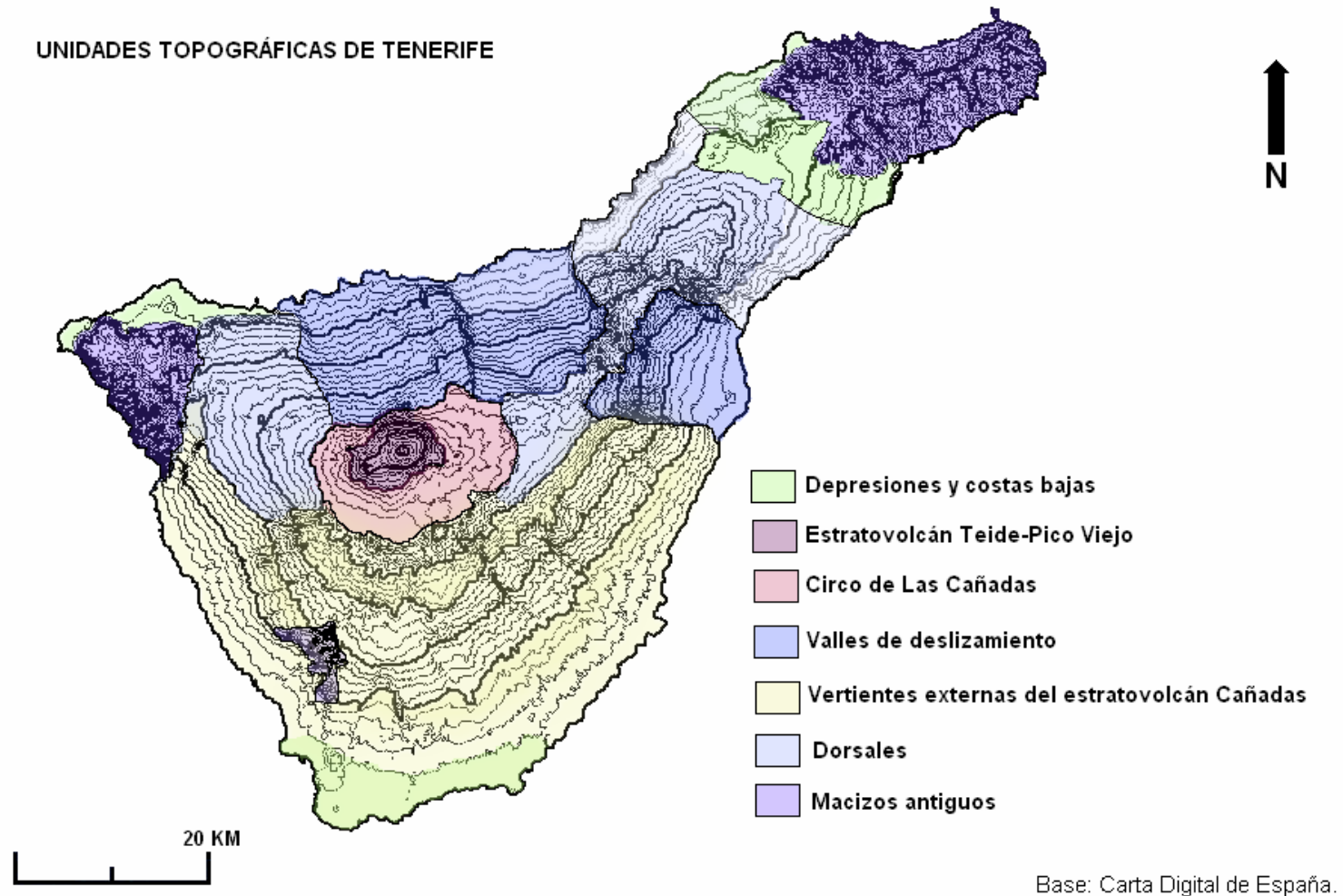


Figura 3. Unidades topográficas de Tenerife

La Geología

Las características geológicas (Fig. 4) y la evolución del volcanismo de Tenerife fueron propuestos en primer lugar por Fuster (1968). Más recientemente se han enunciado modelos más exactos a la luz de nuevos datos radiométricos (Ancochea et al. 1990-1994, Paris, 2002, Anguita et al. 2003). Todos coinciden en señalar la presencia de tres macizos antiguos cada uno de ellos con su peculiar historia eruptiva. La potencia de las lavas en Anaga y Teno es superior a 1.000 m. Algunas diferencias significativas se ponen de manifiesto en las secuencias estratigráficas y en los períodos de actividad volcánica de cada uno de los tres macizos. Teno y Anaga están afectados por importantes procesos de deslizamiento. Teno y Anaga no parecen formar grandes estratovolcanes como ocurre en otras islas, sino estar formados por múltiples edificios levantados en erupciones estrombolianas y efusivas. La presencia de diques es particularmente intensa en Anaga, así como la fracturación y los depósitos fluviotorrenciales de la desembocadura de los grandes barrancos. Los dos macizos tienen costas acantiladas y relieves submarinos similares a los que encontramos en superficie lo que plantea una clara controversia entre una posible erosión subaérea de estos macizos, un hundimiento de más de 2.000 m y las pruebas de un levantamiento generalizado de las islas.

Mientras los macizos antiguos están siendo sometidos a importantes procesos de erosión, hace 3'5 ma. se levanta en el centro de la isla el estratovolcán Cañadas que colmata con sus productos los espacios existentes entre ellos. Las erupciones se inician con lavas basálticas, seguidas por la emisión de magmas peralcalinos, altamente diferenciados, y en menor medida de basaltos en diversos ciclos que se han extendido prácticamente hasta la actualidad (Ancochea *et al.* 1990-94, Paris, 2002; Anguita *et al.* 2003). El estratovolcán Cañadas comprende tres episodios constructivo-destructivos. La caldera de Las Cañadas formada para unos en un colapso múltiple y para otros en un gigantesco deslizamiento, representa el último episodio destructivo en la evolución del edificio Cañadas, mientras que el complejo del Teide-Pico Viejo se corresponde con un nuevo episodio constructivo en la zona central de Tenerife. La última fase en la formación del estratovolcán Cañadas se produjo hace algo menos de 170.000 años (Martí *et al.* 1990) existiendo dataciones para los productos del complejo Teide-Pico Viejo que abarcan desde esta edad hasta la actualidad.

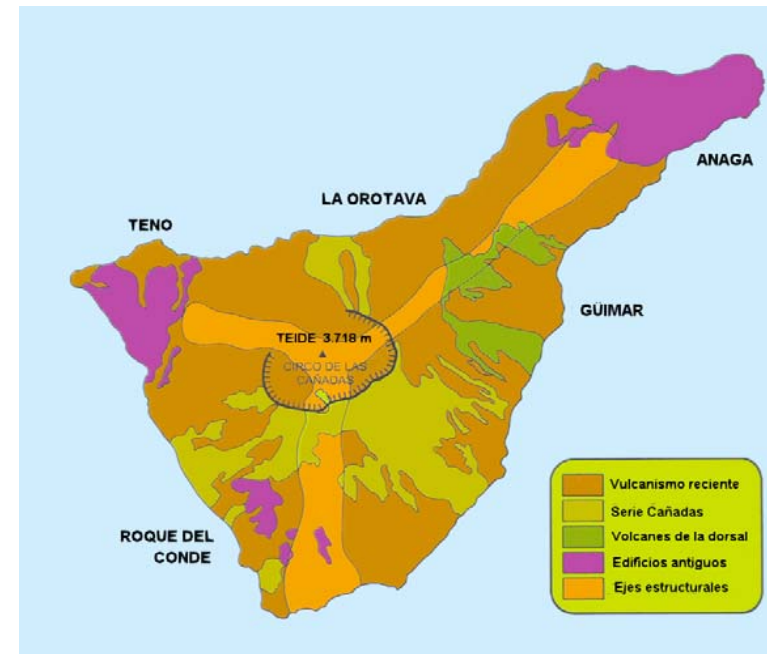


Figura 4. Mapa geológico simplificado de Tenerife. Ancochea et al. 2002

Simultáneamente a la construcción de la parte final del Edificio Cañadas se produce la formación de otro estratovolcán (Fig. 6), el Edificio Dorsal, constituido principalmente por rocas basálticas. Las erupciones en la Dorsal se inician aproximadamente hace un millón de años y han continuado hasta la actualidad, al igual que en el resto de la isla, salvo en los macizos antiguos.

Las estructuras tectónicas

En Tenerife se han desarrollado tres ejes estructurales (Fig. 5) que se cruzan en el centro de la isla, bajo las Cañadas. Sin duda esto ha contribuido a que Tenerife sea la mayor de todas las islas que forman el archipiélago, con una extensión de 2.036 km². La isla se levanta desde el fondo del océano a una profundidad de 3.000m.

La mayor parte de los edificios volcánicos (Fig. 5) se organizan en tres bandas estructurales (Dóniz, 2009). La Dorsal de Pedro Gil es la más importante. Se extiende desde los llanos de La Laguna hasta entroncar con Las Cañadas (NE-SW). Tiene una longitud de 40 km y sobre ella se han desarrollado las erupciones históricas de Arafo, Fasnía y Siete Fuentes. La Dorsal de Bilma se desarrolla entre el macizo de Teno y Pico Viejo (NW-SE). Tiene una longitud de unos 29 km y sobre ella han tenido lugar las erupciones históricas de Arenas negras y Chinyero, última erupción de la isla de Tenerife. Al sur se encuentra una banda que tiene su inicio al sur de la montaña de Guajara. Se desarrolla a lo largo de 25 kilómetros formando un eje eruptivo de dirección N-S. En este eje no se han desarrollado erupciones históricas

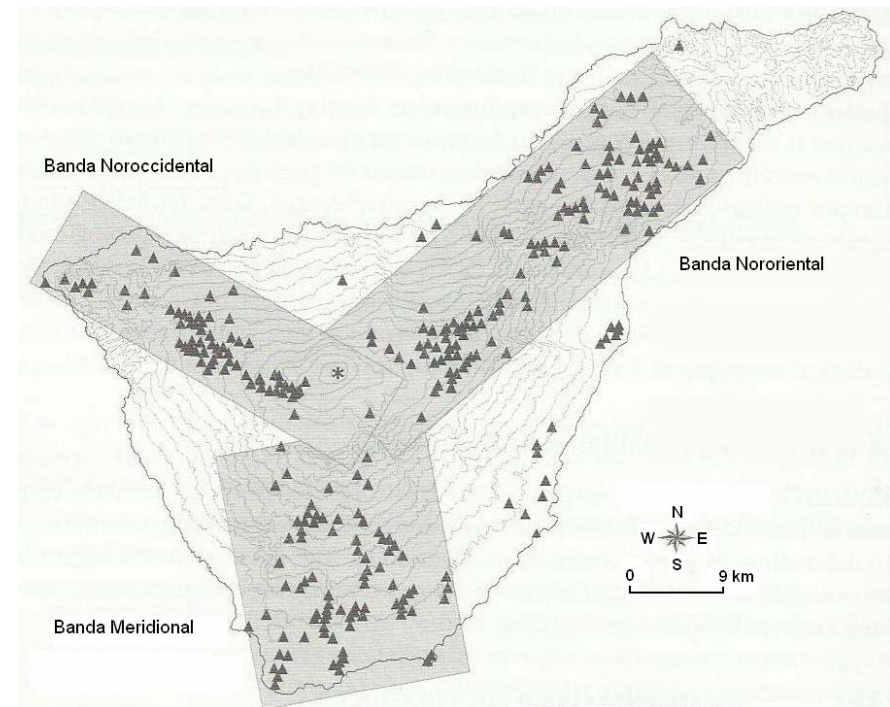


Figura 5. Bandas estructurales. Dóniz, J. 2009

La evolución

En la creación y evolución de Tenerife hay que distinguir dos situaciones: la actividad subacuática y la actividad subaérea. Las primeras erupciones se inician en el fondo oceánico, a una profundidad en torno a 3.000 m, caracterizadas por la emisión de grandes cantidades de lavas basálticas que se estiman entre el 80 y el 85% del volumen total de la isla y que cronológicamente se sitúa entre los 15 y los 11 ma. Entre estas lavas se intercalan capas de sedimentos oceánicos, siendo atravesadas por multitud de diques de rocas intrusivas (gabros) que forman el complejo basal de Tenerife el cual, al contrario de lo que ocurre en otras islas como La Palma, la Gomera y Fuerteventura, no llega a aflorar, salvo la interpretación que se da para la presencia de rocas intrusivas en el Arco de Taganana.

Cuando las lavas alcanzan la superficie del océano, se inicia la etapa de formación subaérea de la isla, en la que en una primera fase eruptiva se siguen emitiendo basaltos que van a conformar la llamada "Serie Antigua I" en la que se van a levantar los macizos antiguos de Anaga, Teno y Roque del Conde-Adeje. A esta fase se le da una cronología comprendida entre 7,5 y 3,5 ma. Esta fase eruptiva es seguida de un periodo de reposo en el que tienen lugar intensos procesos erosivos. Posteriormente se reanuda la actividad en la zona central de la isla, dando lugar al desarrollo de las "Series Recientes II-III-IV". A la vez se produce cierta actividad en los macizos antiguos, principalmente en Teno, y con una sola manifestación eruptiva pleistocena (volcán de Las Rosas) en Anaga. La actividad central se caracteriza por tener un marcado carácter explosivo. Se levanta un primer estratovolcán denominado "Edificio Precañadas". Le sigue la formación del estratovolcán "Cañadas I" que emite grandes cantidades de material piroclástico que afecta a toda la isla tanto con pumitas de caída como con la emisión de ignimbritas. El estratovolcán colapsa y se inicia la construcción de un nuevo estratovolcán denominado "Cañadas II". Sus erupciones son explosivas, emitiendo gran cantidad de materiales lo que le hace alcanzar gran altura y consecuentemente la desestabilización de sus flancos.

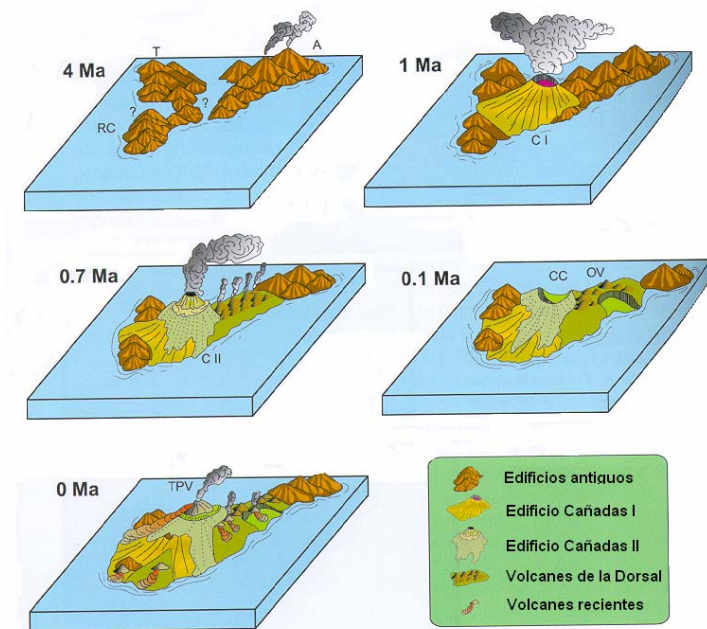


Figura 6. Evolución del volcanismo de Tenerife. Ancochea *et al.* 2002

La desestabilización del edificio Cañadas II da lugar a l desarrollo de inmensos deslizamientos gravitacionales. Los depósitos oceánicos asociados (Fig.7) tienen un volumen estimado de 1.000 km^3 , ocupando una extensión de alrededor de 5.500 km^2 . Antes de producirse este deslizamiento se inicia la formación de estratovolcanes periféricos al central, dando lugar al levantamiento, hace u millón de años, de la Dorsal de Pedro Gil, que enlaza la zona interna de la isla con el macizo de Anaga. Las erupciones tienen carácter fisural, emitiendo basaltos. Este estratovolcán que alcanza en la actualidad elevaciones superiores a los 2.200 m , también sufre desestabilizaciones en sus flancos, dando lugar a los deslizamientos gravitacionales del Valle de Güimar y del Valle de La Orotava. Hace unos 200.000 años comienza la creación del estratovolcán Teide-Pico Viejo en el borde norte del circo de Las Cañadas, rellenando sus lavas la depresión del valle de Icod. La caldera de Las Cañadas se empieza a rellenar con los materiales de las erupciones que se producen en el entorno del Teide-Pico Viejo y en las zonas de debilidad. A la vez se produce la actividad eruptiva de la Dorsal de Bilma y del Valle de San Lorenzo, así como múltiples erupciones hidromagmáticas en las zonas costeras. La actividad eruptiva histórica continúa hasta la actualidad con la erupción del volcán Chinyero, en 1909 y la crisis sismovolcánica del Teide en 2004-2005.

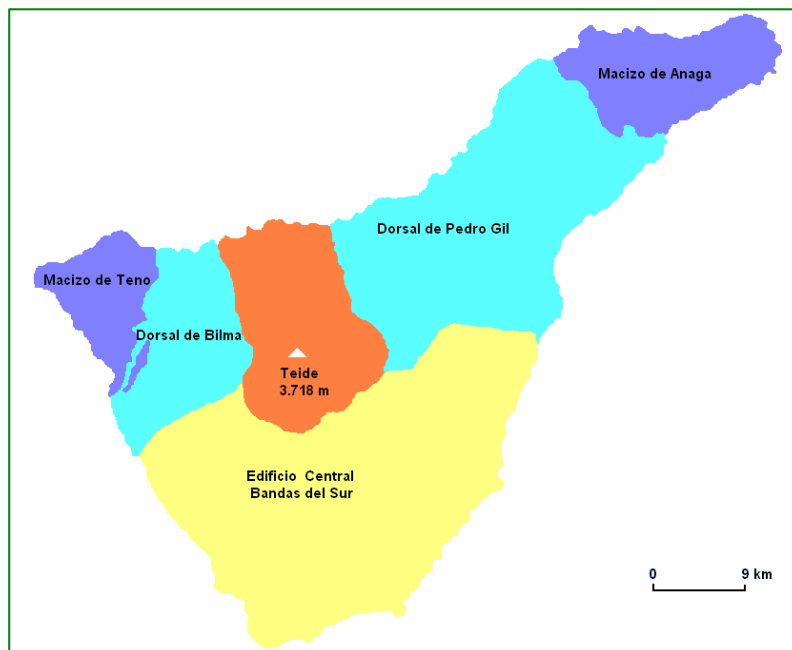


Figura 6. Morfoestructuras en Tenerife. Romero, 1986

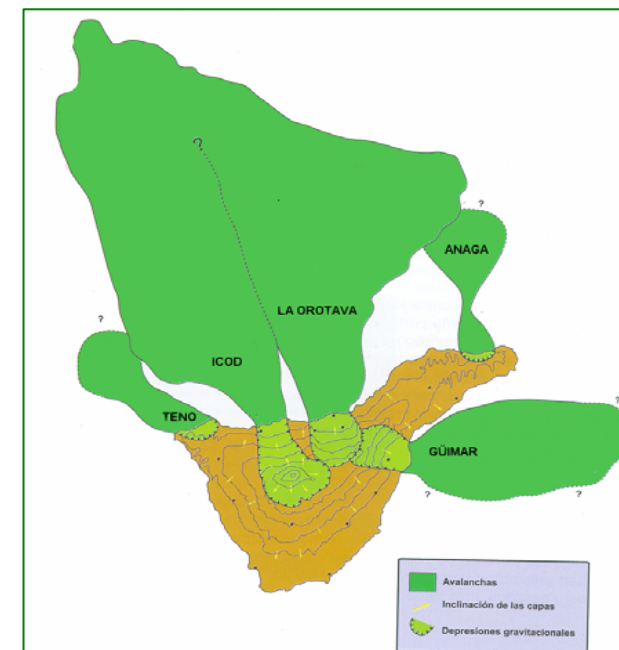


Figura 7. Deslizamientos en Tenerife. Anguita *et al.* 2002

Rocas intrusivas del
Arco de Taganana
¿Complejo Basal?



Serie Basáltica I
Macizos antiguos



Series del Edificio
Cañadas



Teide-Pico Viejo



Volcanismo reciente
e histórico



REFERENCIAS

- ☞ ANCOCHEA, E. (1986): " K-Ar. Chronology of volcanic eruptions in the Canary Islands. Tenerife". *Terra Cognita*. 6
- ☞ ANGUITA, F.; MÁRQUES, A.; CASTIÑEIRAS, P.; HERNÁN, F. (2002): *Los volcanes de Canarias. Guía geológica e itinerarios*. E. Rueda, Madrid
- ☞ ARAÑA, V. CARACEDO, J.C. (1978): *Los volcanes de las Islas Canarias: I Tenerife*. E. Rueda, Madrid
- ☞ ARAÑA, V.; ORTIZ, R. (1986): "Marco Geodinámico del volcanismo canario" *Anales de Física*. Serie B, 82 Volumen especial sobre física de los fenómenos volcánicos, p. 222
- ☞ ARAÑA, V. NOVITSKY, I. (1988): "El magmatismo de las Islas canarias y su relación con el de otras regiones volcánicas". *Rev. Inv. Geologiques*. Homenaje al Dr. S. Miguel.
- ☞ ARAÑA, V. Y COELLO, J. (1989): *Los volcanes y la caldera del Parque Nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias)* ICONA, Madrid,
- ☞ BRADLE, J.L. (1973): "Evolución geoquímica de los materiales volcánicos sálicos y alcalinos de la isla de Tenerife". *Estudios Geológicos*, 29. Pp 5-21
- ☞ CARRACEDO, J.C.; RODRÍGUEZ, E.; GUILLOU, H.; SCAILLET, S.; PÉREZ, F.J.; PARIS, R.; FRA, U. & HANSEN, A. (2007): "The Teide volcano and the rift-zones of Tenerife, Canary Islands: eruptive and structural history". *Geological Society of America Bulletin* 119 (9), 1027-1051.
- ☞ CARRACEDO, J.C.; RODRÍGUEZ, E.; GUILLOU, H.; SCAILLET, S.; PÉREZ, F.J.; PARIS, R.; FRA, U. & HANSEN, A. (2006): "Geocronología e historia volcánica del complejo volcánico del Teide y las dorsales de Tenerife". In: Carracedo, J.C. (coord.), *Los volcanes del Parque Nacional del Teide. El Teide, Pico Viejo y las dorsales activas de Tenerife*. Ministerio de Medioambiente, Naturaleza y Parques Nacionales, Serie Técnica, Madrid, 388 p.
- ☞ CARRACEDO, J.C.; RODRÍGUEZ, E.; GUILLOU, h.; PATERNE, M.; SCAILLET, S.; PÉREZ, F.J.; PARIS, R.; RODRÍGUEZ, A. & SOCORRO, J. (2009): *El volcán Teide. Geología y volcanología del teide y las dorsales*. Ediciones y promociones Saquiro, Tenerife
- ☞ DÓNIZ, J. (2009): *Volcanes basálticos monogénicos de Tenerife*. Concejalía de Medio Ambiente, Ayto de Los Realejos, Tenerife
- ☞ FUSTER, J.; FERNÁNDEZ, S.; SAGREDO, J. (1968): *geología y volcanología de las Islas Canarias: Lanzarote*. Instituto Lucas Mallada. CSIC, Madrid
- ☞ ROMERO, C. (1986): "Aproximación a la sistemática de las estructuras volcánicas complejas de las Islas Canarias" , *Ería*, 11. 211-223
- ☞ ROMERO, C. (2003): *El relieve de Lanzarote*. Rubicón, Tenerife
- ☞ PARIS, R. (2002): *Rythmes de constructions et de destructions des édifices volcaniques du point chaude: l'exemple des Illes Canaries (Espagne)*. Tesis Doctoral (Inédita)



ITINERARIO I



Figura 1. Ruta I. Macizo de Anaga. Imagen Google. Elaboración, de E. González

RUTA I: LOS MACIZOS ANTIGUOS

En Tenerife se localizan tres macizos lávicos que como se ha visto constituyen los terrenos más antiguos de la isla. Son los macizos de Anaga, Teno y Roque del Conde-Adeje. Están formados por lavas antiguas de la denominada Serie I. En la década de los sesenta las investigaciones en la isla (Fuster *et al.* 1968) indicaban la existencia de dos series lávicas antiguas: Serie I y Serie II, formadas casi exclusivamente por rocas basálticas, presentes en los macizos de Anaga, Teno y Roque del Conde. Abdel-Monem (1972) establece una edad de más de 16 ma para algunas lavas de la Serie I de Anaga, Ancochea (1990) introduce una gran precisión en la estratigrafía e interpretación de los diferentes edificios, Anguita (2002) fija edades actualizadas para estos macizos y las sitúa entre 7 y 3'6 ma.

Anaga

Este macizo cuya forma es la típica de un tejado con un espigón central y dos vertientes abarrancadas (Fig. 2), está formado casi en su totalidad por una compleja secuencia de alrededor de 1.000 m de potencia de coladas de basaltos alcalinos, basanitas y ankaramitas, con abundantes capas volcanoclásticas atravesadas por cuerpos subvolcánicos de basalto, traquita y fonolita. Tres series que se corresponden con tres ciclos sucesivos han sido identificadas en Anaga. La **Serie Inferior** que aparece en el norte, en el arco de Taganana, está formada por rocas volcanoclásticas, depósitos piroclásticos relacionados con edificios medianamente explosivos y algunas intrusiones de gabro y sienita atravesadas por diques. A esta serie se le atribuía una edad superior a 16 ma (Abdel-Monem, 1972), aunque nuevas dataciones acortan a más de la mitad la edad de las lavas más antiguas de Anaga. La **Serie Intermedia**, a la que se le calcula una edad en torno a 4'5 ma. está separada de la formación anterior por una discordancia. Está formada por piroclastos de caída basálticos, coladas y pitones sálicos aflorando en buena parte del macizo las coladas de esta serie intermedia buzan suavemente hacia el mar desde la zona de cumbres. La edad más antigua para estos materiales se corresponde con una fonolita (6'5 ma) en la base de la Mesa de Tejina. La **Serie Superior** se sitúa sobre la anterior mediante una discordancia y tiene una edad comprendida entre 3'7 y 3'2 ma. La erosión de las coladas la ha individualizado en mesas. Los basaltos de esta serie afloran preferentemente en el sector occidental de Anaga. La actividad eruptiva en Anaga cesó hace unos 3 ma, si bien ha habido una erupción pleistocena en el volcán de Las Rosas, cuyas coladas forman la isla baja de Punta del Hidalgo.



Figura 2. Riscos, barrancos y acantilados en la costa norte del Macizo de Anaga, en el llamado "Arco de Taganana"

Teno

Este macizo (Fig. 3) está formado por una secuencia basal de coladas de lava y piroclastos cubiertos por una sucesión de coladas basálticas y traquíticas, subhorizontales. La totalidad de este macizo está atravesada por diques basálticos y pitones sálicos. Brechas intercaladas hacia la mitad y hacia la base de esta secuencia indicarían procesos de deslizamiento (Fig. 4). La edad de este macizo se sitúa entre 6'7 y 4'5 ma. La potencia estimada de las lavas es como en Anaga, superior a 1.000 m.



Figura 3. Apilamiento de coladas en el macizo de Teno

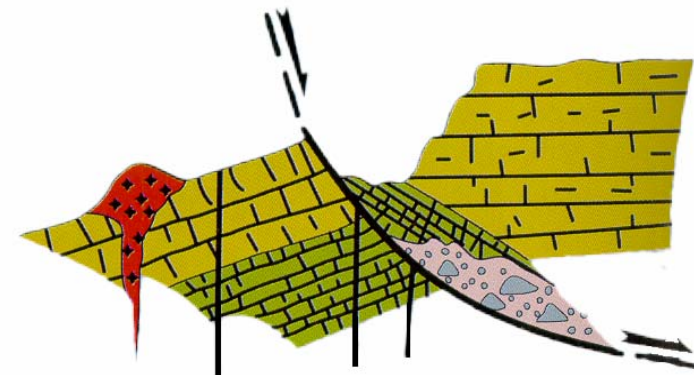


Figura 4. Deslizamiento en Teno. Cantagrel *et al.* 1999

Roque del Conde-Adeje

En el sur de la isla, algunos fragmentos de estas series basálticas antiguas aparecen junto al Roque del Conde (Fig. 5) y en el Barranco del Infierno (Adeje) que es la formación más importante (Fig. 6). Esta secuencia tiene una edad entre 11'6 y 3'8 ma. Estando constituida principalmente por rocas basálticas con algunas intercalaciones de episodios sálicos pertenecientes al Roque del Conde, considerándose el espacio más antiguo de la isla de Tenerife.



Figura 5. Afloramiento de basaltos antiguos en el Roque del Conde



Figura 6. Barranco del Infierno, Adeje

ITINERARIO DE TRABAJO: Macizos de Anaga y Teno.

- ☞ Biogeografía de Tenerife
- ☞ Series de rocas volcánicas
- ☞ Procesos erosivos
- ☞ Volcanismo pleistoceno
- ☞ Depósitos fluvio-torrenciales

ITINERARIO

Recorrido en Anaga. Subida a las cumbres de Anaga para tener una visión de conjunto del macizo y su relación con otras morfoestructuras de la isla. Observación de planchas lávicas (relieve invertido de la Mesa de Tejina) y roques. Volcanismo pleistoceno en Anaga: isla baja de Punta del Hidalgo. Barrancos del Río y Barranco Seco. Arco de Taganana y Barranco de San Andrés. Formaciones vegetales: Bosque de Laurisilva.

Recorrido en Teno. Isla baja de Buenavista y Valle de El Palmar. Volcanes de las series III y IV y morfología de Barrancos. Punta de Teno, Isla baja, abanicos aluviales y volcán de la Aguja.

Objetivos. Reconocimiento de las características de un macizo volcánico antiguo: litología, dinámicas eruptivas, estructura, modelado torrencial y morfología. Espacios protegidos y biodiversidad.

Equipo. Ropa cómoda, gorra, zapatos de campo o botas, chubasquero, jersey o sudadera sobre camiseta de manga corta. Comida y agua para 10 horas de trabajo.

BANDAS BIOCLIMÁTICAS EN TENERIFE

Las características topográficas de Tenerife, así como su posición latitudinal permiten el desarrollo de unas bandas bioclimáticas estructuradas de la siguiente forma:

Banda fitoclimática inferior. - Está caracterizada por un clima semiárido en el que se desarrolla una vegetación xerófila emparentada con la de las estepas de la zona saharo-marroquí. Este es el ámbito idóneo para la acción del viento como agente de erosión y transporte, así como del oleaje y corrientes litorales.

Mar de nubes. - La condensación de los vientos alisios permite la existencia de una zona de alta humedad a lo largo de todo el año con temperaturas bajas. La consecuencia es la aparición de la "Laurisilva" o monte verde, característica paisajística, junto con los barrancos del Macizo de Anaga. Es este el ámbito ideal para la acumulación de materia orgánica en el suelo que preserva a las rocas de los procesos físicos de erosión de las laderas y puede acelerar los de carácter químico. Sin embargo la presencia de mayor pluviosidad genera procesos de escorrentía, en ocasiones muy violentos y de consecuencias catastróficas (riada de San Andrés en 2002)

Zona de coníferas. - Por encima del mar de nubes se instala una banda fitoclimática caracterizada por un aumento de la sequía y un descenso de las temperaturas nocturnas que es el ámbito de crecimiento del pino canario y su sotobosque. Los procesos erosivos van a verse condicionados por la mayor o menor presencia de vegetación en las laderas. Los incendios que periódicamente afectan a las islas provocan un efecto de abarrancamiento en la medida en que se destruye el sotobosque, aunque las características genéticas de esta especie, adaptada a los procesos volcánicos, le permite rebrotar tras un incendio.

Banda fitoclimática superior. - Equivale al piso supraforestal en la montaña mediterránea. Está caracterizado por la sequedad, un descenso muy acusado de las temperaturas con heladas frecuentes y altos niveles de insolación. Es este el ámbito del matorral de leguminosas y de los endemismos canarios de alta montaña. Los procesos periglaciares están presentes en esta zona. Estas bandas altitudinales sufren una importante distorsión en función de la orientación a barlovento o sotavento.



CONDENSACIÓN DEL ALISIO Y BOSQUES DE LAURISILVA EN ANAGA

ESTRUCTURA Y EVOLUCIÓN DEL MACIZO DE ANAGA

Topografía

El Macizo de Anaga se sitúa al norte de Tenerife configurándose como una península. Se extiende desde la Punta de Anaga hasta la Cruz del Carmen, a lo largo de unos 18 Km. con anchuras que van desde el tramo más angosto con 5 Km. hasta los más desarrollados con 12 Km.

El Macizo de Anaga constituye el borde nororiental de la isla de Tenerife. Su articulación fisiográfica es simple mostrando una línea de cumbres en disposición E-W que culmina a 1.024 metros en la Montaña de la Cruz de Taborno (Fig. 7), con una altitud media en torno a 800 m. (Criado, 1990). Anaga es un macizo volcánico antiguo construido durante las dilatadas fases eruptivas del Mioceno. Se trata de un macizo eminentemente basáltico (Ancochea, 1989) que tiene los materiales más antiguos en el arco de Taganana donde Abdel Monem fija la edad de una Ankaramita en 16'1 ma. Sin embargo la mayor parte del macizo tendría una edad comprendida entre 7 y 3'6 ma. perteneciendo a este periodo la mayor parte de las formaciones sálicas. La parte más reciente de Anaga se edifica tras un período de inactividad entre 3'7 y 3'2 ma. En esta última fase se siguen emitiendo basaltos y diferenciados sálicos. Estamos pues ante un macizo volcánico terciario, levantado en tres fases eruptivas en las que se emiten basaltos y productos sálicos.

El Macizo de Anaga tiene una superficie de 273 km². Aunque su altitud es modesta, la diferencia de cotas le confiere "el aspecto general de un macizo muy escarpado" sobre el que, a partir de una línea de cumbres bien definida, se han desarrollado profundos barrancos de marcado carácter torrencial, perpendiculares a la misma, siendo también destacable la presencia de una red de drenaje radial (Cabezo del Tejo y Cruz del Carmen)

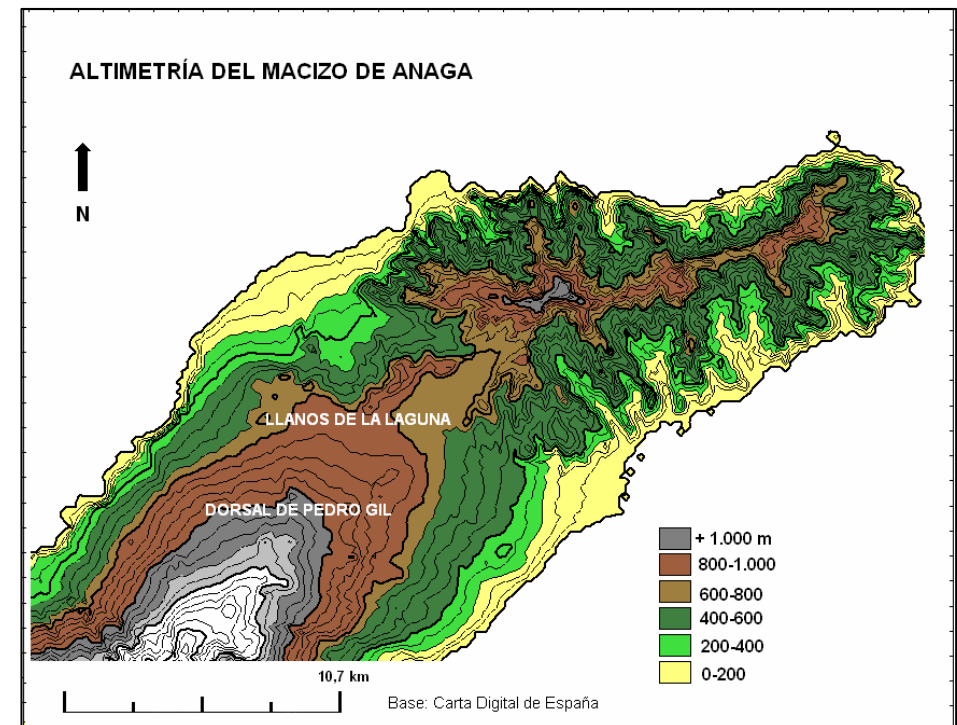


Figura 7. Altimetría en Anaga

En Anaga, debido a la intensidad de los procesos erosivos derivados de la abundancia de precipitaciones, hay un claro predominio de las formas de erosión sobre las estructurales. Barrancos, roques y depósitos detríticos constituyen la morfología de Anaga. La forma de relieve más característica del macizo es el barranco.

Su topografía se resuelve en un conjunto de valles, profundos y cortos (Fig.8), separados por estrechos interfluvios en forma de cuchillo que parten de una línea de cumbres que actúa como divisoria de aguas, alineada de este a oeste. Gran parte del macizo fue declarado parque natural en 1987 y reclasificado en su totalidad a Parque Rural de Anaga en 1994 por la *Ley de Espacios Naturales de Canarias*.



Figura 8. Barrancos en la vertiente norte de Anaga. En la zona central se observa el "Roque de Los Pinos"

Geología y estructura

El Macizo de Anaga se corresponde con una estructura constituida por múltiples coladas y apilamientos de lava generadas en erupciones en las que se emitieron magmas basálticos, traquíticos y fonolíticos, así como piroclastos que se presentan en capas intercaladas. Almagres y formaciones edáficas completan la estructura de los depósitos. Las potencias alcanzadas implican la construcción de grandes edificios formados por multitud de eventos eruptivos. En Anaga se observan dos claras discordancias (Fig. 9) que nos permiten diferenciar etapas en su construcción y en su estructura interna. Las coladas basálticas son las más abundantes. Las integradas por fonolitas constituyen planchas de hasta 100 metros de potencia, tienen carácter de derrames lávicos únicos. Presentan color claro y se encuentran erosionadas dando lugar a la formación de relieves invertidos. Ocupan las zonas de cumbres del macizo. Los rasgos estructurales de los macizos antiguos se relacionan con erupciones efusivas de carácter fisural y muy bajo índice de explosividad. Los reposos eruptivos están marcados por acumulaciones de derrubios y por la formación de paleosuelos (Fig.10). Suelen distinguirse claramente en los cortes por su coloración rojiza ya que las coladas muy calientes al pasar sobre ellos dan lugar a la formación de almagres (Coello *et al.* 1992). También aparecen intercalados depósitos detríticos con marcado carácter torrencial. Se localizan en numerosos el barrancos. Los barrancos diseñan una red fluvial que fue aprovechada por las coladas del volcán de Las Rosas para descender desde la zona alta donde eran emitidas, hasta alcanzar el océano en Punta del Hidalgo.



Figura 9. Discordancia en Anaga



Figura 10. Coladas y almagres en Anaga

Barrancos

Se presentan como valles profundos, estrechos y a menudo de corta longitud. Los procesos climáticos que desencadenan este tipo de formas se remontan, al menos, al final del Plioceno (Criado, 1989). Para este autor, la disposición en "tejado" de los materiales que conforman el macizo, parece ser el factor estructural responsable de la disposición de los barrancos, perpendiculares a la línea de crestas, salvo en el sector de Punta de Anaga y los contactos con áreas ocupadas por estructuras volcánicas cuaternarias donde la red de barrancos toma una disposición en abanico (Fig. 11).

También para este autor, los materiales sobre los que se desarrolla la red de drenaje, han influido en su morfología. Los sectores más desmantelados son los que se labraron sobre la formación "Taganana" donde sólo se pueden reconocer las áreas de cabecera, estando los tramos medio y bajo muy alterados por la acción litoral y por los recubrimientos de coluviones (Fig. 13). Son barrancos de perfil longitudinal muy empinado y corto (Fig. 12). Los barrancos más amplios aparecen desarrollados sobre la serie intermedia. Se localizan aquí valles longitudinales de entre 4 y 7 Km. con una ocupación de áreas como las siguientes: San Andrés (17'5 Km.), Bufadero (12'8 Km.), Afur (12'3 Km.) y Tahodio (11'6 Km.). Todos ellos muestran cabeceras anchas y polilobuladas. Las desembocaduras son angostas y los perfiles transversales en "V" más o menos abiertas en función de que estén labrados sobre piroclastos o sobre coladas. La pendiente es muy fuerte en la cabecera, suavizándose hacia la desembocadura. Las densidades de drenaje van de altas a medias. Los coluviones de los tramos finales suelen estar afectados por procesos de abarrancamiento y formación de cárcavas (Fig. 14)

Los barrancos de las áreas occidentales, labrados sobre series más jóvenes, muestran una menor densidad de drenaje, en parte condicionada por el apilamiento de coladas y por el taponamiento de algunas desembocaduras lo que ha provocado procesos de endorreísmo. Los relieves de algunos barrancos muestran indicios que permiten datarlos como Pleistoceno inferior, aunque algunos paleovalles pueden tener edades superiores a 3'5 ma. La mayoría de estos barrancos tienen su cauce labrado por debajo del nivel del mar actual lo que indicaría que se abrieron en un período de nivel del mar regresivo (elevación de la isla) durante fases climáticas húmedas que afectaron al Pleistoceno inferior y a etapas posteriores.

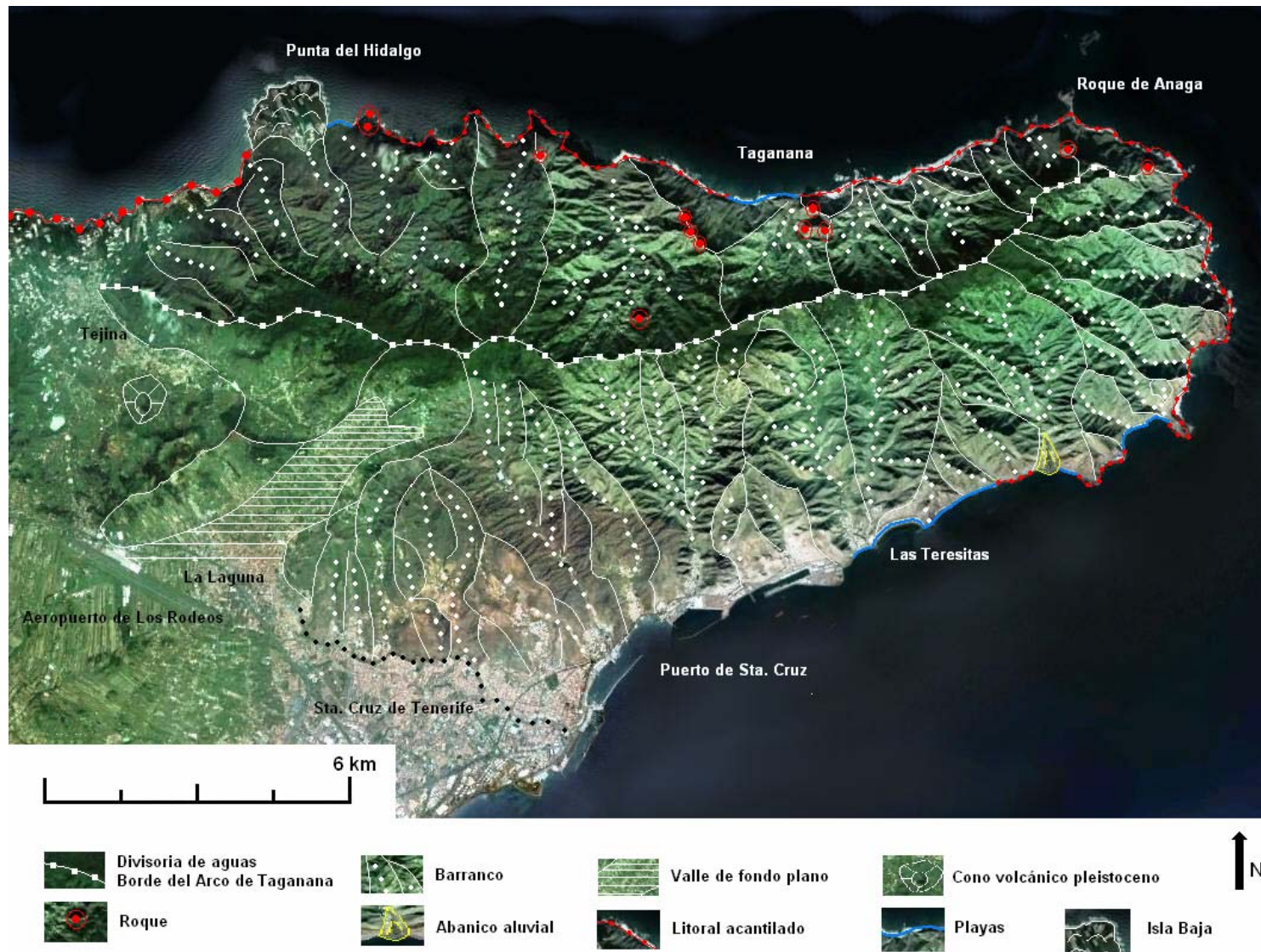
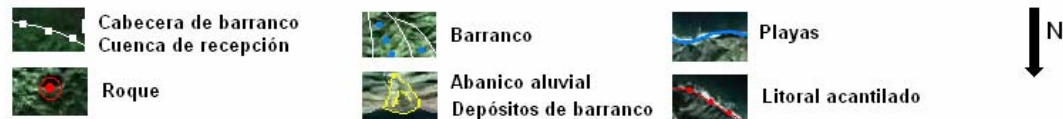


Figura 11. Barrancos en Anaga

Base: Imagen Google. E. González



Base: Imagen Google. E. González



1. R. de Adermo, 2. R. de Anaga, 3. Bco. del Draguillo, 4. Bco. de Benijo, 5. Bco. de La Almáciga, 6. R. de Anjua, 7. R. Las Bodegas
8. R. Enmedio, 9. Taganana, 10. R. Los Frailes, 11. Bco. de La Iglesia, 12. R. Negro, 13. Bco. de Afur, 14. R. Las Ánimas, 15. R. de Taborno

Figura 12. Barrancos del Arco de Taganana



Figura 13. Coluviones rellenando el tramo final de barrancos en el norte de Anaga. Valle de Taganana



Figura 14. Cárcavas en los depósitos coluviales de los barrancos de Anaga. Costa de Taganana

Roques, diques y planchas

Los **roques** en Anaga son típicas formas estructurales derivadas que generan relieves vigorosos y singulares (Fig. 15). Se trata de antiguos conductos de emisión, exentos por erosión diferencial y desarrollados en base a materiales sálicos que se muestran como pitones de escarpadas paredes con una importante y vistosa disyunción columnar. Criado (1981) resalta la existencia de dos generaciones de roques, mientras que Ancochea (1989) destaca tres fases en la producción de estos elementos del relieve. Los pitones de Roque de Anaga, Aderno, Las Ánimas, En Medio y Roque Negro, cercanos al litoral (Fig. 17), están topográficamente más bajos que algunas coladas y planchas sálicas que se localizan en algunas cumbres del macizo y son más antiguos que los situados en el nivel de cumbres como el Roque de Anambro (Fig. 16), Cabezo del Viento y Los Pinos que pertenecerían a una segunda serie eruptiva, localizándose un tercer periodo en la formación de roques en el Picacho.

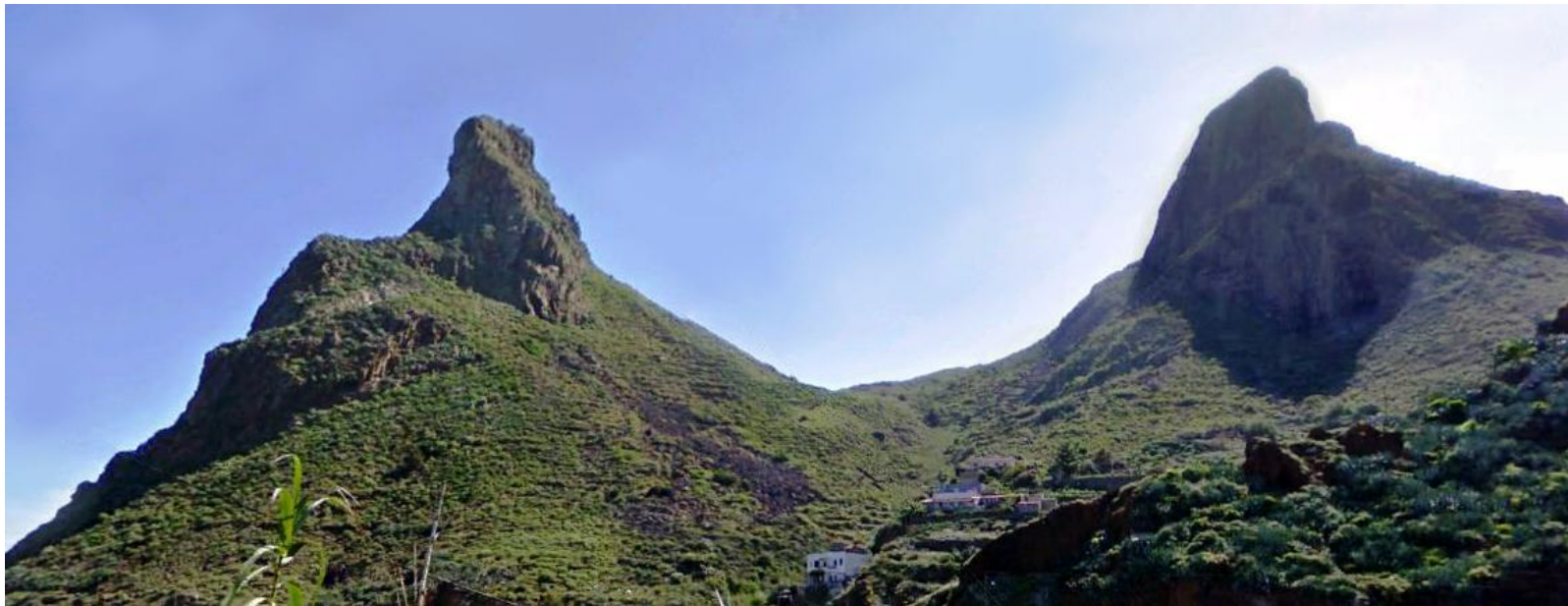


Figura 15. Roques en la vertiente norte de Anaga. Roque de las Ánimas y Roque de Enmedio



Figura 16. Roque de Anambro. Cumbres de Anaga



Figura 17. Roques de Los Frailes y Chinobre. Litoral del Arco de Taganana

Los diques son conductos de emisión fisurales, exhumados por erosión diferencial. Son eminentemente basálticos, aunque se localizan también algunos de composición sálica. Los diques basálticos (Fig. 18 a y b) tienen una considerable longitud y son generalmente estrechos. Los sálicos (Fig.19) son de menor tamaño, más cortos que anchos, presentando disyunción columnar.



Figura 18a. Diques basálticos en Anaga



Figura 18b. Diques sálicos en Anaga

Las planchas (Fig.19) constituyen generalmente, junto con algunos roques, las formas más abruptas del relieve de cumbres. La más antigua se situaría en el sector oriental del macizo (Chinobre), localizándose las más modernas al oeste del Roque de Los Pasos (Mesa de Tejina). Las planchas se localizan en los interfluvios, lo que implica unos importantes procesos de inversión del relieve. Tienen forma acastillada con bordes escarpados y superficie culminante plana.



Figura 19. Relieve invertido de la Mesa de Tejina

Depósitos detríticos

En Anaga se localizan importantes formaciones detríticas, coluviales y torrenciales. Los depósitos torrenciales aparecen en el fondo de los barrancos con dos claros niveles:

Nivel uno.- Está constituido por cantos subangulosos (Fig. 20a), englobados en una matriz fina dando un aglomerado muy cementado. Se originan bajo unas precipitaciones torrenciales, intensas y esporádicas. Su edad es inferior a los 690.000 años

Nivel dos.- Está formado por cantos y bloques poco redondeados (Fig. 20b), empastados en una matriz arenoso limosa. Por lo general se encuentran poco cementados.

Los depósitos coluviales (Fig. 21) tienen gran similitud con los anteriores, salvo que sus cantos están aún menos redondeados. La edad de los depósitos de Anaga se sitúa al final del Pleistoceno.



Figura 20 a. Depósitos torrenciales en Anaga, nivel I. Aglomerado compacto



Figura 20 b. Depósitos torrenciales en Anaga, nivel II. Material suelto



Figura 21. Depósitos coluviales en Anaga. Se observan los bloques angulosos y el débil empastado

Conos y coladas pleistocenos

En los bordes occidentales y meridionales del macizo aparecen unos conos volcánicos aislados de edad pleistocena, afectados de desigual manera por los procesos erosivos. Las coladas presentan un mejor grado de conservación, habiendo alcanzado algunas el mar, constituyendo "islas Bajas" y barreras que mantuvieron una cierta actividad lacustre. Entre todas estas erupciones destaca la del volcán de Las Rosas con la formación de la isla baja de Punta del Hidalgo (Fig. 22).



ROQUE NEGRO. BARRANCO DE AFUR

TRABAJO DE CAMPO EN LA DESEMBOCADURA DEL BARRANCO DEL RÍO -*ROQUE DE LOS DOS HERMANOS*

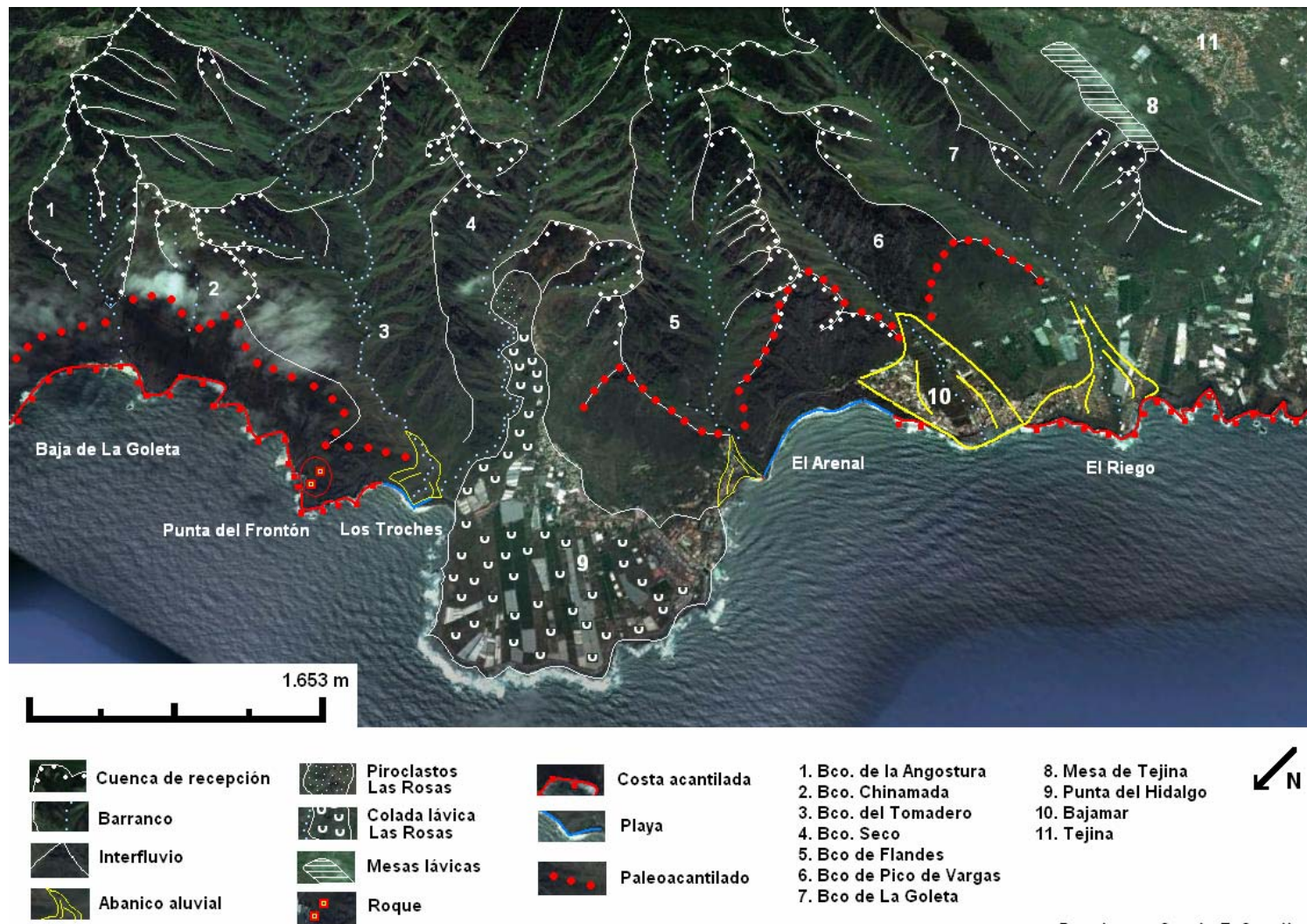
Llanos de la Laguna y Valle de Tegueste.

Desde Las Caletillas iniciamos el recorrido hacia el NE por la autovía TF5. A la derecha se extiende un litoral constituido por islas bajas fruto de procesos de deslizamiento y de derrames de coladas lávicas. Este litoral se encuentra puntualmente acantilado. A la izquierda mantenemos la vertiente sur de la Dorsal de Pedro Gil que va a quedar separada de la trama montañosa de Anaga por los llanos de la vega de La Laguna la cual se genera a consecuencia de bloqueo de la escorrentía por coladas que se producen en erupciones de la zona de La Esperanza. En La Laguna, se deja la TF5 y por carreteras locales nos dirigimos al puerto de Las Canteras para descender hacia el valle de Tegueste. Este valle está labrado en los basaltos de la Serie Antigua que se disponen en altas paredes que le dan un aspecto angosto hasta que, a la altura de la ciudad de Tegueste, se abre hacia Tejina (Fig.11). El fondo está colmatado por depósitos torrenciales y coluviales que se disponen en forma de abanico. Algunos roques como el de Pedro Álvarez rompen la monotonía tabular de los interfluvios.

A partir de Tegueste y hasta Bajamar, pasando por Tejina, se observa un relleno de coladas de lava que fosilizan los depósitos del fondo, los cuales han sido datados como Serie III (Criado, 1990.). En Tejina, La "mesa" que lleva su nombre es uno de los mejores ejemplos de inversión del relieve volcánico de toda la isla (Fig. 19). Está constituida por una plancha fonolítica que se corresponde con las últimas erupciones pliocenas de Anaga (Criado, 1981)

Costa de Bajamar y Punta del Hidalgo

El litoral de esta parte de la isla está caracterizado por la presencia de paleoacantilados, en la actualidad separados del mar por lavas de la Serie III, la misma que fosiliza los depósitos de Tegueste, y por la formación de islas bajas (Fig. 22) como la de Punta del Hidalgo formada a expensas de las lavas emitidas en la única erupción pleistocena de Anaga. Las lavas en esta zona están recubiertas por depósitos torrenciales estructurados en dos niveles (Criado 1990) de diferente edad y diferente grado de consolidación (Figs.20a-b-13). Ambos niveles están incididos por cursos de agua y acantilados en su frente. En este espacio llevaremos a cabo la primera parada de trabajo del día.



Base: Imagen Google, E. González

Figura 22. Esquema geomorfológico de los barrancos e isla baja de Punta del Hidalgo

Desde Punta del Hidalgo se inicia un corto recorrido a pie para descender a la playa de La Fajana. A lo largo del mismo iremos viendo las distintas formaciones litológicas y los procesos erosivo-sedimentarios que sobre ellas se han llevado a cabo (Fig.23).

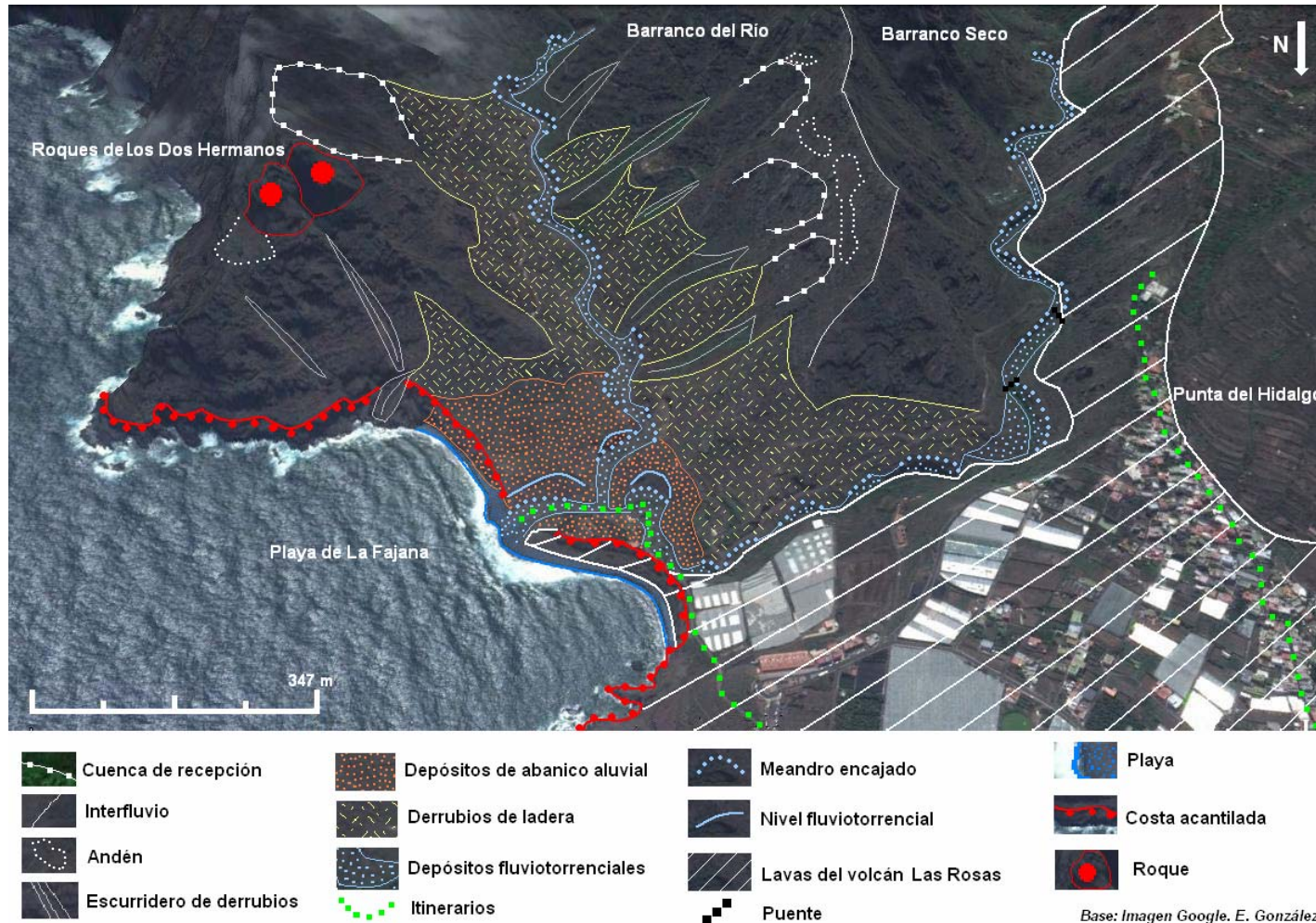


Figura 23. Esquema geomorfológico de la desembocadura de Barranco Seco, Barranco del Río y Roque de Los Dos hermanos

Haremos hincapié en los depósitos de las series basálticas que forman las paredes y cabeceras de los barrancos (fig. 24), así como la superposición de las coladas recientes (pleistocenas) de la erupción del volcán de Las Rosas que rellenan el fondo del Barranco Seco formando, una vez vencida la angostura del valle, la magnífica isla baja sobre la que se emplaza el núcleo de población de Punta del Hidalgo (Fig. 25)



Figura 24. Series lávicas antiguas y lavas pleistocenas de Las Rosas



Figura 25. Isla baja de Punta del Hidalgo

Los depósitos torrenciales asociados al drenaje de los barrancos constituyen otro punto de máximo interés, ya que nos permiten interpretar la evolución tectoclimática en el macizo. Los procesos de escorrentía han dejado importantes acumulaciones de sedimentos que dieron un marcado perfil en "U" a los barrancos, incluso con fondos planos (Fig. 26). Estos depósitos han sido cortados posteriormente dando lugar a procesos de incisión con la formación de meandros encajados y la consiguiente removilización de la carga y su depósito en la desembocadura del Barranco del Río donde se alcanzan considerables espesores (Fig. 27).



Figura 26. Formas y formaciones en el Barranco del Río



Figura 27. Depósitos de desembocadura. Barranco del Río

Estos sedimentos están formados por clastos redondeados y subredondeados formados a expensas del material erosionado en el macizo. Así encontramos clastos basálticos mezclados con clastos fonolíticos y traquíuticos. Incluso se observa la presencia de planchetas de punitas correspondientes a los paroxismos eruptivos del Edificio Cañadas (fig. 28 a y b)



Figura 28 a. Depósitos de abanico aluvial con clastos basálticos.



Figura 28 b. Planchones de pumitas. Se observan niveles arenosos con laminación cruzada

El Roque de Los Dos Hermanos (Fig. 24 y 29) se presenta como resultado de un proceso erosivo. Se desarrolla en el vértice de una pirámide formada por rocas basálticas y sálicas en la parte superior, fallada en la base, adiaclasada y atravesada por diques básicos de poca entidad. Se observa en su base la presencia de un nivel pumítico de escasa potencia, inclinado hacia el litoral y roto, posiblemente por la presión ejercida por la intrusión de diques y formación de sills. El litoral de esta punta se encuentra acantilado, con actividad actual.



Figura 29. Roque de Los Dos Hermanos e interpretación de los depósitos basales

1. Dique básico, 2. Nivel pumítico, 3. Almagre, 4. Piroclastos y coladas, 5. Coladas, 6. Paleosuelo, 7. Derrubios de Ladera, 8. Depósitos torrenciales de barranco, 9. Derrubios de playa, 10. Fallas

Desde aquí nos trasladaremos, por un camino rural, hacia el emplazamiento del volcán de Las Rosas para observar las lavas, los recubrimientos de ladera y la formación de la isla baja, (Fig. 23) así como depósitos pumíticos de las erupciones del Edificio Cañadas (Fig. 30).



Figura 30. Afloramiento de pumitas en Punta del Hidalgo. Cortesía de Google S.V.

Pico del Inglés-Valle de Taganana

Desde el Pico del Inglés, mirando hacia el Oeste, si el día está claro, se obtiene una magnífica panorámica del conjunto de Anaga y de la Dorsal de Pedro Gil con el edificio del Teide al fondo (Fig. 31). Bajaremos después hacia Taganana para analizar la morfología de los barrancos, sus depósitos y la utilización del espacio.



Figura 31. Dorsal de Pedro Gil y el Teide, desde El Pico del Inglés

El valle de Taganana (Fig. 32) muestra de forma muy completa las características geomorfológicas del Macizo de Anaga. El valle está formado por dos cuencas, una oriental y otra occidental, pertenecientes a los barrancos de Fajanetas y de La Iglesia. Ambas cuencas desembocan muy próximas constituyendo su interfluvio los propios derrubios del fondo del valle (Fig. 31). La pared oriental del valle está formada por una aguda y afilada crestería donde destacan restos de coladas fonolíticas como la de Peña Friolera y conductos volcánicos sálicos, exhumados por erosión, diferencial con roques (Fig. 33) como el de Enmedio y Las Ánimas (4'8 ma.) El borde occidental es un interfluvio alomado en la Formación Taganana sobre el que se sitúa el conjunto de Los Frailes, típico ejemplo de relieve ruuiniforme.

En Taganana aparecen de nuevo dos niveles de depósitos de desigual cimentación y consistencia (Fig. 34 a y b). El caserío de Taganana se asienta en parte sobre niveles antiguos cementados de estos depósitos. Los más modernos, menos cementados, se utilizan para terrenos de cultivo. Están incididos y acantilados. En el litoral de Taganana se pueden observar diversos cortes que muestran sus características (Criado, 1981) Estos depósitos son datados como Würm IV. También en Taganana se puede observar la cicatriz del deslizamiento del extremo norte de Anaga.

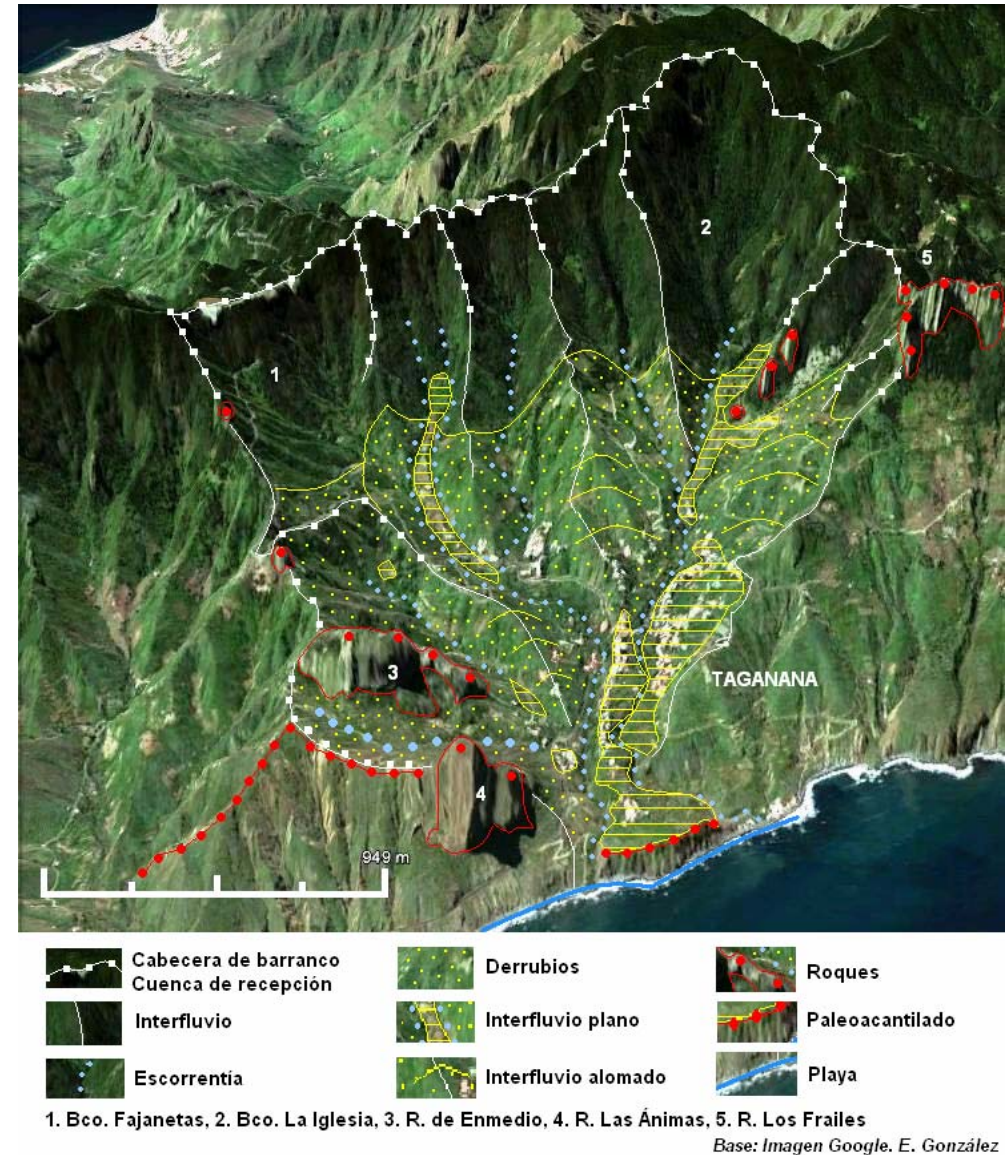


Figura 32. Morfología del Valle de Taganana



Figura 33. Cultivos y hábitat en el Valle de Taganana. Destacan los roques de Las Ánimas y Enmedio



Figura 34 a. Depósitos de barranco en el valle de Taganana



Figura 34 b. Alternancia de facies finas y conglomeráticas



Itinerario y paradas de trabajo en el Macizo de Teno (Ruta II). Imagen Google. Elaboración, de E. González

ESTRUCTURA Y EVOLUCIÓN DEL MACIZO DE TENO

El macizo de Teno se encuentra situado en el extremo NW de Tenerife. Topográficamente (Fig. 35) se presenta como un conjunto muy vigoroso y quebrado debido a la excavación de una intensa y densa red de drenaje, que al igual que la existente en Anaga, se caracteriza por la presencia de profundos y angostos barrancos separados por interfluvios en forma de cuchillo que originan unas agudas cresterías. También, y al igual que en Anaga, los acantilados presentan un notable desarrollo. Ocasionalmente aparecen plataformas costeras que dan lugar a buenos ejemplos de "Islas bajas".

Las características topográficas y de alineación permiten la existencia de dos vertientes sometidas de forma desigual a los procesos climáticos.

ALTIMETRÍA DEL MACIZO DE TENO

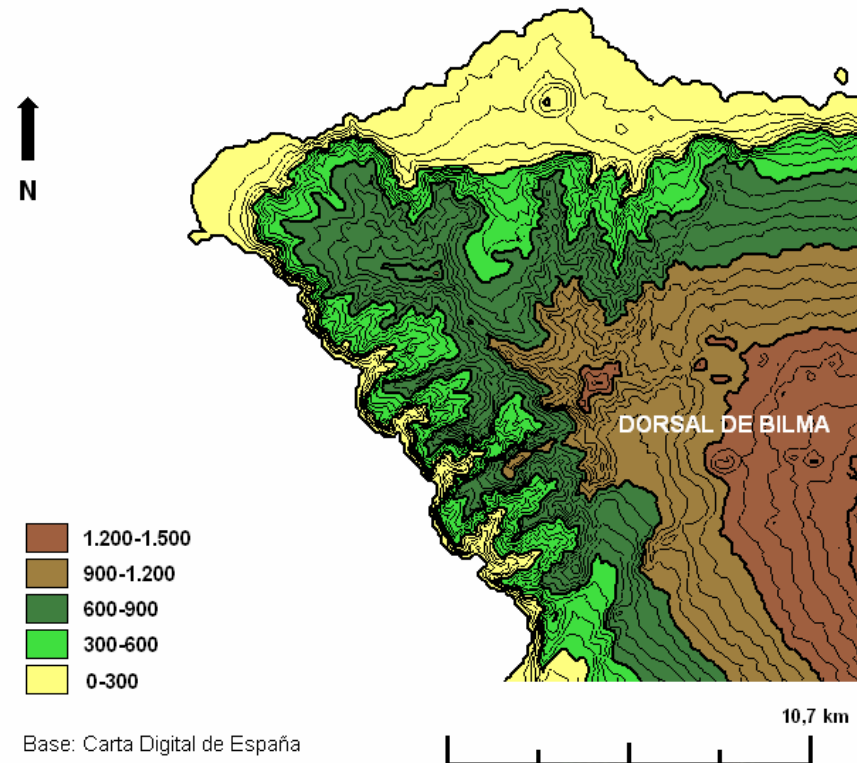


Figura 35. Altimetría del Macizo de Teno

Geología y estructura

La historia eruptiva de Teno está repartida en dos grandes ciclos de actividad volcánica, perfectamente diferenciados en el espacio, en el tiempo y en sus características, lo que dará formas de relieve diferentes.

Primer ciclo. - El primer ciclo de actividad es de época miopliocena con una edad comprendida entre los 7 y los 4'5 ma. Las emisiones de material volcánico tienen un carácter fisural y la dirección de las fracturas es NW-SE. Carracedo (1979) las agrupa en la Serie I y dan lugar a apilamientos de coladas basálticas muy fluidas con intercalaciones de piroclastos, paleoconos y almagres (Fig. 36). La fase final de este ciclo eruptivo está representada por los pitones, diques y sill (Fig. 37) de composición sálica que atraviesan la totalidad del conjunto, perfectamente observables en los acantilados de la zona de Los Gigantes. La paleoestructura que se estima para este macizo es de dorsal, una cumbre central y dos vertientes que coinciden en la actualidad con la alineación de Gala-Barracán. Tras la emisión de los diques sálicos, se produce un dilatado periodo de calma eruptiva que terminará en el Plioceno.

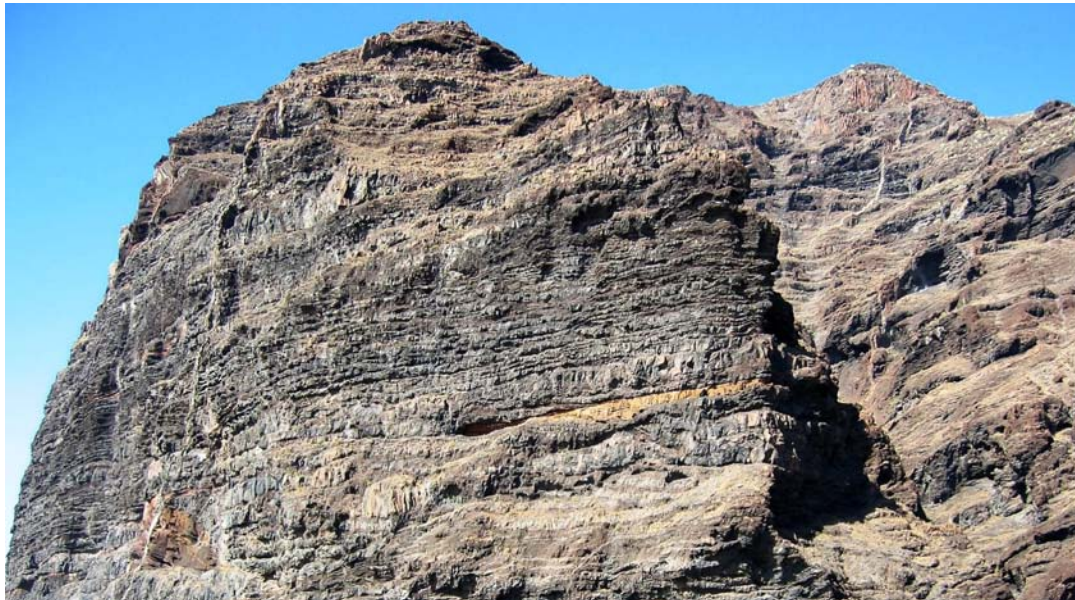


Figura 36. Lavas y piroclastos en la serie antigua de Teno.
Cortesía de Google-Panoramio



Figura 37. Diques en los acantilados de la costa oeste de Teno.
Cortesía de Google-Panoramio

Segundo ciclo. - Se caracteriza por emisiones fisurales que apenas retocan la primitiva estructura del macizo, levantando algunos conos en erupciones estrombolianas (Fig. 38 a,b,c,d) y generando coladas que se desploman hasta el mar por los acantilados existentes o encauzadas por paleovalles, alcanzan la costa dando lugar a islas bajas. Estos volcanes se alinean sobre fracturas de dirección NW-SE (Fig. 39)

Al igual que en Anaga y como en la práctica totalidad de los macizos antiguos, las formas del modelado predominan sobre las estructurales siendo de nuevo los barrancos, los glacis y depósitos coluviales los elementos a destacar en el relieve junto a las formaciones de acantilados.



Figura 38 a. Volcán de Tierra del Trigo



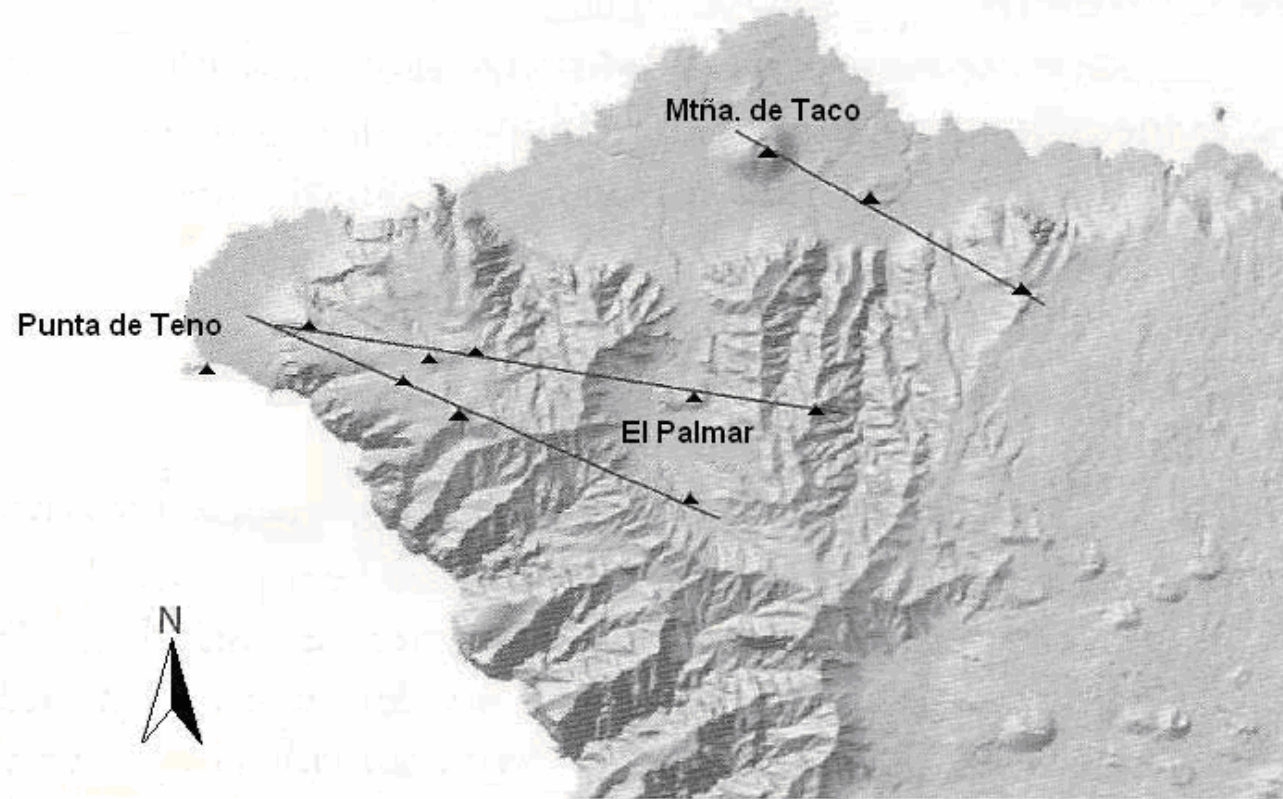
Figura 38 b. Volcán de Taco e isla baja de Buenavista



Figura 38 c. Volcán de Montaña Bermeja



Figura 38 d. Volcán de Teno



1. M. Taco, 2. Aregume, 3. Tierra del Trigo, 4. Aguja, 5. Chiñaco, 6. Zahorra, 7. Vallado
8. Bermeja, 9. Teno, 10. El Palmar, 11. Las Portelas, 12. Pico Villanos

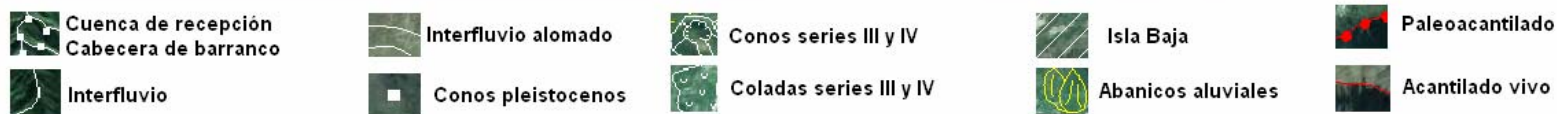
Equidistancia de las curvas = 200 m

Barrancos

Los barrancos de Teno tienen una característica común que es el profundo encajamiento de los cauces (Fig. 40). Luis-González (1990) establece cinco grandes tipos de barrancos en el macizo de Teno.



Figura 40. Morfología del Macizo de Teno



1. V. La Aguja, 2. Mña. Chiñaco, 3. Mña. Zahorra, 4. Mña. Bermeja, 5. Mña. de Teno

Base: Imagen Google. E. González

- a) Barrancos encajados de la vertiente occidental.- (Masca, Carrizal, Juan López, Mancha de los Díaz) Presentan unos perfiles longitudinales muy empinados con encajamientos muy pronunciados aguas arriba de la desembocadura, generando altas paredes escarpadas, para terminar en amplias cabeceras. Los perfiles transversales en el cauce medio muestra las características de cañones (Fig. 40).
- b) Barrancos de Taburco y Los Barrancos,- Presentan lechos menos encajados con perfiles abruptos pero suavizados con relación a los anteriores de los que son contiguos.
- c) Grandes barrancos del norte.- Tienen un origen similar a los occidentales pero han sufrido transformaciones al alterarse sus perfiles con la creación de plataformas lávicas cuaternarias. Hay una menor profundización de sus cauces y una evolución de las vertientes más completa. Los perfiles son más suaves, los valles más abiertos y las cabeceras son amplias y polilobuladas (Fig. 42).
- d) Barrancos remodelados por el volcanismo pleistoceno.- Los divide en los barrancos de la vertiente oriental, más afectado por el volcanismo cuaternario. Canalizan coladas que los dota de un fondo plano donde posteriormente se producen episodios de sobre excavación. El ejemplo más genuino es el del barranco del Valle del Palmar. Fig. 41 a y b)



Figura 41 a. Conos de La Montañeta. El Palmar



Figura 41 b. Volcán de Las Portelas. Barranco de El Palmar

- e) Barrancos de escasa incisión.- Son aquellos que no pueden compensar con procesos de sobre excavación el retroceso de los acantilados, quedando colgadas sus desembocaduras sobre el mar en escarpes superiores a los 400 m (Fig. 40).

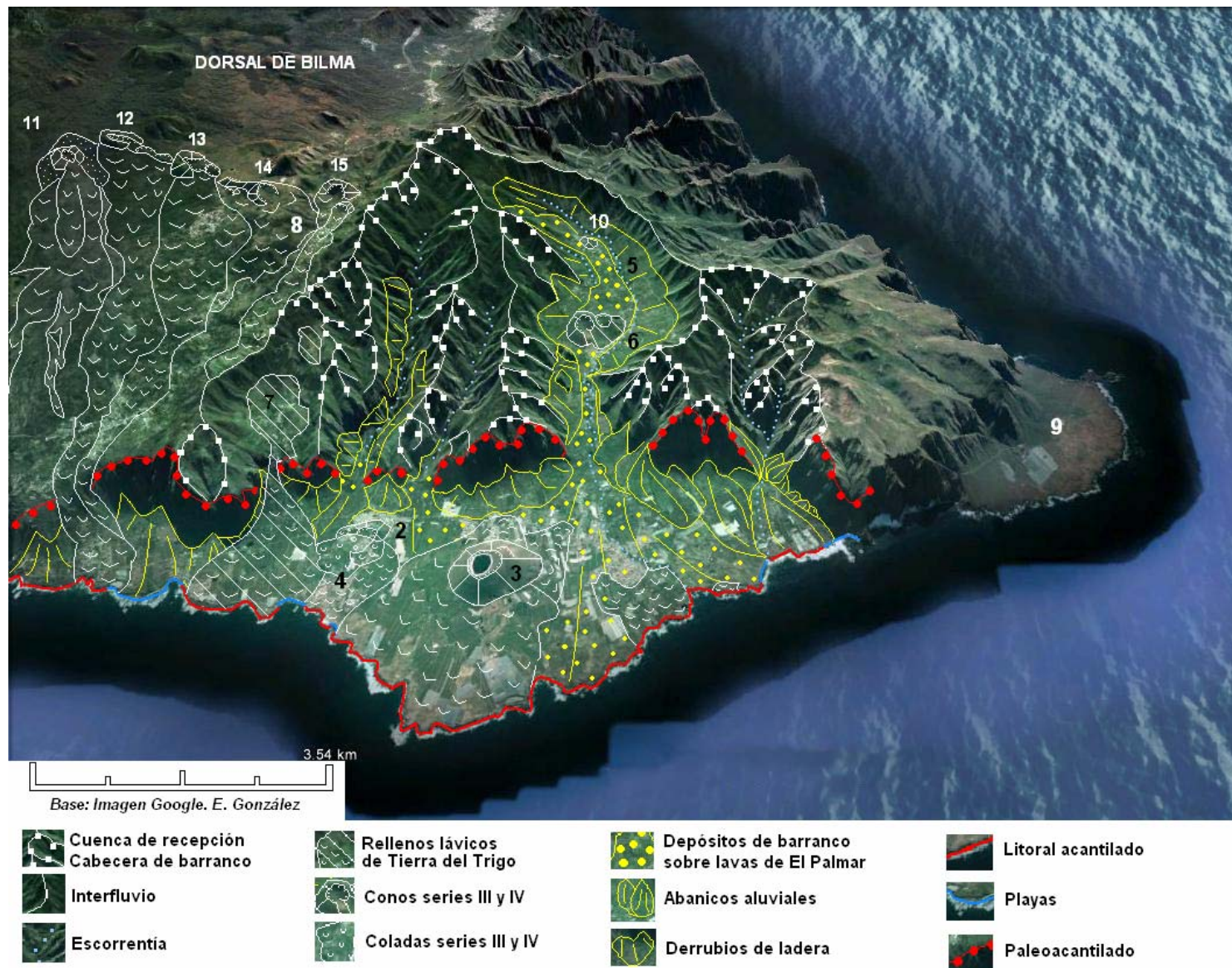


Figura 42. Morfología de los barrancos del norte del Macizo de Teno

1. Buenavista, 2. Los Silos, 3. V. Taco, 4. V. Aregume, 5. El Palmar, 6. Montañeta de El Palmar, 7. Tierra del Trigo
8. Erjos, 9. Punta de Teno, 10. Las Portelas, 11. Garachico, 12. Las Negras, 13. El Banco, 14. El Topo, 15. El Viento

Glacis coluviales

La existencia de glacis coluviales (Fig. 43) en Teno está condicionada por la formación de las plataformas costeras cuaternarias que propician el retroceso de los acantilados que pasarán a funcionar como una vertiente que se erosiona y acumula detritus en rampa, en función de unos condicionantes climáticos determinados. La arroyada en forma de película propiciada por crisis climáticas pleistocenas subáridas, es la responsable de la formación de estos glacis. Las etapas áridas, con un intenso fraccionamiento de la roca, proporcionará el material a movilizar por arroyos divagantes fruto de intensas y esporádicas precipitaciones. Períodos de mayor humedad generarían otro tipo de depósitos fruto de una esorrentía más regularizada y permanente.



Figura 43. Abanicos aluviales en la isla baja de Punta de Teno. (Cortesía de Google-Panoramio)

Acantilados

El litoral de Teno se caracteriza por el predominio de las costas acantiladas (Fig. 40 y 42). Luis-González (1990) los clasifica en tres grandes tipos:

- a) Acantilados formados sobre los materiales del primer ciclo eruptivo.
- b) Acantilados labrados sobre los materiales volcánicos cuaternarios
- c) Acantilados en formaciones detríticas sedimentarias.

Los primeros se caracterizan por la existencia de grandes escarpes que los elevan a la categoría de mega acantilados y delimitan los bordes occidentales y septentrionales del macizo antiguo. De entre ellos, el acantilado de Los Gigantes es el que más se ajusta a sus características, manteniendo un funcionamiento actual. Presenta una orientación paralela a la del macizo y su elevación oscila entre los 200 y los 500 m. Los segundos tienen alturas más reducidas (10-15 m.), la influencia del mar en su construcción ha sido más corta. Los terceros están presentes en la práctica totalidad del litoral. El origen de sus materiales es tanto aluvial, como coluvial, y las altitudes de sus frentes son muy variables. En estos acantilados se pueden señalar hasta dos niveles antiguos de abrasión marina y playas.

En la base visible del Macizo de Teno (Fig. 44 a), la erosión oceánica ha dejado al descubierto importantes discordancias en la disposición de las coladas, lo que implica períodos de reposo en el ritmo de las erupciones y de la construcción del macizo. Estas discordancias se observan también en las paredes de los barrancos (Fig. 44 b)

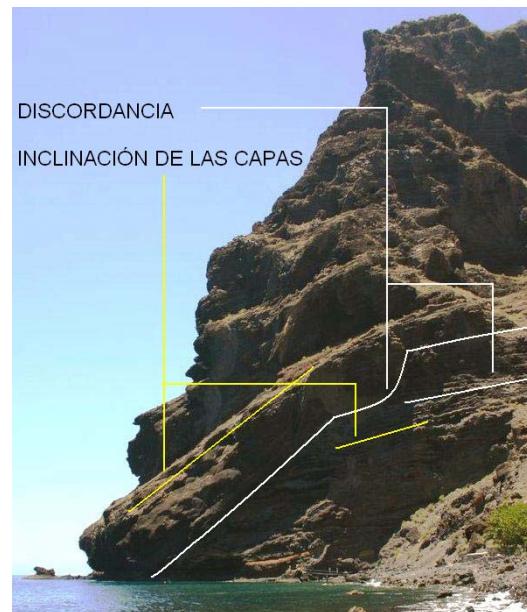


Figura 44 a. Discordancias en la base del macizo.

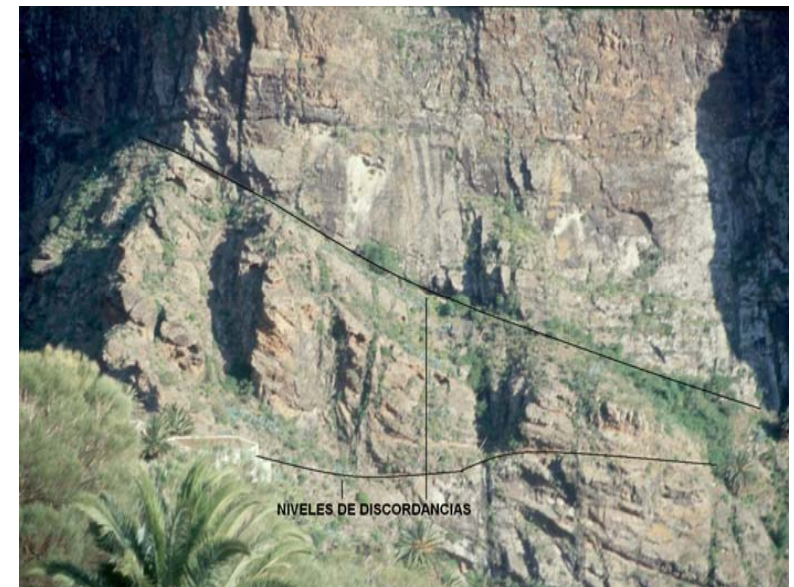


Figura 44 b. Discordancias en el barranco de Masca

REFERENCIAS

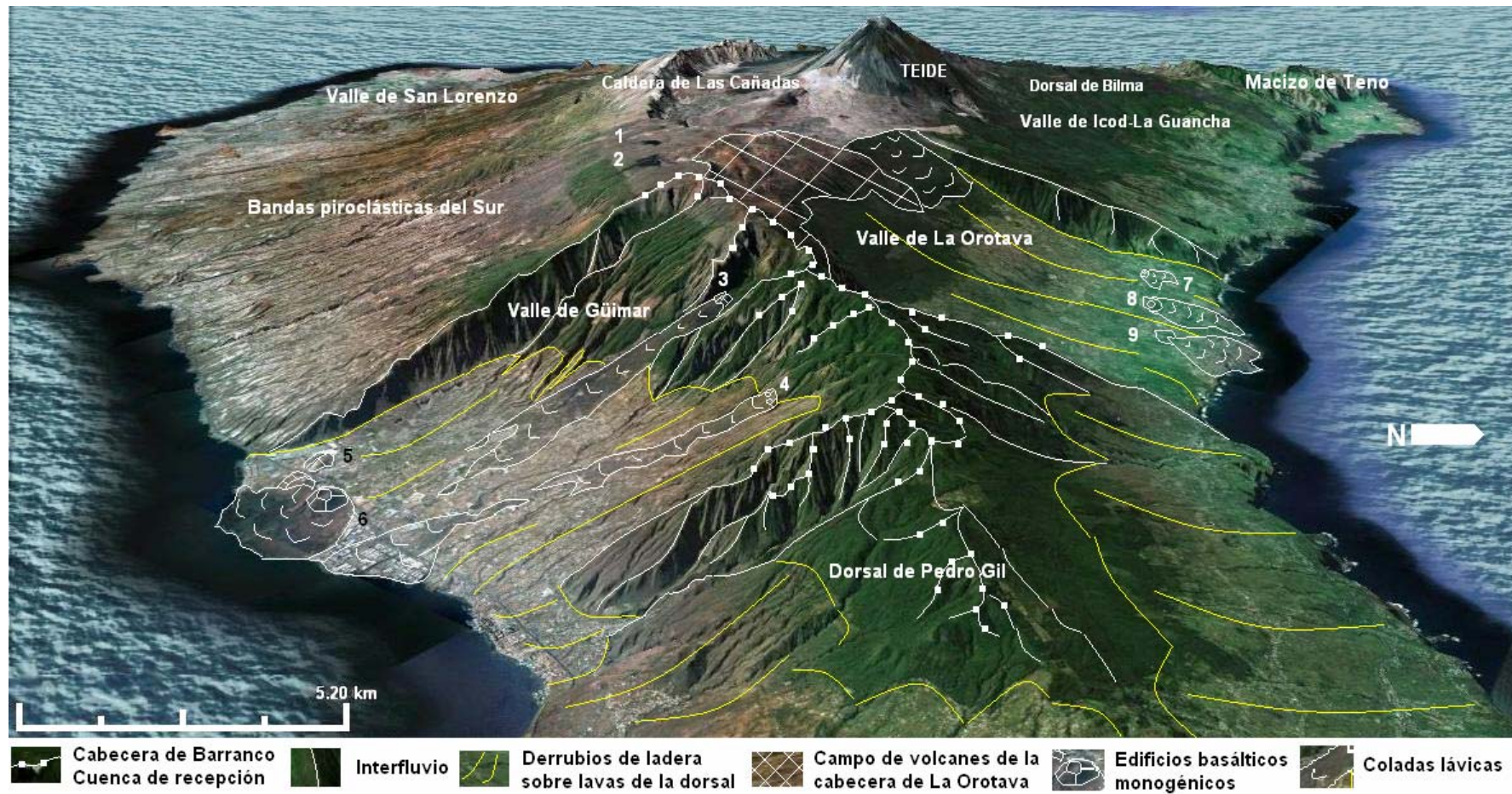
- ☛ ANGUITA, F.; MÁRQUES, A.; CASTIÑEIRAS, P.; HERNÁN, F. (2002): *Los volcanes de Canarias. Guía geológica e itinerarios*. E. Rueda, Madrid
- ☛ ARAÑA, V. CARACEDO, J.C. (1978): *Los volcanes de las Islas Canarias: I Tenerife*. E. Rueda, Madrid
- ☛ CARRACEDO, J.C.; RODRÍGUEZ, E.; PARIS, R.; PÉREZ, F.J., RODRÍGUEZ, A. Y SERGIO, J. (2009) "Erupciones históricas de Tenerife" En: *El volcán Teide*. Tomo III. El Día, Tenerife
- ☛ CRIADO, C. (1980): *Los paisajes naturales del Macizo de Anaga*. U. de La Laguna
- ☛ CRIADO, C. (1990): "Rasgos Geomorfológicos del Macizo de Anaga". En: *Jornadas de Campo de Geomorfología Volcánica*. SEG, pp.77-95
- ☛ CRIADO, C.; YANES, A. (1981): "Depósitos torrenciales y formaciones coluviales en el Macizo de Anaga". Anuario Dpto. de Geografía de la ULL
- ☛ DÓNIZ, J. (2009): *Volcanes basálticos monogénicos de Tenerife*. Concejalía de Medio Ambiente, Ayto. de Los Realejos, Tenerife
- ☛ LUIS, M. (1990): "El relieve del Macizo de Teno". En: *Jornadas de Campo sobre Geomorfología Volcánica*. SEG. Monografía nº 5, pp.95-111

ITINERARIO II



Figura 1. Ruta II. Dorsal de Pedro Gil, Valles de deslizamiento de Güimar y La Orotava, Islas bajas de la costa norte. Imagen Google. Elaboración de E. González

RUTA II: DORSAL DE PEDRO GIL-VALLES DE DESLIZAMIENTO-COSTA SEPTENTRIONAL



1. Siete Fuentes, 2. Fasnía, 3. Las Arenas, 4. Las Morras, 5. Los Guirres, 6. Montaña Grande, 7. Las Gañanías, 8. Los Frailes, 9. La Horca

Base: Imagen Google.
E. González

Figura 2. Dorsal de Pedro Gil y valles de Güimar y La Orotava



Figura 3. Valle de La Orotava

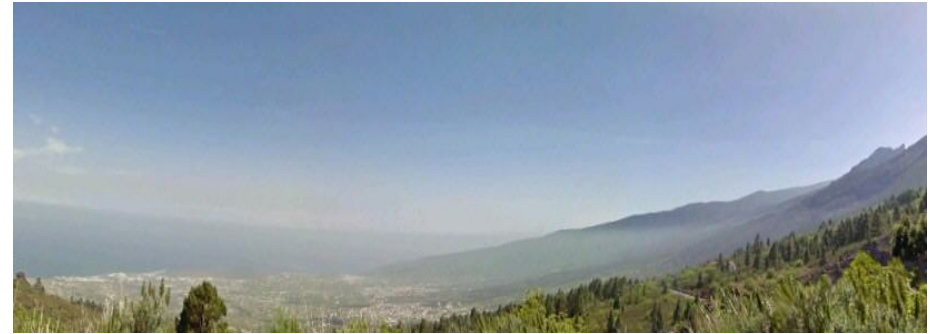


Figura 4. Valle de Güímar

Los grandes deslizamientos de flanco en Tenerife

Se reproduce, a continuación, un resumen de la comunicación realizada por los investigadores: Mercedes Ferrer, Julia Seisdedos, Luis I. González de Vallejo y Juan J. Coello, presentada a la *IV Reunión de la Red Española de Volcanología*, celebrada en Almagro en septiembre de 2008.

Los mega-deslizamientos prehistóricos de Güímar y La Orotava, en Tenerife, destacan por sus espectaculares rasgos morfológicos entre más de 20 descritos en Canarias. A pesar de ser procesos asociados al crecimiento y evolución de los edificios volcánicos, los factores que los condicionan y desencadenan no están únicamente relacionados con grandes erupciones o terremotos, como mayoritariamente se ha venido postulando.

Muchos de los mayores volcanes del planeta han sufrido grandes deslizamientos de flanco. Estos procesos a escala geológica, de cientos de kilómetros cúbicos, se consideran los mayores deslizamientos ocurridos, y forman parte de los ciclos de crecimiento y evolución de los edificios volcánicos.

La teoría de los grandes deslizamientos en islas volcánicas fue aceptada unánimemente por la comunidad científica a raíz de la identificación de los depósitos de deslizamiento en los fondos oceánicos alrededor de las islas, asociando estos depósitos descritos como grandes avalanchas rocosas, de cientos o miles de kilómetros cúbicos de volumen a la ocurrencia de mega-deslizamientos masivos de flancos volcánicos.

En el caso de Tenerife, además de haberse identificado en el fondo oceánico grandes extensiones de depósitos movilizados (Watts & Masson, 2001), se cuenta con el registro de las galerías excavadas en la isla para abastecimiento de agua, en cuyo interior se ha identificado una formación conocida localmente con el nombre de *mortalón*, que ha sido interpretada como parte de los depósitos de los deslizamientos (Coello 1973; Navarro y Coello 1989).

A pesar de la importancia y magnitud de estos procesos de inestabilidad, son escasas hasta ahora las investigaciones encaminadas a analizar y explicar su ocurrencia desde el punto de vista geomecánico, atribuyéndose con frecuencia su desencadenamiento a grandes erupciones o terremotos.

Rasgos morfológicos de los deslizamientos de Güímar y La Orotava

De los diversos deslizamientos prehistóricos descritos en la isla de Tenerife, destacan los de Güímar y La Orotava. Sus rasgos más característicos en tierra son la presencia de grandes escarpes laterales (hasta 500 m de desnivel) y de cabecera, así como las depresiones generadas por los deslizamientos, posteriormente rellenas de materiales volcánicos.

Los valles de Güímar y La Orotava, con una anchura de entre 9 y 12 km, presentan vergencias prácticamente opuestas, ESE y NNW respectivamente. Sus cabeceras coinciden en la Cordillera Dorsal, principal zona de *rift* de la isla, con dirección NE, y alcanzan alturas máximas de 1700-2200 m.

Las características geomorfológicas de ambos valles son singulares. Destaca su simetría y las diferencias de cota entre los escarpes y la parte central (~500 m). En los escarpes afloran materiales pre-deslizamiento (Pleistoceno inf.) y las pendientes son muy elevadas (>35°). Las depresiones generadas por los deslizamientos fueron rellenas por materiales post-deslizamiento (Pleistoceno Med. y Sup.) que actualmente tienen pendientes suaves (<15°).

A partir de los datos batimétricos (Instituto Español de Oceanografía) y los modelos digitales del fondo oceánico se han identificado igualmente rasgos morfológicos submarinos que denotan la ocurrencia de los deslizamientos (canales de deslizamiento con escarpes laterales, grandes abanicos de depósitos, etc).

Factores determinantes en la inestabilidad de los flancos volcánicos

La investigación llevada a cabo en el marco del proyecto arriba indicado ha permitido establecer una serie de conclusiones con respecto a los factores que juegan un papel determinante en la inestabilidad de los flancos de grandes edificios volcánicos. Factores como las características geomecánicas de los materiales volcánicos sumergidos, los efectos de la actividad volcánica sobre los materiales previamente depositados, el ratio de crecimiento y la altura de los edificios son factores decisivos en la ocurrencia de estos grandes movimientos de masa. A continuación se resumen los más significativos.

Propiedades geomecánicas de los materiales

Los materiales que forman las partes emergida y sumergida del edificio volcánico presentan unas características mecánicas que son el resultado tanto de su origen geológico como de su evolución a lo largo de la historia de la isla. En este sentido son de destacar aspectos como el grado de fracturación, compactación y alteración de las coladas basálticas que mayoritariamente constituyen los flancos emergidos del edificio dorsal, donde se ubican los deslizamientos estudiados. Los procesos asociados al vulcanismo, como la alteración hidrotermal y la intrusión de diques, son definitivos en la evolución de las propiedades de estos macizos rocosos volcánicos.

Cabe destacar la presencia de los materiales fragmentarios submarinos, denominados frecuentemente hyaloclastitas, por sus características mecánicas y bajas propiedades resistentes. Estos materiales, sobre los que se asienta el edificio emergido, han sido escasamente estudiados. En Tenerife afloran puntualmente, apareciendo muy alterados, fracturados y con numerosos planos de *slikensides*.

Geometría y altura del edificio volcánico

La altura del edificio y la pendiente de sus flancos son factores determinantes en la magnitud y la distribución de las fuerzas debidas al peso y, por tanto, del estado tensional del edificio. En la reconstrucción paleogeográfica pre-deslizamientos llevada a cabo para el edificio de la dorsal en Tenerife, se han obtenido alturas máximas de unos 3.500 m, y se han realizado análisis de la influencia de la altura y la pendiente en la estabilidad de los flancos.

Procesos geológicos propios del medio volcánico

Ya se ha indicado la importancia de los procesos asociados al vulcanismo en las características mecánicas y resistentes de los materiales, destacando en este sentido la intrusión de diques y la alteración hidrotermal. Los efectos del primero dan lugar a la apertura de discontinuidades y

fracturación de los macizos rocosos, debilitando así su estructura geológica; los efectos de la alteración se traducen finalmente en una reducción sustancial de la resistencia de los materiales. Ambos procesos actúan con mayor intensidad en la parte central del edificio volcánico.

Factores desencadenantes

Los factores anteriormente descritos inciden globalmente en las condiciones y características resistentes y mecánicas de los materiales que forman los edificios volcánicos, y por tanto en sus condiciones de estabilidad. Otros factores que pueden actuar "puntualmente" bajo el punto de vista temporal, como las erupciones explosivas y los terremotos de determinada magnitud, suponen la aparición de fuerzas de gran intensidad que, si el edificio se encuentra en condiciones cercanas al equilibrio, pueden desencadenar finalmente las roturas totales o parciales de flanco.

Estos factores han sido modelizados y analizados para el caso de los deslizamientos de la dorsal de Tenerife, habiéndose obtenido mecanismos y modelos de rotura concordantes con los datos y observaciones de campo.

Conclusiones

- ☛ Los grandes deslizamientos de flanco volcánico forman parte de los ciclos de evolución (crecimiento/destrucción) de los edificios insulares, no constituyendo procesos únicos y aislados. En el caso de Tenerife, han ocurrido cada varios cientos de miles de años.
- ☛ Los materiales volcánicos presentan unas características resistentes y mecánicas particulares como consecuencia de su origen y de los procesos propios del medio volcánico.
- ☛ Estas características de los materiales que forman los flancos sumergido y emergido son definitivas para las condiciones de estabilidad de los mismos.
- ☛ La altura y pendientes del edificio volcánico son, asimismo, factores determinantes en la distribución de las fuerzas que tienden a la inestabilidad.
- ☛ La ocurrencia de erupciones o de terremotos podría finalmente desencadenar las roturas totales o parciales de flanco.

Valle de Güimar

El Valle de Güimar es uno de los grandes valles generados por deslizamientos gravitacionales en Tenerife (Fig.5), cuya formación se estima que se produjo hace alrededor de 800.000 años, lo que lo hace anterior al deslizamiento de La Orotava. El estratovolcán Arafo, alcanza unas dimensiones y acumulación de materiales que provocan la rotura de una de sus vertientes y el colosal deslizamiento (Fig. 7b-7c). Tiene una extensión de 122 km² y está delimitado por las laderas de Challa, al este y la de Güimar al oeste. Su cabecera parte de la zona de cumbres de la Dorsal de Pedro Gil. Presenta

una pendiente no demasiado elevada desde la zona culminante hasta el mar. Está surcado por algunos barrancos entre los que destacan el de Badajoz o Chamoco, El Río y Chinguaro. En Güimar se han desarrollado edificios volcánicos de carácter estromboliano a partir de erupciones subhistóricas e históricas. Entre los primeros destaca la Montaña Grande de Güimar y su malpaís, el cual tiene la categoría de paisaje protegido, y entre los segundos se encuentra el volcán de Las Arenas o de Arafo. La erupción de este volcán tuvo lugar en 1705. Los volcanes del valle de Güimar se asocian a la fracturación de dirección SW-NE, paralela al eje de la dorsal (Fig.6).

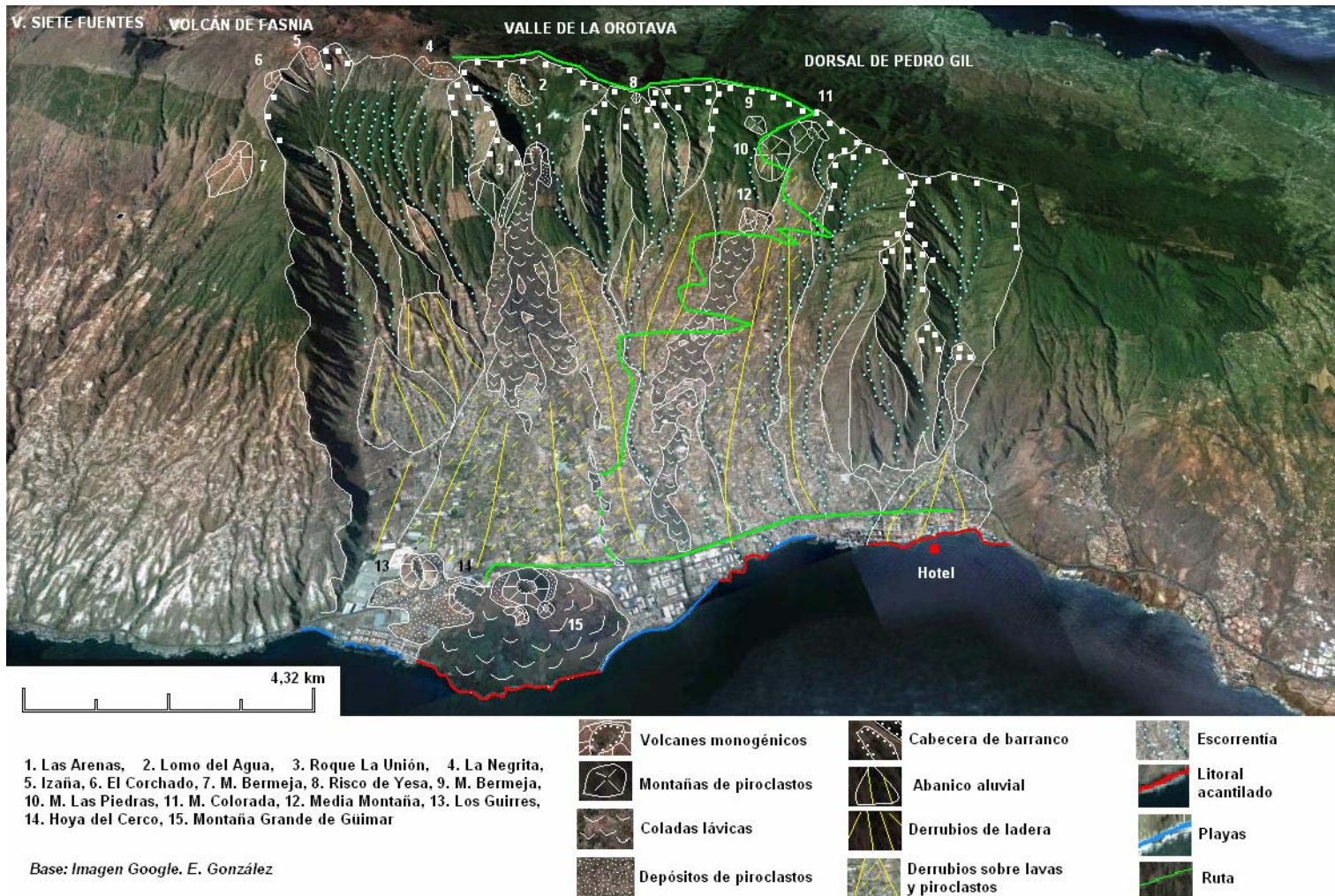


Figura 5. Esquema geomorfológico del Valle de Güimar

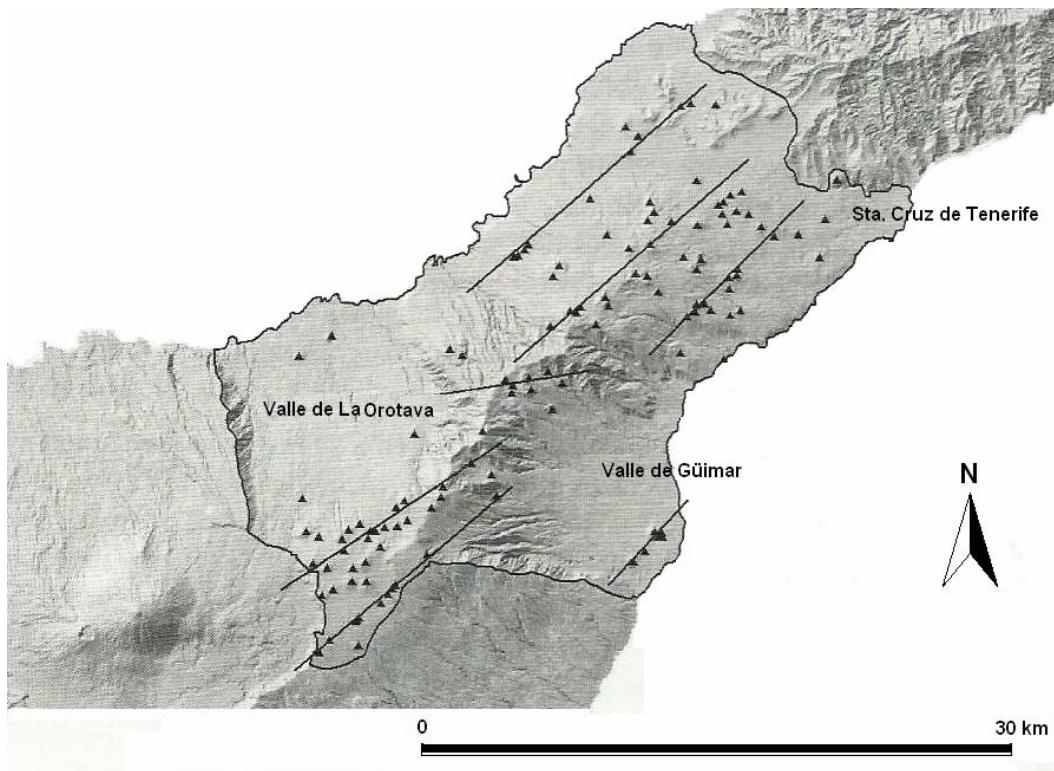
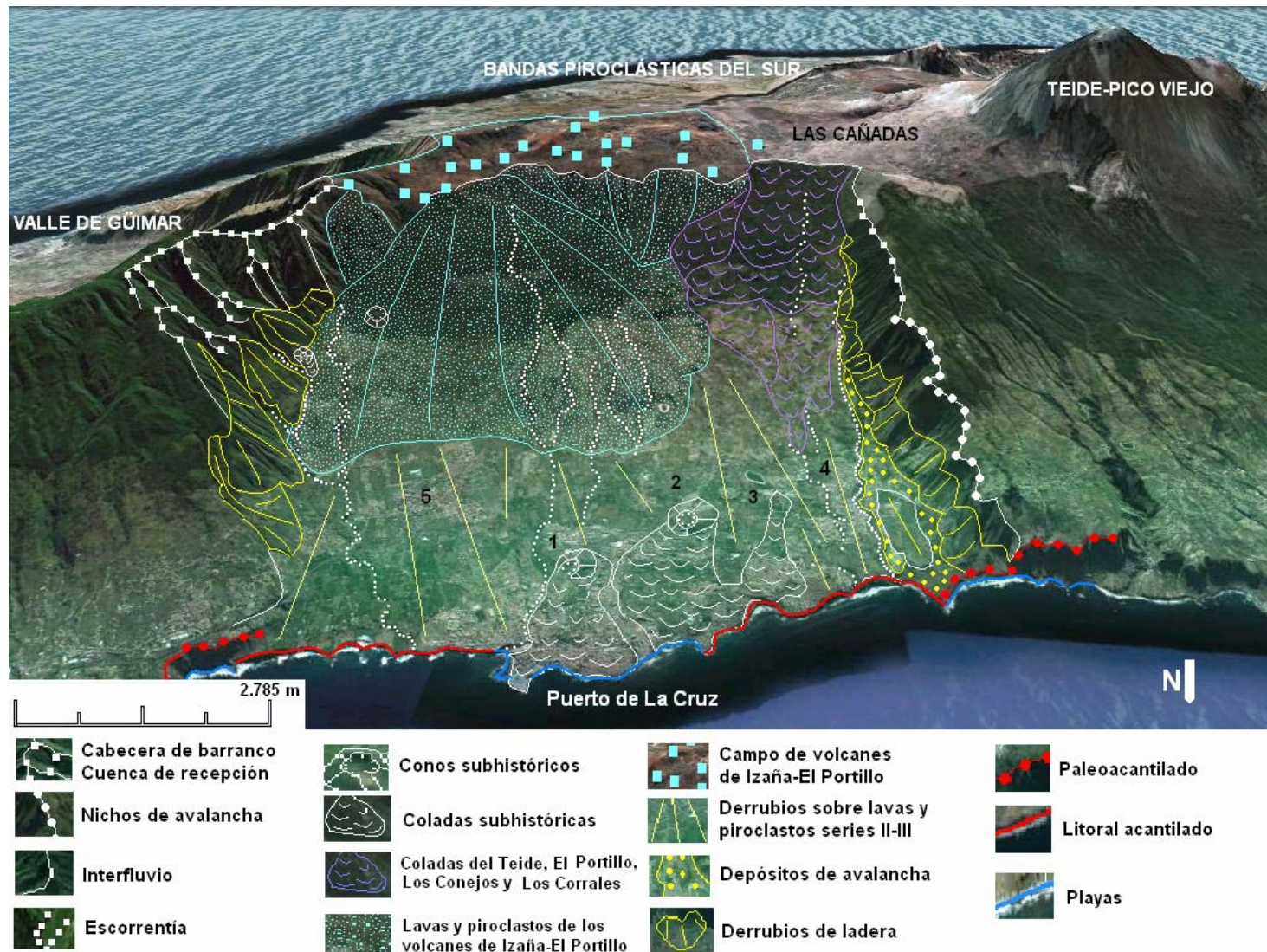


Figura 6. Volcanes de la Dorsal de Pedro Gil
Según Dóniz (2009)

Valle de La Orotava

Se sitúa al norte del Edificio Dorsal. Tiene una extensión de 210 km², estimándose que el deslizamiento que lo produjo tuvo lugar entre 690.000 y 540.000 años. Después de años de controversias e hipótesis, la mayoría de los autores lo consideran como el resultado del colapso del flanco norte del Edificio Cañadas. El valle de La Orotava está limitado por el Macizo de Tigaiga, al oeste, con 7 kilómetros de longitud y afectado por procesos locales de avalancha, y por los Montes de Santa Úrsula al este, con 9 kilómetros. En ambas laderas afloran las lavas antiguas de la dorsal. La actividad eruptiva en la cabecera del valle ha dado lugar a la creación de un campo de volcanes monogénicos (Fig. 7) cuyas coladas y piroclastos se han extendido valle abajo, recubriendo litologías antiguas. Las erupciones próximas a la costa han levantado tres conos que constituyen los edificios más jóvenes del valle. Se trata de los volcanes de Las Gañanías, cuyo cono ha desaparecido por la extracción de áridos, Los Frailes y La Horca o Taoro.



1. La Horca, 2. Los Frailes, 3. las Gañanias, 4. Los Realejos, 5. La Orotava

Base: Imagen Google. E. González

Figura 7. Esquema geomorfológico del Valle de La Orotava



Figura 7 b. Cumbre del estratovolcán de Arafo

ITINERARIO DE TRABAJO: Dorsal de Pedro Gil-Valle de Güimar-Valle de La Orotava.

ITINERARIO

Recorrido por la dorsal. Subida a las cumbres de Pedro Gil para tener una visión de conjunto de la dorsal y su relación con otras morfoestructuras de la isla. Observación de los valles de deslizamiento gravitacional de Güimar y La Orotava. Rocas volcánicas de las series intermedias. Volcanismo reciente asociado a la dirección del eje de la dorsal. Formaciones vegetales: Corona Forestal.

Recorrido por La Orotava. Características de un "valle" de deslizamiento rotacional asociado a desestabilizaciones de flanco en los estratovolcanes de construcción rápida. Volcanismo posterior al deslizamiento. Avalanchas postdeslizamiento de la ladera de Tigaiga

Objetivos. Reconocimiento de la morfología de una dorsal volcánica; litologías, dinámicas eruptivas, estructura, modelado de cumbres y laderas. Reconocimiento de los grandes deslizamientos de Güimar y La Orotava. Volcanismo histórico. Espacios protegidos y biodiversidad

Equipo. Ropa cómoda, gorra, zapatos de campo o botas, chubasquero, jersey o sudadera sobre camiseta de manga corta. Comida y agua para 10 horas de trabajo

RECORDATORIO

Las características topográficas de Tenerife, así como su posición latitudinal permiten el desarrollo de unas bandas bioclimáticas estructuradas de la siguiente forma:

Banda fitoclimática inferior. - Está caracterizada por un clima semiárido en el que se desarrolla una vegetación xerófila emparentada con la de las estepas de la zona saharo-marroquí (Fig. 8). Este es el ámbito idóneo para la acción del viento como agente de erosión y transporte, así como del oleaje y corrientes litorales.

Mar de nubes. - La condensación de los vientos alisios permite la existencia de una zona de alta humedad a lo largo de todo el año con temperaturas bajas (Fig. 9).



Figura 8. Cardonal en el malpaís de Güimar (Cortesía de Google-Panoramio)



Figura 9. Mar de Nubes en la vertiente norte (Cortesía de Google-Panoramio)

Zona de coníferas. - Por encima del mar de nubes se instala una banda fitoclimática caracterizada por un aumento de la sequía y un descenso de las temperaturas nocturnas que es el ámbito de crecimiento del pino canario y su sotobosque (Fig. 10a). Los procesos erosivos van a verse condicionados por la mayor o menor presencia de vegetación en las laderas. Los incendios que periódicamente afectan a las islas provocan un efecto de

abarrancamiento en la medida en que se destruye el sotobosque (Fig. 10b), aunque las características genéticas de esta especie, adaptada a los procesos volcánicos, le permite rebrotar tras un incendio.



Figura 10 a. Pinares de la Corona Forestal



Figura 10 b. Recuperación tras un incendio en la Corona Forestal

Banda fitoclimática superior. - Equivale al piso supra forestal en la montaña mediterránea. Está caracterizado por la sequedad, un descenso muy acusado de las temperaturas con heladas frecuentes y altos niveles de insolación (Fig. 11). Es este el ámbito del matorral de leguminosas y de los endemismos canarios de alta montaña. Los procesos periglaciares están presentes en esta zona. Estas bandas altitudinales sufren una importante distorsión en función de la orientación a barlovento o sotavento.



Figura 11. Vegetación del piso supraforestal

ESTRUCTURA Y EVOLUCIÓN DE LA DORSAL DE PEDRO GIL

Topografía

En Tenerife se localizan dos dorsales volcánicas: Bilma y Pedro Gil que enlazan, respectivamente, los macizos antiguos de Teno y Anaga con la zona central de la isla. La Caldera de Las Cañadas. La cordillera dorsal de Pedro Gil presenta un relieve caracterizado por las formas volcánicas directas. Tiene una morfología típica de macizo en "tejado a dos aguas" (Fig.2), constituyendo la cumbre un espacio estrecho dominado por abruptas laderas (Fig.12). Éstas están afectadas por importantes procesos de deslizamiento-erosión dando origen a dos grandes valles: al norte el Valle de La Orotava separado de Icod por el Macizo de Tigaiga y dominado por la presencia del mar de nubes (Fig.3). Al sur, compartiendo puntualmente espacios de cabecera, se desarrolla el Valle de Güimar (Fig. 4). La dorsal se encuentra afectada por actividad volcánica reciente, subhistórica e histórica que ha dado lugar a la formación de edificios basálticos monogénicos (Dóniz, 2009) desarrollados en erupciones estrombolianas, entre los que cabe destacar por su carácter histórico, el volcán de Las Arenas o de Arafo (Fig. 5) . La zona de cumbres es el ámbito de otras erupciones subhistóricas e históricas: campo de volcanes de la cabecera de La Orotava y erupciones de Fasnía y Siete Fuentes (Fig.6) La dorsal de Pedro Gil se recorre atravesando el Monte de La Esperanza. Se inicia a unos 750 m. sobre el nivel costero y alcanza sus mayores elevaciones en la Montaña de Izaña a 2.350.

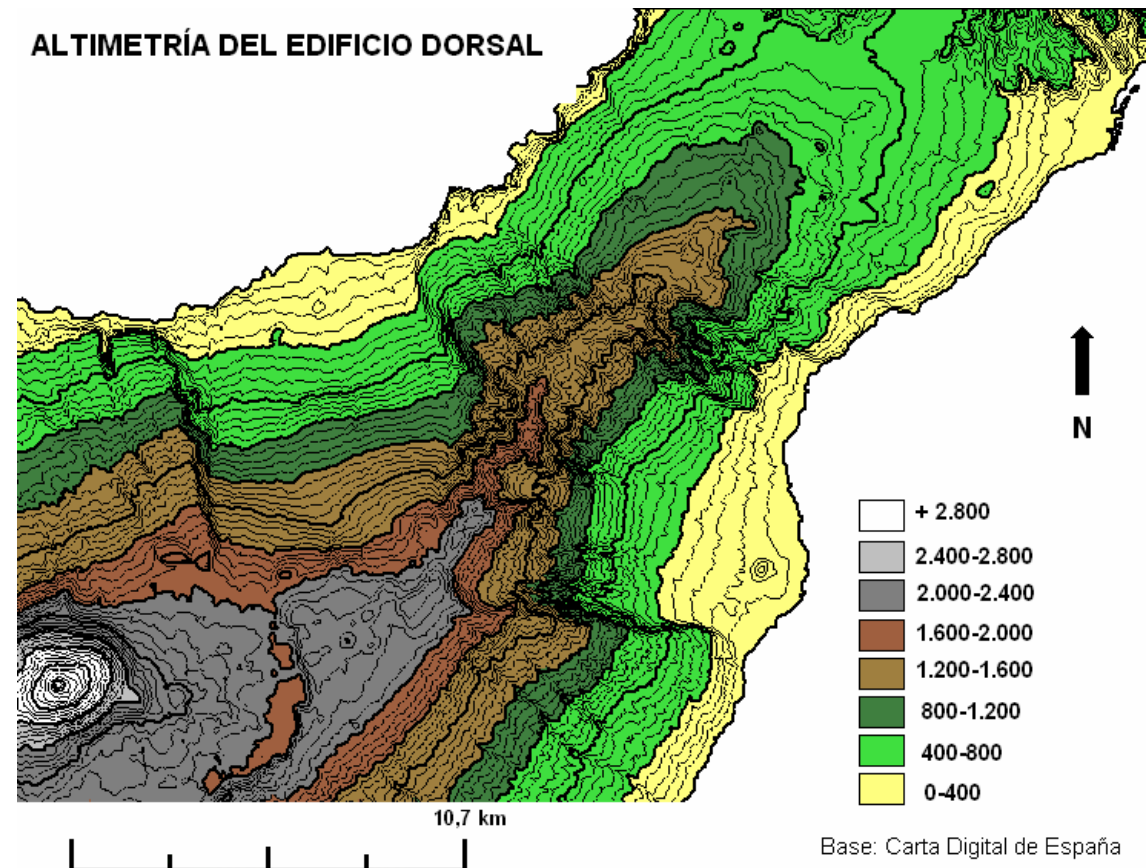


Figura 12. Mapa de alturas en Pedro Gil. Base: Carta Digital de España

Geología y estructura

La Dorsal de Pedro Gil se levanta sobre el eje volcánico nororiental de Tenerife. Está formada por un apilamiento de coladas lávicas basálticas, aunque se han localizado episodios fonolíticos y piroclastos (Fig. 13 a y b) y atravesada por un importante número de diques (Fig. 13 c). Estas inyecciones magmáticas se han producido a lo largo de toda la evolución geológica de la dorsal, dando lugar a las erupciones recientes, incluyendo históricas y subhistóricas que jalonan este espacio (Fig. 6) Concentrándose estas erupciones en el eje de la dorsal, sobre las cabeceras de los valles de Güimar (erupción histórica de Arafo, 1705) y La Orotava (Campo de volcanes de Izaña-El Portillo)



Figura 13 a. Coladas, piroclastos y diques en Pedro Gil

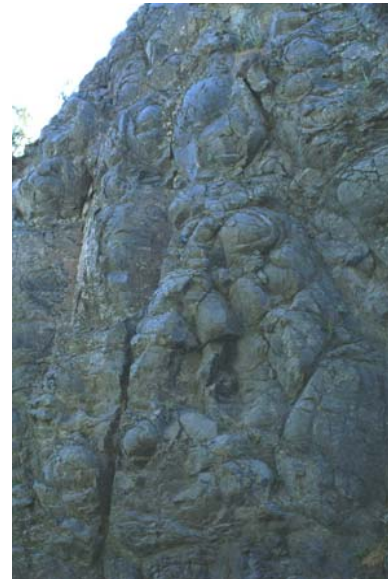


Figura 13 b. Bolos en las coladas



Figura 13 c. Dique en Pedro Gil

Las características climáticas de la dorsal presentan importantes diferencias de la vertiente norte a la sur. La formación del "Mar de nubes" confiere una mayor intensidad a los procesos erosivos lo que debería traducirse en unos procesos de abarrancamiento mayores en la ladera expuesta a la condensación de los vientos alisios. Sin embargo la presencia de coladas lávicas aminora estos procesos erosivos, que se dejan notar con mayor intensidad en las cabeceras y paredes de los valles de Güimar y La Orotava (Fig. 5 y 7)

TRABAJO DE CAMPO EN LA CUMBRE DE LA DORSAL-VOLCÁN DE ARAFO-CAMPO DE VOLCANES DE IZAÑA-EL PORTILLO

La Crucita: Volcán de Arafo y Valle de Güimar

Desde el mirador de La Crucita se tiene una magnífica vista de la cabecera del Valle de Güimar, concretamente de la de los barranco de Las Saletas, Cosme y Hoya Fría, de los que podemos observar los imponentes farallones que constituyen sus paredes (Fig. 14), así como la pendiente sobre la que se ha levantado el volcán de Las Arenas o volcán de Arafo. Es éste, un edificio volcánico fisural, monogénico, de dinámica estromboliana que se compone de un cono en herradura del que se derraman coladas a partir de la apertura de cuatro bocas eruptivas (Fig. 15 a y b). Estas coladas se encauzan por barrancos preexistentes, colmatando los de Amador y Perdomo, deteniéndose a poca distancia de la costa (Romero, C. 1990).

La erupción de Arafo tienen lugar a 7 kilómetros de la de Fasnia, fuera del perímetro de Las Cañadas y dentro de la dorsal de Pedro Gil, a una altitud de 1.500 m. Este volcán se abre hacia los espacios costeros y está asociado a fracturas de dirección NE-SW, en una zona caracterizada por importantes procesos erosivos y de deslizamiento. Se trata de un edificio estromboliano con varios centros de emisión y coladas que se derraman siguiendo la topografía de la ladera y que arrastran pequeños bloques erráticos. Su altura máxima se sitúa en torno a los 80 m. Como está emplazado en pendientes muy elevadas, esto ha facilitado la producción de derrumbes y por tanto de cambios en la primitiva morfología por la actuación de la red fluvial que ha descalzado la base de los flancos (Fig. 16 a y b).

Se reproducen a continuación, algunos textos que hacen referencia a la actividad eruptiva de 1704-05 en Tenerife

"Parece ser que en la Pascua de Navidad del año 1704, cuando los pacíficos moradores de estos lugares nada preveían que pudiera turbarles su reposo, notaron unos violentos temblores de tierra que conmovieron todas las viviendas... y al terminar el año... un denso vapor se elevó hacia el extremo Oriental del Llano de los Infantes, y abriéndose, al parecer, posteriormente el terreno por encima del caserío de Icor, cayeron a tierra las negrísimas nubes que cubrían las elevaciones de la isla". Juan López de Soler, 1905

"La tercera erupción fue el 2 de Febrero al anochecer, a dos leguas de las anteriores (Fasnia y Siete Fuentes), por entre los dos roques. Esta corriente se dividió en dos brazos: el uno corrió más de una legua por el barranco de Arafo hasta cerca del mar; el otro se extendió por el Melosar, de donde arrancó un tercer brazo que amenazaba echarse sobre el lugar de Güimar a no haber encontrado estorbo que le obligó a retroceder". Viera y Clavijo, 1776.

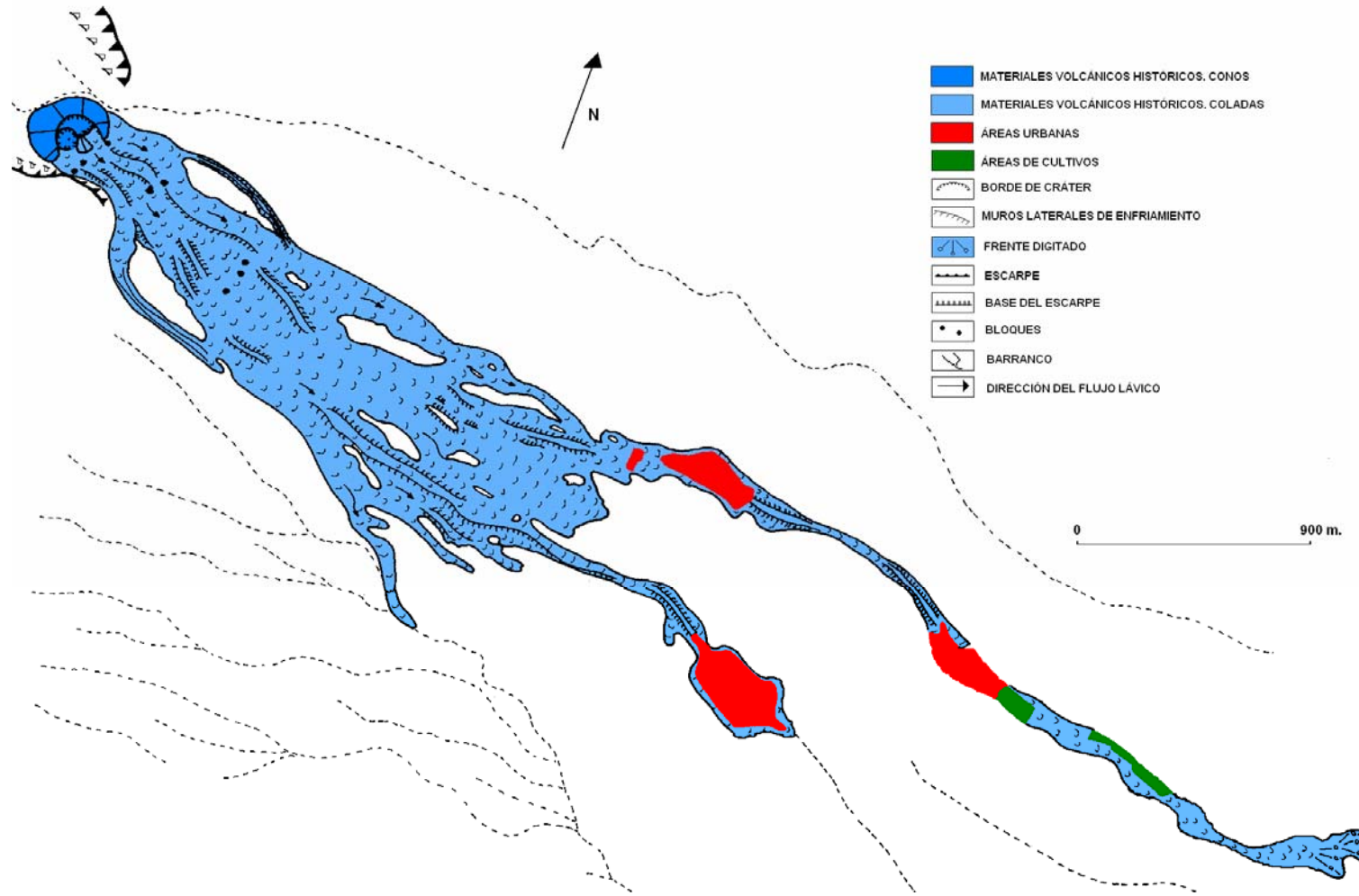


Figura 14 a. Morfología del volcán de Arafo.
Modificado de Romero, 1991

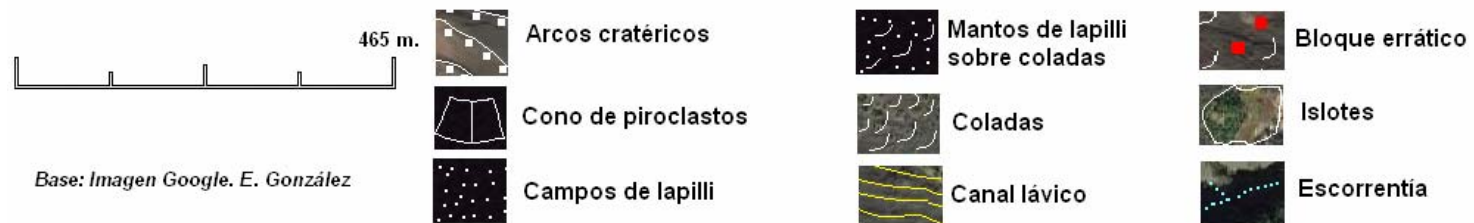
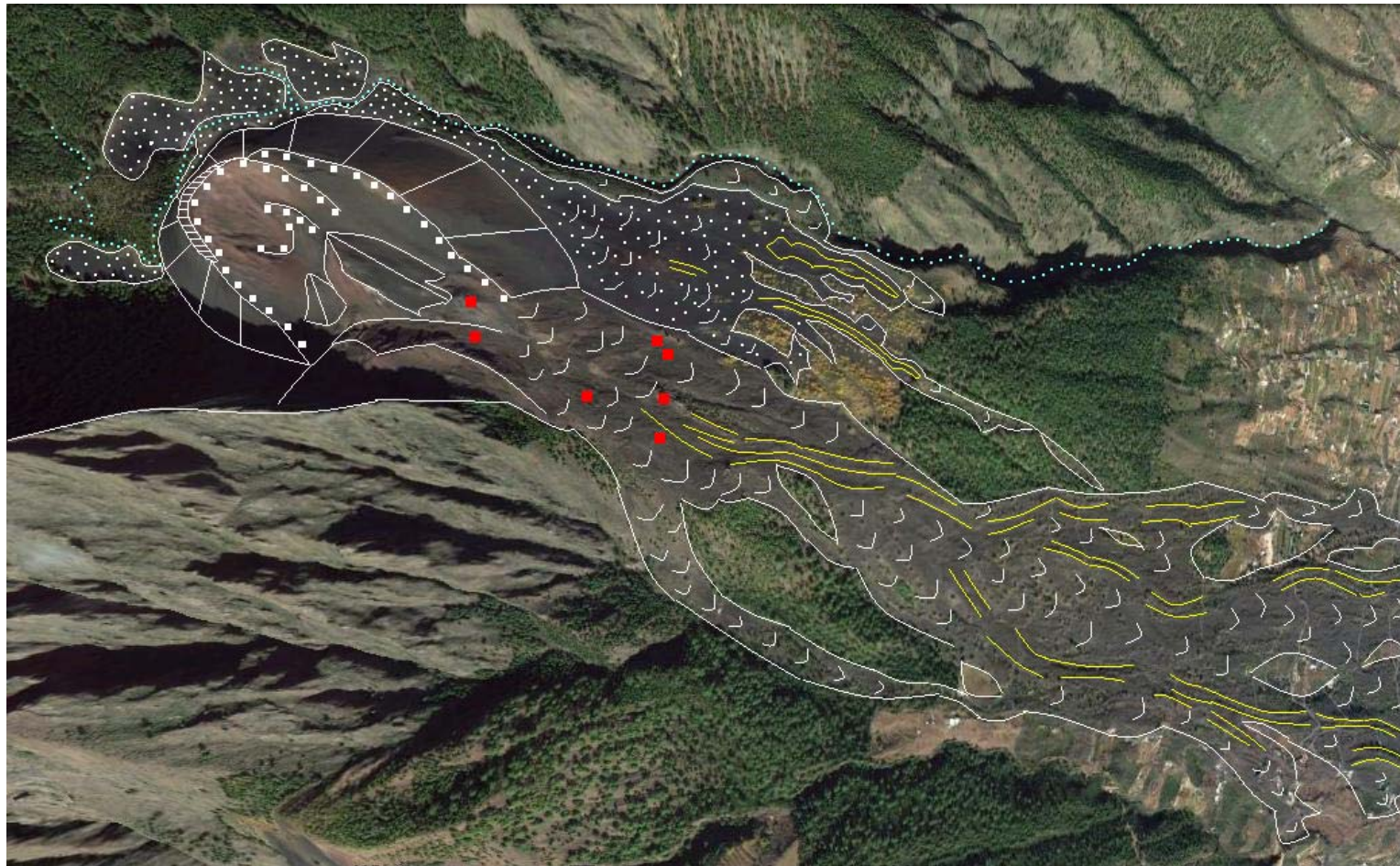


Figura 14 b. Morfología del cono y del inicio de las coladas en el volcán de Arafo

Las coladas de Arafo tienen una extensión de alrededor de 4 km. En la erupción, Romero (1992) señala una primera fase efusiva y una segunda explosiva con emisión de piroclastos que recubren la parte inicial de las coladas.



Figura 16 a. Volcán de Arafo desde el eje de la dorsal.



Figura 16 b. Erosión por descalce en el cono del volcán de Arafo

Campo de volcanes de Izaña-El Portillo

Desde los miradores de la base de Izaña se obtiene una visión de conjunto del valle de La Orotava, las paredes escarpadas y verticales que lo limitan contrastan con la planitud y la inclinación de la rampa que desciende suavemente hacia la zona costera. El fondo se observan los rellenos lávicos y la formación de la isla baja del Puerto de La Cruz, consecuencia de las erupciones protohistóricas de los volcanes de La Horca, Los Frailes y Gañanías, atribuidas por algunos autores (Quirantes, 1990) al siglo XIII. También desde este punto se tiene una buena panorámica del campo de volcanes recientes (Pleistoceno superior) situado en la cabecera de deslizamiento del valle de La Orotava (Fig. 17). Se trata de un campo de volcanes monogénicos situados sobre fisuras que siguen el eje general de Pedro Gil. Se genera este gran grupo de volcanes en erupciones estrombolianas que emiten lavas y piroclastos. Las coladas se encauzan hacia el desnivel del Valle de La Orotava siendo muy patente su presencia en las zonas altas y fundamentalmente en la cabecera. Las lavas del volcán Montaña del Cerillar se descuelgan por la pared de Las Cañadas (Fig. 17) y los piroclastos

forman conos en herradura con cráter abierto en la dirección de las fisuras eruptivas. Las lavas emitidas son basaltos olivínicos en los que se observan cristales de augita. La disposición de conos y coladas a dado lugar a la formación de pequeños llanos endorréicos como el Llano de Maja.

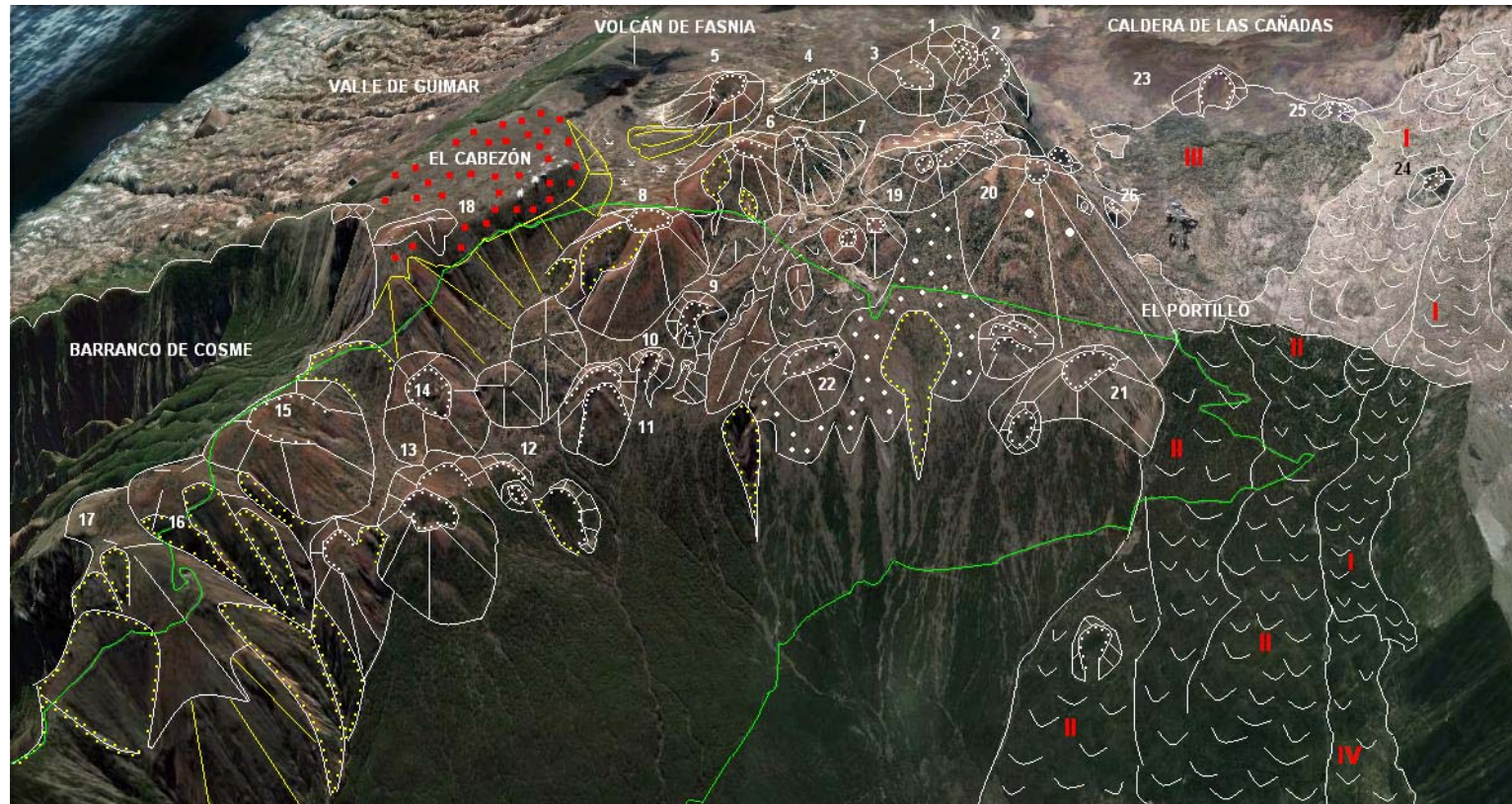
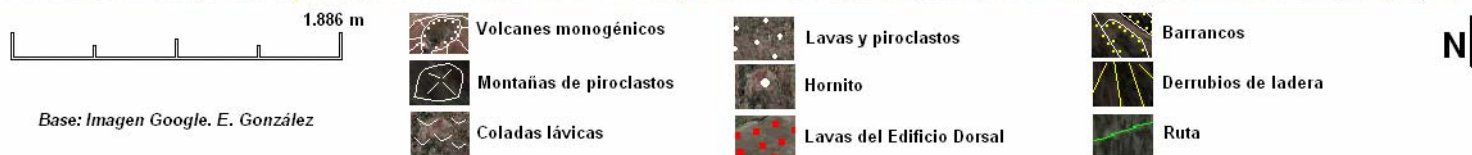


Figura 17. Morfología del campo de volcanes de Izaña-El Portillo



Base: Imagen Google. E. González

1. Mña. Colorada, 2. Mña. Chiqueros, 3. Mña. Las Piedras, 4. Mña. Abreo, 5. Mña. Las Vacas, 6. Mña. Enmedio, 7. Mña. Carnicería, 8. Mña. Los Mayorquines, 9. Mña. Pastelito, 10. Mña. Los Atajos, 11. Mña del Arroyo, 12. Mña. la Zarza, 13. Mña. El Limón, 14. Roque del Mal Abrigo, 15. Mña. Yeguas Blancas, 16. Mña. Iguete, 17. Mña. La Negrita, 18. Mña. Izaña, 19. Mña. El Cerillar, 20. Mña. Arenas Negras, 21. Mña. El Alto, 22. Roque del Caramujo, 23. Mña. Mostaza, 24. Mña. de Los Tomillos, 25. Mña. Los Corrales, 26. Mña. Las Arenas Negras,

I. Lavas de Montaña de Los Conejos, II. Lavas de El Portillo, III. Lavas de Montaña de Los Corrales, IV Lavas antiguas del Teide

La carretera que nos ha conducido por la cumbre de Pedro Gil, una vez llegados al mirador de La Negrita, y hasta llegar a El Portillo, transcurre por este campo de volcanes, perfectamente identificable en el paisaje por las tonalidades rojizas de sus piroclastos (Fig 18 a-b-c).



Figura 18 a. Campo de volcanes de la cabecera del Valle de La Orotava con el Teide al fondo



Figura 18 b. Montaña de Guamasa o del Alto



18 c. Montaña de Los Mallorquines

En el mirador de Montaña de La Negrita, conocido en el argot turístico por "La Tarta" se observa la superposición de piroclastos fonolíticos - claros- y basálticos -negros- correspondientes a erupciones de cámaras magmáticas con mezcla de magmas (Fig. 19)

Algunos autores (Martí y Araña, 1991; Carracedo et al. 2009) dan la siguiente interpretación a esta formación, de muro a techo:

Lapilli basáltico de base, alterado, erupción próxima, antigua

Lapilli basáltico, gris, erupción cercana

Brechas y lapilli basálticos. Erupción freatomagmática

Nivel blanco de pómez de caída. Erupción fonolítica lejana

Nuevo nivel de brechas. Erupción freatomagmática

Lapilli basáltico reciente. Erupción cercana



Figura 19. Alternancia de piroclastos en Montaña de La Negrita

Valle de La Orotava

Desde el cruce de El Portillo iniciamos el descenso por el Valle de La Orotava. A lo largo del recorrido efectuaremos paradas en los diferentes miradores que nos permitirán contemplar el paisaje del valle así como aspectos de las coladas que descienden desde la caldera de Las Cañadas y desde los volcanes de la cabecera.

En el primero de estos miradores nos detendremos a explicar la disyunción radial de una colada basáltica engrosada al discurrir por el cauce de un arroyo y colmatarlo. Esta circunstancia ha forzado una disyunción radial que ha dado lugar a la llamada "Rosa de Piedra" (Fig. 20)



Figura 20. Disyunción radial en una colada basáltica. "Rosa de Piedra"

La Rosa de Piedra se genera en las coladas de Montaña de Enmedio (30.000 años según Carracedo, 2009) que se encajan en un paleobarranco, estrecho, lo que le permite adquirir una forma aproximadamente cilíndrica y formar grietas de retracción radiales. La erosión de los barrancos actuales ha cortado perpendicularmente una sección de la colada dejando al descubierto la estructura radial del adiaclamamiento. Estas estructuras son comunes en coladas basálticas siempre que se den las condiciones de circulación adecuada de las lavas que permitan la aparición de este tipo de diaclasas.

La génesis del valle de La Orotava a generado una larga polémica entre los investigadores que han trabajado en ella. Erosión y deslizamiento han sido las dos principales hipótesis barajadas para explicar su formación

En 1825, Von Buch considera que el valle se ha formado por un gran deslizamiento que a la vez dio lugar a un intenso proceso erosivo fruto del cual es su morfología actual.

En 1868, Fritsch y Reiss, consideran que La Orotava se forma como consecuencia de un apilamiento de materiales volcánicos a ambos lados del valle, el cual sería a la vez retocado por procesos de erosión y colmatación.

Rothpletz, en 1889, compara el valle de La Orotava con el valle del Bove en el Etna, y considera que al igual que este debe su génesis a un proceso de explosión que da origen a la formación de una caldera.

Fernández Navarro, en 1924, considera que las paredes de Tigaiga y Santa Úrsula son dos grandes escarpes de falla. Autores posteriores consideran que la depresión es consecuencia de un proceso explosivo (Wolf, 1931) o bien un valle volcano-tectónico (Hausen, 1956-1960). Benitez Padilla (1946) interpreta la depresión de La Orotava como un "valle intercolinar", y Telesforo Bravo (1963-1988) hace hincapié en la presencia del "mortalón" (depósito heterométrico y heterogéneo que aparece en el fondo y en las paredes del valle) que interpreta como la acumulación de grandes brechas volcánicas generadas en fuertes explosiones. Este mortalón actuaría como elemento clave para propiciar y facilitar los procesos de deslizamiento responsables de la formación del valle.

Blumenthal y Ridley (1961-1971) hablan de una caldera de hundimiento. Fuster (1968) señala la importancia de los procesos erosivos tipo avalancha, pero no los considera lo suficientemente potentes como para dar lugar a una forma de relieve como la del valle de La Orotava. Coello en 1973 apoya la teoría de que el mortalón actuaría como nivel deslizante y con ello la génesis del valle en el desencadenamiento de grandes avalanchas. Coello, Navarro y Farrujia, a finales de la década de los ochenta, establecen una génesis similar para los valles de La Orotava y Güimar, proponiendo dos secuencias similares y consecutivas, consistentes en la desestabilización de laderas de grandes edificios volcánicos por una gran acumulación de materiales. La pérdida de masa en estos edificios hace que se produzcan nuevas e importantes salidas de magma que dan lugar a nuevas acumulaciones masivas y a nuevos deslizamientos por desestabilización de los flancos de los volcanes. Estos autores consideran que el mortalón no actúa como elemento deslizante, sino que es el producto resultante del deslizamiento.

Las últimas teorías hablan de importantes y catastróficos procesos de avalancha (Anguita et al. 2003) cuyos materiales se encontrarían esparcidos por el océano a decenas de kilómetros de la costa. En estos inmensos lóbulos se encontrarían contenidos megabloques de más de un kilómetro de longitud.

TRABAJO DE CAMPO EN LA VERTIENTE NORTE -*AVALANCHAS EN TIGAIGA-ERUPCIÓN DE GARACHICO*

Avalanchas de derrubios rocosos en Tenerife

Aportación del Dr. Luis García-Cacho, MNCN-CSIC

Anfiteatros en Macizo de Tigaiga (Los Realejos). Valle de La Orotava, Tenerife.

La imagen 3D en falso color del Valle de La Orotava (Fig. 21 a y b) ilustra sobre la posición de los tres "anfiteatros" y los correspondientes depósitos de avalanchas de escombros (rojo, azul y verde) generados por colapsos gravitacionales sucesivos en la pared occidental del Macizo de Tigaiga. Una imagen real (Google Earth) de esta misma pared permite apreciar el detalle geomorfológico del área estudiada. A diferencia de lo ocurrido con la ARN, en este caso los procesos de avalancha no están vinculados a un edificio volcánico en sentido estricto. Las condiciones de entorno son las mismas pues se trata de colapsos gravitacionales. Pero aquí el área fuente inestable es el margen de una estructura de apilamiento de materiales, con pendientes más suaves. La no vinculación directa con un centro eruptivo dificulta todavía más cualquier especulación con el disparador de los tres colapsos.

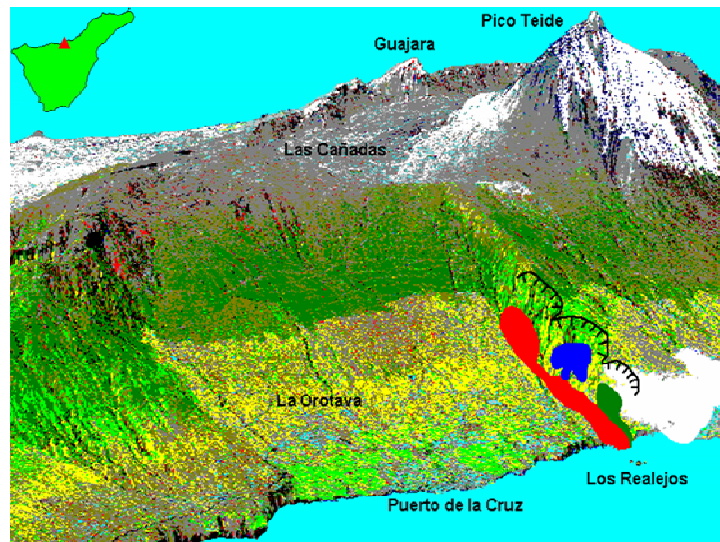


Figura 21 a. Imagen en falso color mostrando las áreas de desprendimiento

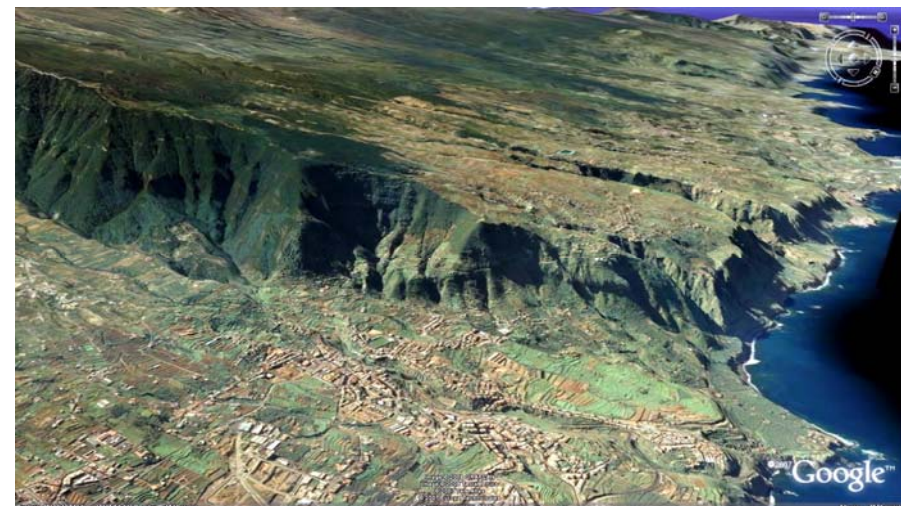
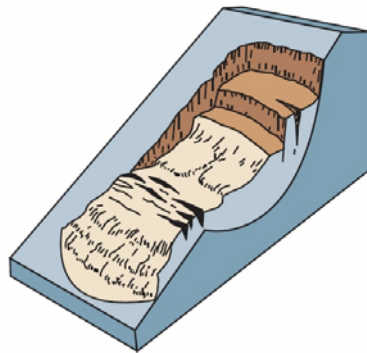


Figura 21 b. Nichos de desprendimiento en Tigaiga

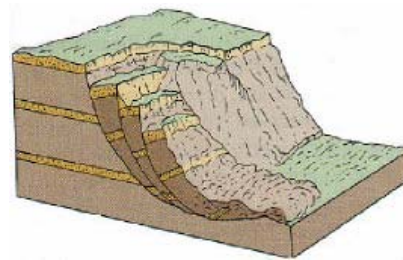
Panorámica de los anfiteatros de la pared occidental de Tigaiga

El macizo de Tigaiga es una estructura tabular de carácter poligénico, recortada por un escarpe a lo largo de toda su vertiente oriental, y formada por el apilamiento de coladas de diversa naturaleza entre las que se intercalan niveles piroclásticos. Al pie de este escarpe afloran una serie de materiales, descritos por primera vez como un depósito de debris-avalanche por Araña (1971), cuya área fuente estaría situada en algún punto indeterminado de la pared de Tigaiga.

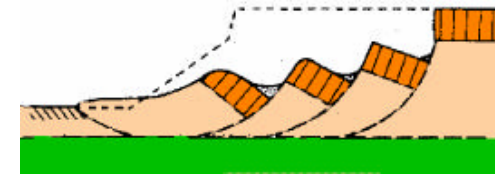
La morfología del escarpe con varios anfiteatros bien definidos en el borde es el primer indicio de la existencia de colapsos parciales en este sector del Macizo de Tigaiga. En efecto, parecen probables mecanismos de deslizamiento a lo largo de planos "en cuchara" o rotacionales siguiendo pautas aproximadas a las de las figuras **A, B y C**



A



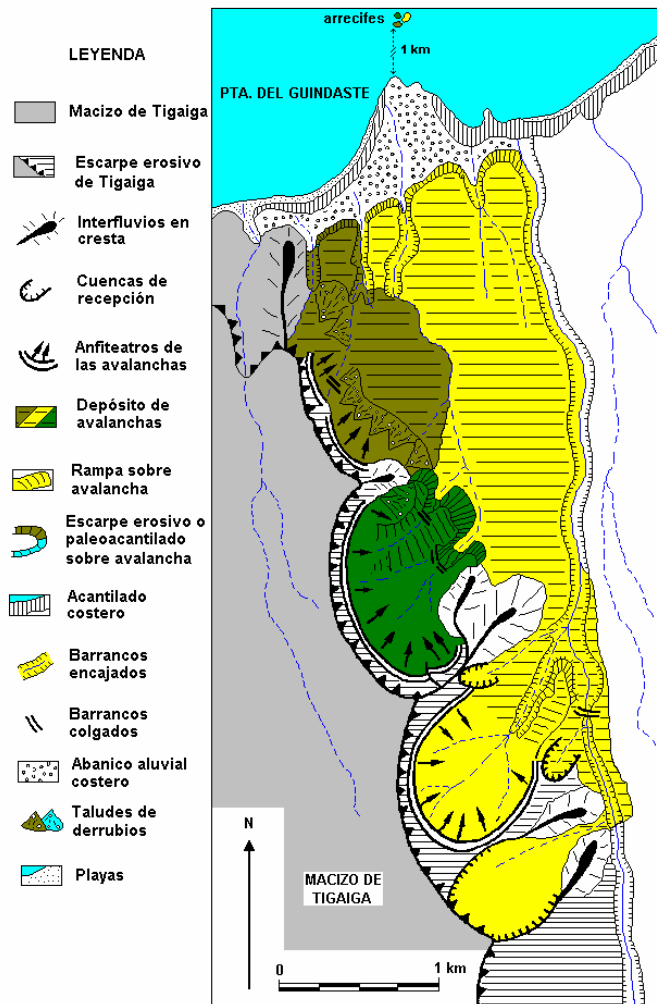
B



C

En 1998, Bellido et al. relacionan las grandes cicatrices existentes en el sector norte del escarpe con procesos de desestabilización de laderas y con la generación de dichas avalanchas. Efectivamente, los testimonios de esos desprendimientos sólo aparecen en un tramo del escarpe comprendido entre el Risco de Miguel y El Lance y en el sector situado en su base, que discurre entre La Lora y San Vicente, entre los 500 m y los 90 m de altitud respectivamente (Ver croquis morfológico del escarpe de Tigaiga en la figura 22).

La existencia de estas dos depresiones en herradura bien definidas en el tramo medio de la pared y la de un arco abierto en su límite norte, contrasta notablemente con el marcado carácter lineal que adopta el escarpe en el resto de su trazado.



Las depresiones de **El Risco de Miguel** y **La Tarasca** poseen morfologías que recuerdan a las generadas por procesos de debris avalanche: tienen diámetros en torno a 1 Km. por lo que están dentro del intervalo característico establecido por Siebert (1984) para las áreas fuentes de los depósitos de avalanchas volcánicas secas, paredes internas escarpadas, profundidades superiores a los 600 metros y aberturas amplias en los sectores de salida. Por el contrario, **El Lance** se dispone como un amplio arco que no llega a configurar un anfiteatro cerrado. Situado en la periferia septentrional del macizo, carece, por tanto, de la morfología típica de estas depresiones y parece corresponder a un proceso de desestabilización de ladera de menor entidad.

Figura 22. Morfología de las avalanchas de Tigaiga. Según G^o Cacho, 2008.

Al pie de todo este tramo del escarpe, la topografía del fondo del Valle de La Orotava se resuelve a modo de una rampa que desciende suavemente hacia el mar, constituida por una acumulación caótica de materiales de diversa naturaleza y muy heterométricos (desde algunos centímetros hasta decenas de metros) englobados en una matriz fina de naturaleza variable y con escaso grado de cementación. La presencia de megabloques (Fig. 23), de restos vegetales englobados en el depósito (Fig. 24), de restos de bloques que presentan estructuras en jigsaw. "puzzle" (Fig. 25 a y b), etc, nos permiten identificarlo como un depósito de avalancha.

La existencia de un depósito de caracteres similares en el interior del circo de La Tarasca, que se encuentra colgado a modo de terraza a unos 80m por encima del nivel general de la rampa, permite afirmar la existencia de al menos, dos etapas de generación de avalanchas de distinta edad.

La falta de referencias morfológicas superficiales, su enmascaramiento por materiales piroclásticos y la intensa erosión y antropización del territorio nos impiden inferir el trazado, el área total ocupada y los límites de cada uno de los depósitos. No obstante, es posible afirmar que el trazado y el recorrido de las distintas avalanchas estuvieron siempre controlados por la topografía previa y que el área afectada por las mismas estuvo limitada, en parte, a la presencia del antiguo barranco de La Calera.

Pero además, el desarrollo de un acantilado marino en el frente del depósito actual evidencia que su emplazamiento se llevó a cabo más allá de los límites costeros y que el área afectada fue mayor a la visible en la actualidad.

El detonante causante de estas avalanchas no está claro, aunque es evidente que los colapsos no están directamente asociados a ningún tipo actividad volcánica, puesto que nos encontramos en una estructura tabular antigua en la que no existen centros de emisión reconocibles. La particular inestabilidad del macizo en este sector puede relacionarse, quizás, con la alternancia de niveles piroclásticos y potentes coladas lávicas intensamente diaclasadas (Siebert, 1984).

De ello se deduce que no todos los depósitos de avalancha producidos en áreas volcánicas dependen de la actividad eruptiva. Las avalanchas generadas en estructuras volcánicas relativamente antiguas corresponden a procesos de vertientes que se asocian a la inestabilidad estructural edificio afectado, de modo que, mientras que los depósitos resultantes guardan grandes similitudes con los generados directamente sobre edificios volcánicos recientes y asociados con la actividad eruptiva, la forma de los circos difiere, en algunos aspectos, de los rasgos típicos de los formados en edificios volcánicos recientes.

Teniendo en cuenta los caracteres morfológicos de este ámbito podemos establecer tentativamente un complejo esquema evolutivo: Generación en el Pleistoceno medio del cauce de La Calera en la base de la pared de Tigaiga; primer proceso de avalancha debido a la desestabilización de la ladera provocada por el drenaje del barranco y subsiguiente desplome (generación del circo de La Tarasca y del depósito de avalancha),

obtención del cauce; reapertura de la red al pie del circo y erosión del depósito de La Tarasca, que queda colgado en el interior del circo; generación de las avalanchas del Risco de Miguel y El Lance durante una situación de carácter regresivo (Würm I o II) y nueva obturación del Barranco de La Calera. Tras la formación de estos depósitos se produce una acumulación detrítica aguas arriba del depósito del Risco de Miguel y el recubrimiento del sector por piroclastos ácidos; posteriormente se lleva a cabo la incisión torrencial de la avalancha a partir de los barrancos generados en los circos. Reapertura final, con cambio de trazado, del barranco de La Calera y acantilamiento del sector costero de la avalancha en fase transgresiva. En fases más recientes se lleva a cabo la generación (Würm IV) de los abanicos aluviales detríticos de la Punta del Guindaste a partir de la removilización de los materiales de la avalancha y su incisión y acantilamiento, durante la transgresión Flandriense (Palacios, 1990).



Figura 23. Megabloque en los depósitos de avalancha



Figura 24. Molde de árbol en los depósitos de avalancha

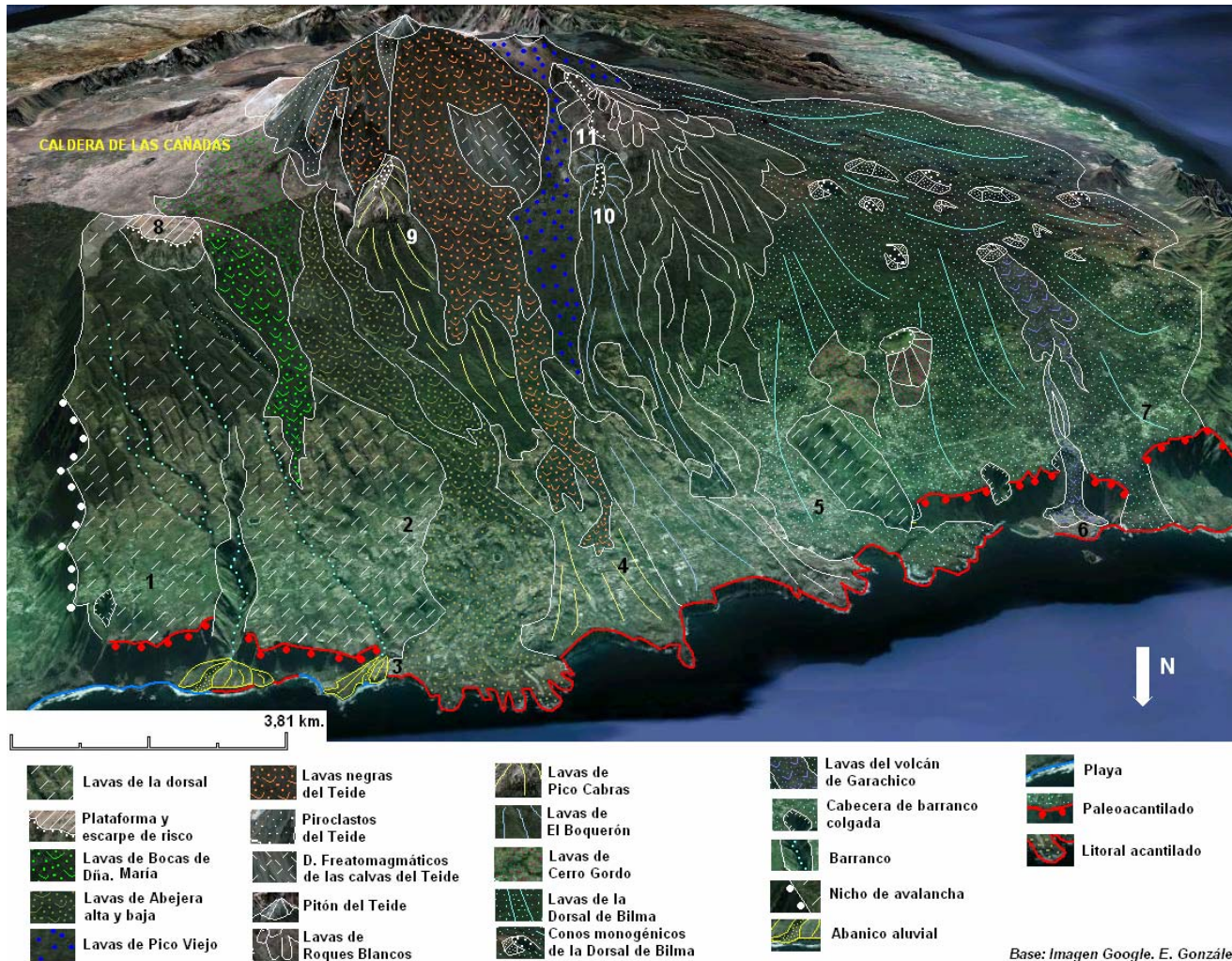


Figuras 25 a y b. Megabloques con estructura en "puzzle". Avalanchas de Tigaiga



COSTA NORTE DE TENERIFE. RISCO DE LA FORTALEZA Y VALLE DE LA OROTAVA

Morfología de la vertiente norte de la isla de Tenerife.



1. Icod Alto 2. La Guancha 3. S. Juan de La Rambla 4. Buen Paso 5. Icod 6. Garachico 7. El Tanque 8. La Fortaleza 9. Pico Cabras 10. El Boquerón 11. R. Blancos

La vertiente norte de la isla de Tenerife, desde el Valle de La Orotava hasta el Macizo de Teno, está marcada por el gran deslizamiento que se produce al finalizar la última fase de actividad del estratovolcán Cañadas y que da lugar a la formación del Valle de Icod-La Guancha. La huella de este gran deslizamiento que se considera el responsable de parte del vaciamiento de la Caldera de Las Cañadas, se enmascara por los sucesivos aportes lávicos que se generan en su cabecera, procedentes, tanto de la actividad del nuevo estratovolcán Pico Viejo-Teide, como por la de edificios monogénicos levantados sobre esa zona de debilidad que recibe cuantiosos aportes magmáticos procedentes de una zona de fusión parcial en el manto especialmente activa. Esta zona se ha mantenido en funcionamiento desde la destrucción del Edificio Cañadas hasta la actualidad. Por otra parte, a medida que nos trasladamos hacia el oeste, son los volcanes, también monogénicos de la Dorsal de Bilma los que contribuyen a perfilar la morfología de este espacio (Fig. 26).

Figura 26. Morfología de la vertiente norte de Tenerife

Topografía

La topografía de la zona se resuelve en unas rampas que descienden, con fuertes pendientes (Fig. 27), desde las zonas de cabecera hasta el mar, sólo interrumpidas por la suave depresión del Valle de Icod-La Guancha. Estas rampas se ven interferidas, sobre todo hacia en oeste, en la comarca de Daute, por suaves lomas que se corresponden con antiguas coladas lávicas o interfluvios suavizados por la erosión. En el litoral se observan los contrastes entre los paleo acantilados que se presentan como farallones escarpados alejados de la costa actual, y la presencia de "islas Bajas" generadas por el derrame de coladas lávicas y su entrada en el mar. Sobre estas islas bajas se desarrollan abanicos aluviales formados a expensas de los arrastres torrenciales de los barrancos. La presencia de barrancos es menor que en otros espacios, dada la cobertura lávica que preserva de la erosión. Cuando se han desarrollado barrancos más profundos, los afectados por procesos de acantilamiento, pueden tener cabeceras colgadas.

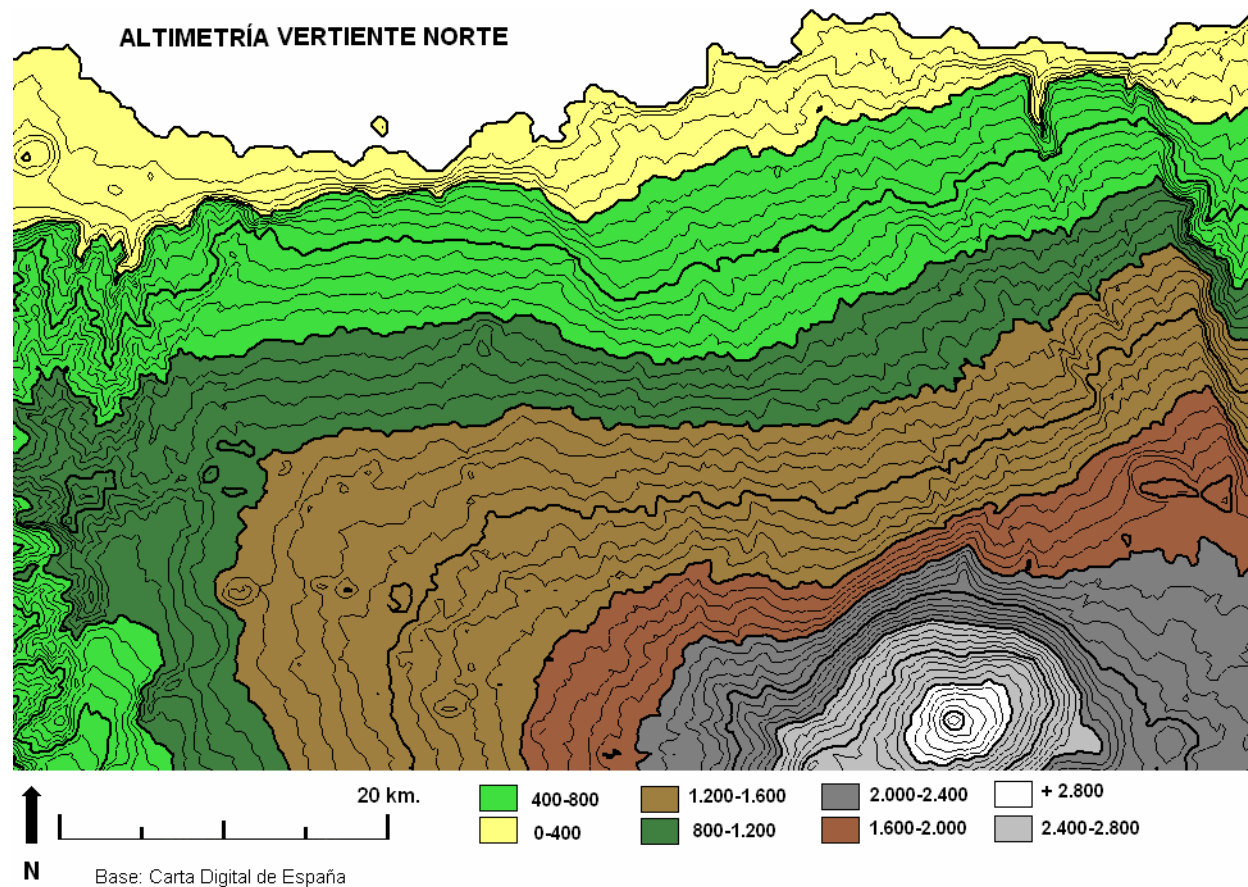


Figura 27. Altimetría de la mitad occidental de la vertiente norte de Tenerife

La población agrícola se asentó preferentemente en las llamadas Medianías y en el litoral, sobre las islas bajas, aprovechando las características naturales que facilitaron el desarrollo de puertos pesqueros y de cabotaje.

El Valle de Icod-la Guancha es el principal accidente topográfico (Fig. 28 a y b), y se encuentra limitado por el Macizo de Tigaiga, al este, y por los farallones rocosos de los paleocantilados de La Culata e Interian. Su fondo presenta forma de talud formado por el apilamiento de derrames lávicos que abarcan desde las lavas antiguas basálticas hasta las pertenecientes a la "Serie Cañadas" (Serie III) de composición traquítica, emitidas por el estratovolcán Pico Viejo-Teide. El litoral es accidentado por la presencia de los frentes de coladas, puntualmente digitados, lo que ha llevado a la formación de islas bajas de pequeña entidad.

Geología y Geomorfología

En el Plan Territorial Parcial de la comarca Icod-Daute-Isla Baja se establece la siguiente litología para la vertiente norte de Tenerife comprendida entre Tigaiga y el Macizo de Teno:

Lavas de la Serie III. Integradas tanto por tipos sálicos como máficos.

Entre las primeras destacan:

- ☞ Coladas traquíticas y fonolíticas de los Roques Blancos (Fig. 29 a y b) en las que se han desarrollado estructuras básicas obsidiánicas generadas por elevación de la temperatura y la presión
- ☞ Coladas de Pico Cabras
- ☞ Coladas sálicas de Pico Viejo
- ☞ Ignimbritas y tobas procedentes del área de Montaña Reventada -interior de la caldera de Las Cañadas-
- ☞ Coladas fonolíticas de los volcanes de Montaña Abejera Alta y Montaña Abejera Baja
- ☞ Coladas traquíticas y fonolíticas del Teide -Coladas Negras-

En el segundo grupo estaría:

- ☞ Coladas basálticas procedentes de centros situados sobre la Dorsal de Bilma
- ☞ Coladas basálticas de erupciones históricas -erupción de Arenas Negras- 1706

Depósitos cuaternarios

- ☞ Derrubios de ladera indiferenciados recubiertos por las lavas de las erupciones históricas
- ☞ Depósitos de barranco-rambla
- ☞ Coluviones de ladera y abanicos aluviales de desembocadura de barranco
- ☞ Depósitos de playa



Figura 28 a. Valle de Icod desde el cráter del Teide.
En primer término coladas negras y Pico Cabras



Figura 28 b. Vertiente norte de Tenerife desde el cráter del Teide, Dorsal de Bilma y Macizo de Teno al fondo

La geomorfología actual de la zona es el resultado de la interacción de procesos eruptivos con acumulación de materiales lávicos y procesos erosivos adaptados a las características de estos materiales emitidos y a los condicionantes climáticos propios de la condensación de los vientos alisios y a la formación del "mar de nubes". En principio y tras los intensos deslizamientos profundos barrancos de dirección S-N se desarrollaron en la zona. Las erupciones posteriores que tuvieron lugar en la caldera y en la Dorsal de Bilma rellenaron los barrancos con coladas y piroclastos cambiando la primitiva morfología de la zona y modificando sustancialmente la línea de costas con la formación de las islas bajas. Encajamientos posteriores configuraron las formas actuales, retocadas puntualmente por las coladas de las erupciones recientes (Arenas Negras, 1706).



Figura 29 a. Domos de los Roques Blancos



Figura 29 b. Vista lateral de la fisura eruptiva de los Roques Blancos

La erupción de Arenas Negras (Montaña de Garachico) y su repercusión en la economía de Tenerife.

La isla baja de Garachico, se modifica como consecuencia de la llegada a la línea de costa de las coladas procedentes de la erupción del volcán de Arenas Negras producida en la primavera de 1706. Estas coladas fosilizan el primitivo cantil prelitoral de edad pleistocena y dan lugar a la formación de nuevas plataformas costeras superpuestas a la original sobre la que se asentaba el núcleo de población de Garachico. De planta en abanico que aún no reúne las características típicas de las islas bajas por su corta edad. En nuestro recorrido por el litoral norte, visitaremos a continuación la isla baja de Daute-Buenavista.

La isla baja de Daute es uno de los ejemplos más significativos de este tipo de relieves costeros. Integra los elementos característicos de estas formaciones: frente litoral, plataforma central plana, talud cóncavo de contacto, y frente de escarpe. Tiene además dos conos volcánicos recientes situados sobre la plataforma central y está surcada por una red fluvial de escaso desarrollo. Su planta triangular está condicionada por el deslizamiento generado en el Macizo de Teno y relacionada con el movimiento del flujo lávico que en sucesivos episodios la forman. Su desarrollo influye en los trazados y comportamiento de la red de avenamiento del Macizo de Teno. De los dos conos volcánicos que la jalonan, la Montaña del Taco emite magmas sálicos y en su erupción se desarrollan fases hidromagmáticas.

La erupción de Garachico es la más recordada de las ocurridas en Tenerife por la gran cantidad de daños económicos que causó (Fig. 31 a y b). En apenas ocho días la villa y el puerto de Garachico, el más importante desde un punto de vista del comercio de toda la isla y prácticamente del Archipiélago, fueron destruidos por las coladas de lava que se descolgaban por los cantiles montañosos. El primer día de la erupción, 5 de mayo, a las pocas horas de haberse ésta iniciado, prácticamente la mitad de Garachico había sido destruida, completándose la pérdida total de la villa en un segundo derrame lávico generado el día 13. La erupción estuvo precedida de una pequeña crisis sísmica y se produjo en las cumbres de la Dorsal de Bilma, a lo largo de una fisura sobre la que se alinearon varios centros de emisión, en la actualidad ocultos bajo las lavas y los piroclastos emitidos (Fig. 30). La erupción tuvo dos momentos de intensa actividad efusiva con tasas eruptivas importantes que coincidieron con la emisión de las coladas que arrasaron Garachico.

La erupción de Garachico, como ya hemos dicho, estuvo precedida de temblores de tierra que prácticamente no cesaron desde el final de las erupciones de Siete Fuentes, Fasnía y Arafo. Se inició en la madrugada del 5 de mayo y tuvo una duración de 40 días. La boca eruptiva se abrió en la vertiente norte de la isla a 1.200 m de altura, llegando las primeras coladas hasta el mar en el espacio de unas pocas horas, dando lugar a la ampliación de la "isla baja" que aún se encuentra en proceso de construcción. Levantó esta erupción un cono de escorias con un amplio cráter en herradura (Fig. 31) por el que se emitieron las coladas que, siguiendo la pendiente del terreno, formando ocasionalmente cascadas, llegaron hasta el mar por los barrancos que se situaban sobre la villa de Garachico (Fig. 33). Se estima que las coladas se movían a una velocidad de 280 m/h. Esta erupción es el resultado de actividad estromboliana con proyección de piroclastos como consecuencia de explosiones rítmicas, emitiendo, así mismo, coladas fluidas.

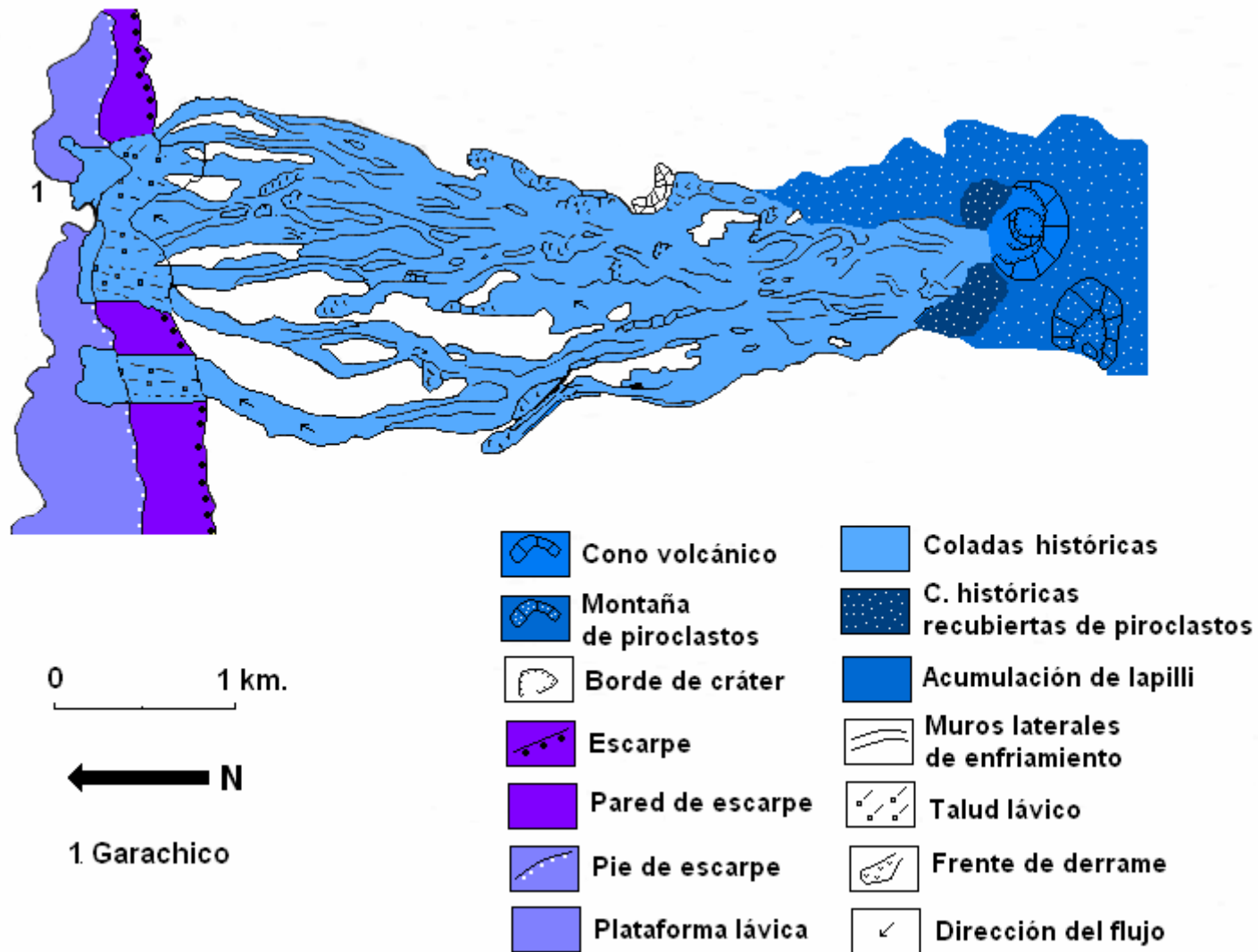


Figura 30. Geomorfología del volcán de Garachico. Según Romero, 1992. Modificado

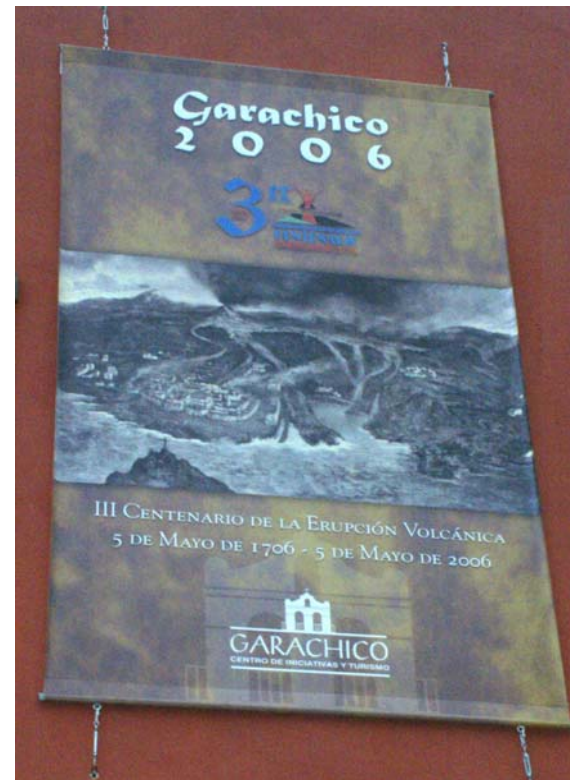


Figura 31. Morfología del cono y del arranaue de coladas de Arenas nearas

Algunos textos, mapas y grabados de la época (Fig. 32 a y b) permiten reconstruir los procesos de la erupción.

" El día 5 de mayo del año pasado de 1706...reventó un volcán una hora antes del amanecer, sobre este lugar de Garachico... En este mismo día bajo hasta el camino que salía de este lugar para San Pedro, y hora de las cinco de la noche se descolgaron por los riscos de La Atalaya y Barranco Hondo siete arroyos de fuego que en esta misma noche retiraron el mar más fuera del limpio de los navíos.

Fray Juan García



"La lava corría de un modo raro. Ganaba terreno muy despacio, atropellándose y desmoronándose aquellas enormes moles incandescentes que parecían impulsadas por fuerzas infernales. Los témpanos que ya habían tomado el color oscuro, al chocar y romperse enseñaban sus entrañas de fuego, y todo aquel conjunto aterrador despedía un fuerte olor a fragua

Fray Juan García

Figura 32 b. Cartel anunciador del III Centenario de la erupción.

Figura 31 a. Puerto de Garachico antes de la erupción.
<http://delamarylosbarcos.wordpress.com/tag/puerto/>

Breve bosquejo histórico

La Villa y Puerto de Garachico, título que ostenta la ciudad, fue fundada en el siglo XVI por el banquero genovés Cristóbal de Ponce. Hasta la destrucción parcial en 1706, Garachico fue el principal puerto de Tenerife, comerciando con el resto de puertos del Archipiélago Canario, de América y Europa. Vino y caña de azúcar eran las principales mercancías objeto de este comercio. Su pianza económica quedaba demostrada por el número de edificios civiles, militares y religiosos que poseía la villa. Contaba con dos iglesias, un hospital, un castillo. Cinco conventos y numerosas casas nobles.

En la "Vida del venerable Siervo de Dios Fray Juan de Jesús", Andrés de Abreu describe Garachico en los siguientes términos *"..... al pie de un risco que se levanta por la parte del Sur, tan empinado, que no parece sino antepecho de la esmeralda en que descansa el cielo, es verdaderamente deleitable a la vista, porqué todo el año se viste de una agradable primavera, copiosas fuentes, pensiles y montes frondosos vides....".* Dos profundos barrancos desembocan en su puerto: en hondo de San Pedro, que descendía junto a la cueva de su mismo nombre, y el de los Reyes, que llegaba hasta la misma puerta de la Marina, hoy llamada de Tierra. En medio de ellos, la Madre del Agua, con manantiales, nacientes y chupaderos de agua que caían sobre la finca de San Martín y que sus dueños, con canales de tea conducían a la hacienda de Interian, dos kilómetros hacía el poniente, donde movían un ingenio de caña, tres molinos de cereales las feraces huertas de viñedos y frutales.

Las leyendas atribuyen a maldiciones y a la "ira de Dios" los sucesivos hechos catastróficos que afectan a Garachico desde mediados del siglo XVI hasta la erupción de Arenas Negras. En 1559, un fuerte temporal afecta gravemente a la ciudad y sobre todo a su puerto en el que se pierden barcos que en él se encontraban anclados. A principios del siglo XVII, la peste diezma la población con fuertes epidemias entre 1601 y 1606.

En 1645, una fuerte riada que arrastra gran cantidad de materiales y los hace caer por los acantilados y barrancos que rodean la ciudad, causa graves daños. En el siguiente texto, recogido por Fernando Álvarez (<http://clavesiete.blogspot.com>.) se dice lo siguiente: *"El año de 1645 tocaba a su fin, venia seco; en los primeros días de diciembre empezó a llover, llovía en toda la Isla, pero donde más llovía era en el Norte y sobre todo en las tierras altas del Municipio de Garachico. El once del mismo mes, lunes, al mediodía, festividad de Dámaso, agua, piedras y barro llovieron sobre el lugar de Garachico. Muerte, destrucción y miseria vinieron con estos aplastantes materiales".* En las Actas del Cabildo de Tenerife se registra: *".... Por la gente que murió, Los edificios que se cayeron, las haciendas que se llevaron los barrancos a la mar, fue tan grande la avenida que las piedras que traían los barrancos quebraron más de cuarenta bajeles que estaban en la mar y el mucho entullo dejó cerrado el puerto, que esta sin comercio..."*. Los regidores del Cabildo Don Luís de Interian y Don Cristóbal de Aponte, ponen en conocimiento del Consejo: *"...los grandísimos daños que hubo es este lugar de Garachico y su puerto, donde perecieron más de cien almas, más de ochenta casas destruidas y más de trescientos mil ducados en perdidas de haciendas y, lo peor, el haberse segado el puerto"*

En relación a este suceso Fernando Álvarez recopila los siguientes documentos, posible origen de las leyendas sobre la destrucción de Garachico, atribuidos al fraile franciscano, Marcos Suárez, en un sermón predicado a los fieles en el que, al parecer por revelación divina, se dice:

"... Dijo que deberíamos hacer penitencia, que mi intención no es de agraviar en lo dicho, sino de que se enmienden en la vida, porque en mis manos tengo algunas relaciones en orden a que Dios esta aún enojado con este pueblo, y si lo esta, hagamos penitencia y enmienda de nuestras vidas porque de los que se ahogaron en la inundación pasada, que sobrevino a este lugar, que fueron, según dicen ciento y más personas, solo tres fueron al purgatorio, y los demás se condenaron. Una persona hablo con Dios padre y le dijo que quería castigar a este pueblo de Garachico con otros más disparates".

Otra leyenda recogida en el mismo libro de Andrés de Abreu, menciona *"un globo de fuego que estaba sobre este lugar de Garachico"* En 1692 y 1697, sendos incendios vuelven a causar graves daños en la ciudad destruyendo más de un centenar de casas. Por último. Elizabeth Murray, en el siglo XIX, menciona en sus escritos una nueva leyenda en la que la tradición popular atribuye a la maldición de un fraile, enemistado con una familia noble del lugar, la ruina de Garachico provocada por la erupción de 1706. La maldición viene a decir lo siguiente: *"Garachico, puerto rico, gastadero de dineros, mal risco te caiga encima"*.

De una forma u otra, tras la erupción garachico se sumió en una importante quiebra económica. Su puerto, cegado por las coladas, no pudo volver a ser utilizado, buena parte de las familias adineradas marcharon a otras ciudades de Tenerife o abandonaron el archipiélago. Dulce María Loynaz, en su obra "Un verano en Tenerife" hace este emotivo relato de la destrucción de la ciudad, su puerto y el navío "María Galante" que cargado de oro y mercancías preciosas había atracado en la rada la mañana de la erupción.

"Parece ser que la erupción tuvo dos fases. La primera brusca y terrible, que descargó en pocos minutos sobre la misma bahía un aluvión de lava encendida, árboles y peñascos. Sólo pocas embarcaciones tendrían tiempo para huir quizá las más pequeñas y ligeras. Pero las más de ella quedaron presas en un mar que de súbito se espesaba, tornaba hirviente. La María Galante se contó entre las que sufrieron esta suerte; debe de haber hecho esfuerzos desesperados por escapar, por salvar el oro del rey soltando su velamen a todo trapo, tratando de enderezar su quilla hacia la embocadura cercana, lográndolo un poco, avanzando apenas, detenida a fin por la costra de lava ya solidificada en torno suyo... La nave triunfadora de tantos y diversos enemigos había sido al fin abatida, copada por uno que no era del mar, sino de la tierra, de lo más negro y profundo de la tierra... Y aunque ya no podía moverse, el volcán seguía vomitando su lava sobre ella, cubriéndola, hundiéndola despacio, enterrándola viva... Y desapareció la María Galante con su oro intacto, y desapareció el mar mismo, y la cadena de arrecifes que daba, a la rada una elegante forma de herradura... Fray Juan García Pérez cuenta que las aguas se retiraron largo trecho, y que cuando intentaron de nuevo acercarse ya no había puerto... El abra fue cegada totalmente, anegada, borrada para siempre. Y entonces sobrevino la segunda fase; consumada ya si obra principal de destrucción, los elementos amainaron, a la furia inicial sucedió una especie de regodeo minuciosa de dilaceramiento de la ciudad. Primero eran ceñidos los muros de las casas, traqueteados en sus cimientos, desprendidos por el traqueteo los tejados después los muros también venían al suelo, escombrando desbaratando las calles, de modo que el

lugar quedaba como un rostro que perdiera poco a poco sus facciones, su epidermis, sus tejidos... Si siguiéramos el relato de nuestro monje tendríamos que vivir cuarenta día de angustia, los mismos que duraron la erupción del Teide y el Diluvio Universal. La cosa es dura, pero intentemos repasarla: "Ahora el río de lava se bifurca, el brazo del naciente avanza por los riscos de la Atalaya, mientras el otro anega y cubre el Barranco Hondo". Luego estos mismos brazos proliferan, son siete ya los que llegan al mar, los que echan el mar atrás... Pero otro octavo brazo, que parece reunir toda la fuerza de los siete primeros, baja ya por el farallón, desciende tanteando los riscos como un monstruo ciego y torpe... Se echa sobre el convento de Santa Clara, parece que va a cubrirlo, pero de súbito tuerce hacia la izquierda y se dirige al barrio de San Telmo mientras las monjas huyen despavoridas... Desaparece el barrio de San Telmo y luego el de los Morales y el de los Molineros. La casa del conde de la Gomera resiste todavía, opone a la furia de los elementos su cuadrada mole herreriana. La familia y la servidumbre huyeron ya con los cofres cargados de dinero a lomos de burros, pero dentro quedan todavía muebles preciosos, tapices flamencos, alfombras persas, vajillas de Capodimonte... Las paredes aguantan a pie firme, pero la creciente presión de la lava va rodeando la estructura, ciñéndola en su abrazo mortal... Ayer el primogénito del conde quiso entrar a salvar algo, tal vez unas joyas olvidadas, unos documentos comprometedores, unas cartas de amor.. Podía entrar todavía, pero era casi seguro que no podría salir, porque el río negro iba alcanzando todas las puertas, abiertas de par en par, batidas por la tolvanera... No se atrevió el mozo a tomar lo que buscaba. Se detuvo un instante, yerto, petrificado como la mujer de Loth, mientras algunos compañeros intentaban sacudirlo tirando de él, al tiempo que el techo de la mansión se desplomaba al fallarle la suspensión de un arco reventado... El día 11 de junio el sol se eclipsó tres horas, y ya sumidos en tinieblas y cercados por el torrente de lava, los monjes de San Francisco consumieron las Sagradas Formas existentes en el convento a fin de que no lo fueran por las llamas del demonio... Los gases deletéreos hacían casi irrespirable la atmósfera y el sordo trueno del volcán había acabado por atontar los oídos y los corazones... Todos los relojes se habían detenido a la misma hora, el eclipse, mezclado con el humo, no dejaba saber si era de día o de noche... Pero fray Juan García Pérez calcula que fue al amanecer del día 12 cuando la comunidad abandonó el convento; su relato termina allí bruscamente, como cortado con un hacha".

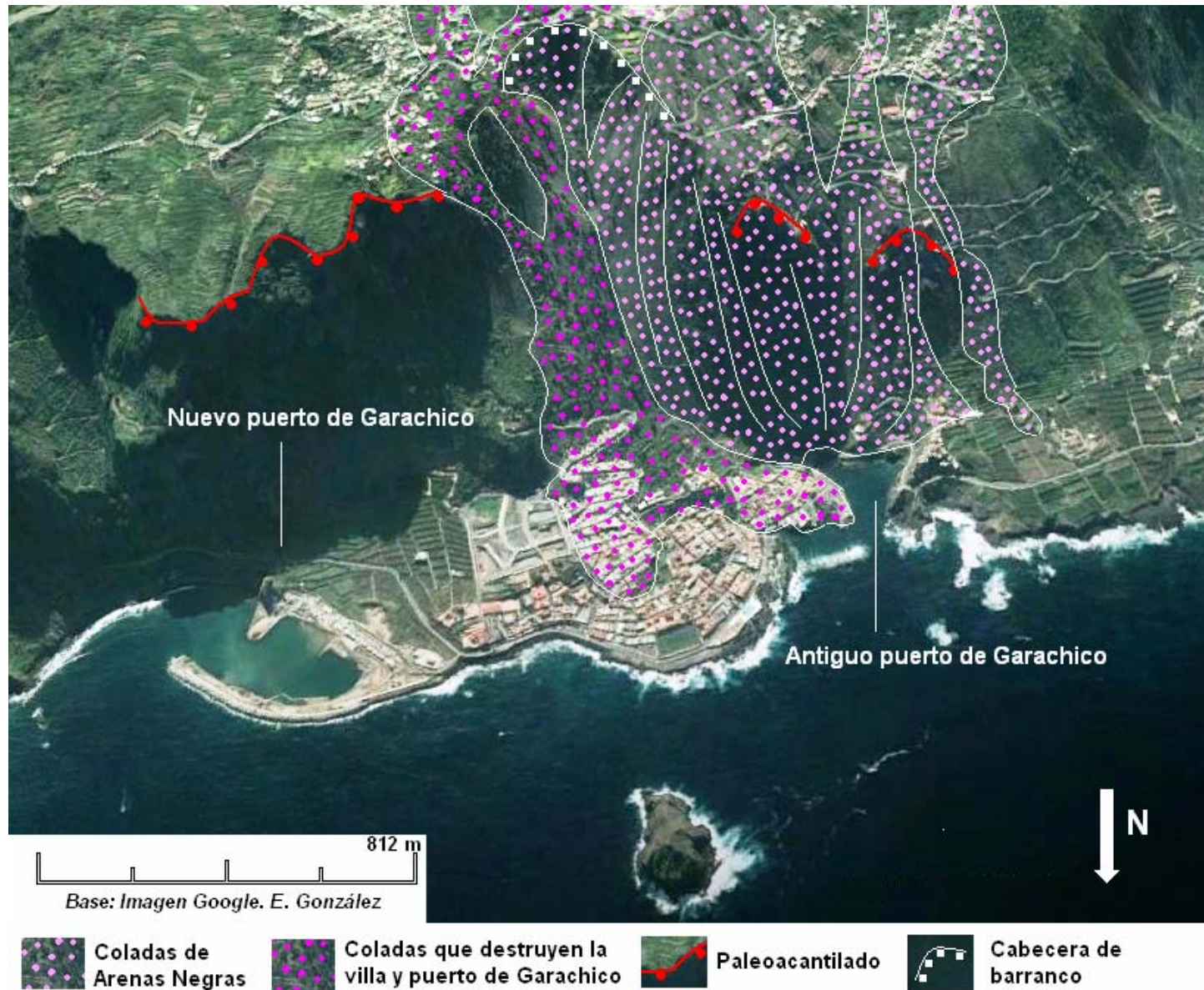


Figura 33. Coladas sobre la ciudad y el puerto de Garachico

GALERÍA FOTOGRÁFICA DEL VOLCÁN ARENAS NEGRAS



VOLCÁN DE ARENAS NEGRAS. CORTESÍA DE GOOGLE-PANORAMIO



DOBLE CRÁTER Y EMBUDO DE EXPLOSIÓN DE ARENAS NEGRAS



CAMPOS DE PIROCLASTOS DE ARENAS NEGRAS. AL FONDO EL VOLCÁN DE LAS NEGRAS



COLADAS SUPERIORES A-A DE ARENAS NEGRAS. AL FONDO EL CONO



COLADAS A-A Y PAHOE-HOE DE ARENAS NEGRAS



ISLA BAJA Y ROQUE DE GARACHICO DESDE LA ATALAYA. SE OBSERVAN LAS LAVAS "PEGADAS" A LAS PAREDES DEL BARRANCO

REFERENCIAS

- ☛ ANGUITA, F.; MÁRQUES, A.; CASTIÑEIRAS, P.; HERNÁN, F. (2002): *Los volcanes de Canarias. Guía geológica e itinerarios*. E. Rueda, Madrid
- ☛ ARAÑA, V. (1971): "Litología y estructura del edificio Cañadas, Tenerife (Islas Canarias)". *Estudios Geológicos* 27,95-137.
- ☛ ARMAS, V., ROMERO, C., GARCÍA CACHO, L. (2001): "Significado morfológico de los depósitos volcanoclásticos y detríticos del Valle de La Orotava". Ed. F. Manero. En: "Espacio natural y dinámicas territoriales" Homenaje al Dr. Jesús García Fernández. pp. 195-206. Valladolid. Editorial: Universidad de Valladolid
- ☛ BRAVO, T. (1952): "Aportación al estudio geomorfológico y geológico de la costa de la fosa tectónica del valle de La Orotava. Bol. R.Soc. Esp. His. Nat. T 50, nº 1, pp. 5-32
- ☛ BLUMENTAL, M.M. (1961): "Rasgos principales de la geología de las Islas Canarias con datos sobre Madeira". Bol. IGME, T. 72, pp. 3-130
- ☛ BUCH, L. (1825): *Physiologische beschreibung der Kanarischen Inseln*. Berlin
- ☛ CARRACEDO, J.C.; RODRÍGUEZ, E.; PARIS, R.; PÉREZ, F.J., RODRÍGUEZ, A. Y SERGIO, J. (2009) "Erupciones históricas de Tenerife" En: *El volcán Teide*. Tomo III. El Día, Tenerife
- ☛ COELLO, J. (1973): "Las series volcánicas en subsuelos de Tenerife". *Estudios Geológicos* XXVII, 491-512.
- ☛ DÓNIZ, J. (2009): *Volcanes basálticos monogénicos de Tenerife*. Concejalía de Medio Ambiente, Ayto. de Los Realejos, Tenerife
- ☛ FERNÁNDEZ, L. (1924): *Estudios hidrogeológicos en el Valle de La Orotava*. Imprenta Romero. Sta. Cruz de Tenerife
- ☛ FERRER, M.; SEISDEDOS, J.; GONZÁLEZ, L. y COELLO, J.J. (2010): " Los grandes deslizamientos de flanco en Tenerife" . En: GONZÁLEZ, E., ESCOBAR, E., BECERRA, R., GOSÁLVEZ, R. y DÓNIZ, J.: *Aportaciones recientes en Volcanología 2005-2008*. Ed. Centro de Estudios Calatravos, UCLM y Ministerio de Ciencia y Tecnología. Almagro.
- ☛ FERRER, M., SEISDEDOS, J., GONZÁLEZ DE VALLEJO, L.I., COELLO, J.J., CASILLAS, R., MARTÍN, C., NAVARRO, J.M. (2007): "Volcanic mega-landslides in Tenerife (Canary Islands, Spain)". In: *Volcanic Rocks*. MALHEIRO AND NUNES (eds.). Taylor & Francis / Balkema. pp. 185-194.

- ☛ FRITSCH, K. REISS, W. (1868): *Geologische Beschreibung der Insel Tenerife*. Winterthur
- ☛ GARCÍA-CACHO, L. (2010): "Avalanchas de derrubios rocosos en Tenerife". En: GONZÁLEZ, E., ESCOBAR, E., BECERRA, R., GOSÁLVEZ, R. y DÓNIZ, J.: *Aportaciones recientes en Volcanología 2005-2008*. Ed. Centro de Estudios Calatravos, UCLM y Ministerio de Ciencia y Tecnología. Almagro.
- ☛ NAVARRO, J.M. AND COELLO, J. (1989): "Depressions originated by landslide processes in Tenerife". European Science Foundation Meeting on Canarian Volcanism, Cabildo Insular de Lanzarote. Abstract, 231-234.
- ☛ PALACIOS, D. (1990): "El origen del Valle de La Orotava". En: ROMERO, C. (Edt.) *Jornadas de Campo sobre Geomorfología Volcánica*. SEG, Mon. nº 5
- ☛ PALACIOS, D. (1999): "The origin of certain wide valleys in the Canary Islands". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* Volume 94, Issues 1-4, December, Pages 135-167.
- ☛ ROMERO, C. (1992): *Estudio geomorfológico de los volcanes históricos de Tenerife*. A. de Cultura de Tenerife
- ☛ ROTHPLETZ, A. (1889): "Das Tal von orotava auf Tenerife ". Gotha

ITINERARIO III

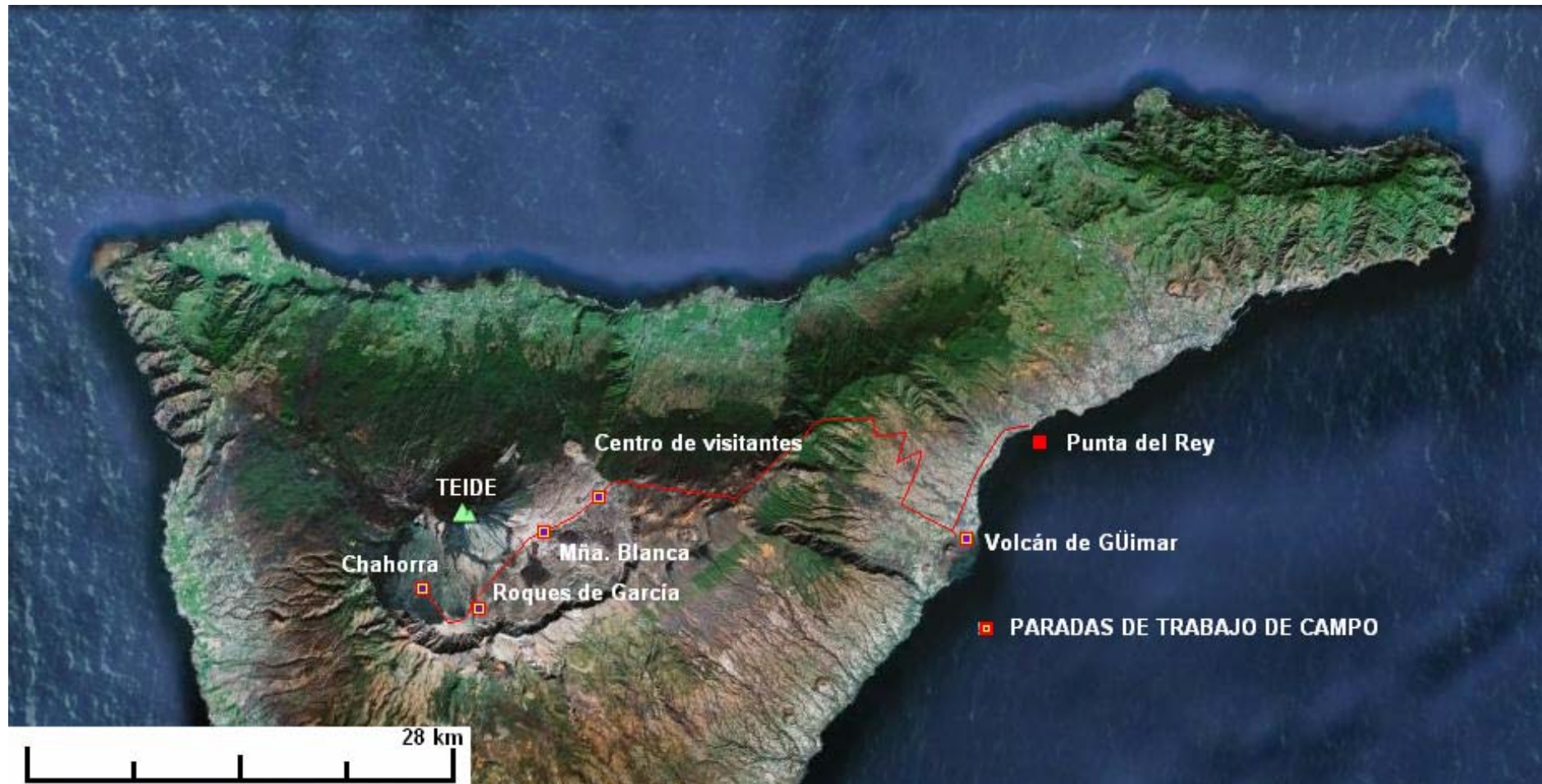


Figura 1. Ruta III. Montaña Grande Güimar, Las Cañadas del Teide. Imagen Google. Elaboración de E. González

RUTA III: VOLCÁN DE GÜIMAR-LAS CAÑADAS DEL TEIDE

Se reproduce, a continuación, un resumen de la comunicación presentada por el investigador Dr. Javier Dóniz, presentada a la *IV Reunión de la Red Española de Volcanología*, celebrada en Almagro en septiembre de 2008.

INTRODUCCIÓN

El volcán de Montaña Grande I (270 msnm) se localiza en las proximidades del litoral suroccidental del Valle de Güimar en el dorso meridional de la dorsal de Pedro Gil. Es un edificio de unos 170 metros de altura ubicado sobre una plataforma costera de rasgos topográficos relativamente homogéneos, que desciende suavemente hacia el mar, alcanza los 100 m de desnivel y dispone de una superficie aproximada de unos 3 Km². La altitud y la altura de Montaña Grande I la convierten en el relieve más destacado de todo el litoral del Valle.

El edificio volcánico y las coladas emitidas por el mismo forman parte del malpaís de Güimar (Fig.1), que constituye desde 1994 una Reserva Natural Especial, aunque su protección legal es anterior con la Ley de Espacios Naturales de Canarias de 1987 con la categoría de "Paraje Natural de Interés Nacional". Las Reservas corresponden a figuras de protección creadas para proteger espacios naturales y sus ecosistemas, que por su importancia y singularidad merecen ser protegidos. El malpaís es un lugar de gran interés geomorfológico, alberga una de las mejores expresiones del cardonal-tabaibal tinerfeño y, además, cuenta con una formidable riqueza florística y faunística (Esquivel *et al.*, 1995). La naturaleza del magma que ha originado el aparato volcánico y las corrientes lávicas asociadas al mismo, pertenecen a materiales de carácter basáltico olivínico-augítico muy cristalinos, de tipo escoriáceo y de textura porfídica (IGME, 1978). Este conjunto eruptivo se ha edificado sobre materiales pleistocénicos previos pertenecientes a la Serie III y de naturaleza diversa, bien corresponden a piroclastos basálticos finos o a tobas pumíticas (IGME, 1978).

La erupción volcánica cuaternaria responsable de la edificación de Montaña Grande I y de su campo lávico se enmarcan dentro de la Serie IV, coincidiendo con las manifestaciones volcánicas holocenas más recientes acaecidas en la isla, con anterioridad a las subhistóricas o las que han tenido lugar en fechas históricas. El paroxismo se encuadra, por tanto, en un espacio en el que a pesar de su gran antigüedad (en la pared de la ladera de Güimar se reconocen materiales de edad Miocena), la actividad volcánica ha tenido un gran protagonismo en los últimos milenios, convirtiéndose en uno de los principales factores responsables de las transformaciones fisonómicas del Valle de Güimar.

EL CONJUNTO VOLCÁNICO DE MONTAÑA GRANDE I

Rasgos morfológicos

La dinámica eruptiva de esta erupción es de tipo mixto -explosiva y efusiva-, y dio lugar a la construcción de un cono volcánico simple, de tipo puntual, cerrado, simétrico y de rasgos anulares de cuya base, y disponiéndose en forma de abanico abierto hacia el mar, sale la superficie lávica que conforma el malpaís (Beltrán *et al.*, 1999). El aparato volcánico: el cono y el cráter. Se trata de un edificio que, aunque se desarrolla sobre una fractura de dirección NE-SO y que presenta algunos elementos que ponen de manifiesto su estrecha vinculación con disposiciones estructurales de tipo fisural, posee una morfología que recuerda a las erupciones de tipo central.

El aparato volcánico se alinea en la misma dirección que los conjuntos eruptivos de Montaña Grande II, III y IV, Hoya del Cerco y Montaña de los Guirres, a lo largo de una fractura de unos 2,8 kilómetros de longitud (Fig. 2). Si tenemos en cuenta que excepto Montaña Grande I, los restantes edificios volcánicos son anteriores, ésta correspondería a una segunda fase de emisión a partir de una fractura ya abierta por la que surgirían todos los volcanes recientes de esta zona del Valle de Güímar. Se trata por tanto, de un sistema de fracturas simples con desarrollo longitudinal, en el que la construcción de conos sencillos de tipo puntual es consecuencia de la concentración

de la actividad volcánica en un tramo concreto de la fisura en momentos eruptivos distintos. Es una construcción que tiene una forma externa similar a un cono truncado. Este aparato posee una altura de 170 m, un perímetro de 2,7 km, un eje mayor y menor de 1 y 0,67 km respectivamente, planta subelíptica, pendientes externas acusadas que han favorecido su destrucción posteruptiva, 30°, y superficies y volúmenes en torno a los 0,54 km² y 0,046 km³ respectivamente. El cráter en embudo de planta subcircular posee unos 300 metros de eje mayor por 250 m de diámetro menor y una profundidad de 87 metros.

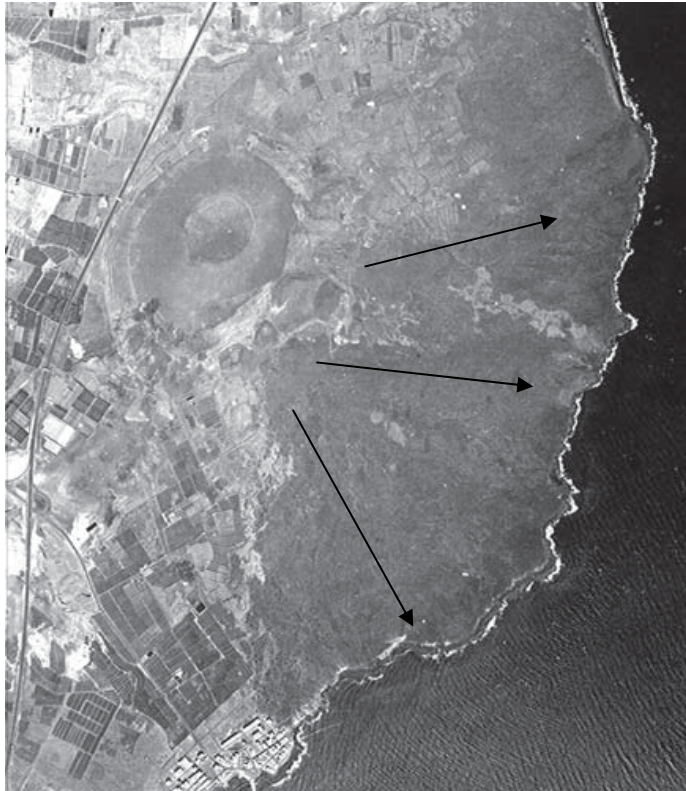


Figura 1. Fotografía aérea de Montaña Grande I y sus correspondientes derrames lávicos emitidos fundamentalmente desde su base.

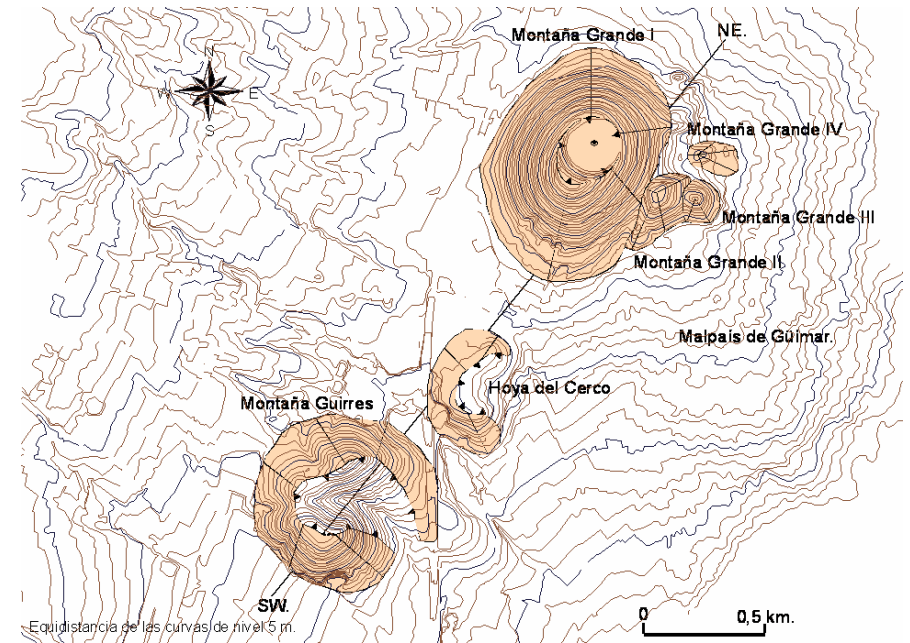


Figura 2. Esquema estructural de los volcanes recientes del litoral del Valle de Güímar. Elaboración: Javier Dóniz, Enrique Coello, Cayetano Guillén y Judit Rojas.

Constituye un aparato de morfología anular, ligeramente alargado al NE, más elevado hacia el SO y formado a partir de materiales de proyección aérea tipo escorias y lapilli. Esta mínima disimetría está relacionada con la dirección dominante del soplo del viento durante la erupción, que propició la acumulación de los piroclastos en este sector del cono, conformando un pequeño campo de lapilli en la base suroccidental de M. Grande I, que se superponen y recubren parcialmente al edificio abierto en arco de Hoya del Cerco y su correspondiente campo de lapilli. Confirman este hecho, por un lado, la elongación subcircular del cráter que nos permite pensar que no hubo una inclinación suficientemente importante del conducto eruptivo que fuese responsable del mayor crecimiento del cono en el sector suroccidental y tampoco una asimetría de las bocas eruptivas. Y, por otro, el que en la actualidad el viento dominante sopla en la misma dirección, lo que queda patente en el porte abanderado de la vegetación de esta zona del cono. Este aspecto tuvo claras repercusiones socioeconómicas, puesto que muchos de los banales abandonados se localizan sobre este campo de lapilli. Además, las huellas morfológicas de las tradicionales extracciones de áridos, hoy afortunadamente interrumpidas, tanto de M. Grande I como de Hoya del Cerco, se encuentran en los flancos suroccidentales de los edificios.

En los flancos del cono existe una gradación de los materiales en función de su tamaño, ello es resultado de una doble dinámica: primero, durante el desarrollo del paroxismo los productos de mayores dimensiones y posiblemente más inestables rodaron pendiente abajo por efecto de la gravedad; y segundo, finalizada la erupción, los procesos de asentamiento de los materiales volcánicos y la dinámica gravitatoria, serían los responsables de que actualmente los productos que edifican el cono sean tanto más finos cuanto más cercanos a la cima del mismo. Tal es así, que en la proximidades del borde del cráter y apoyadas sobre un cejo rocoso de escorias soldadas y bombas volcánicas más o menos continuo (en el que se intercala un pequeño nivel lávico de unos 50 centímetros de espesor por unos 5 ó 6 metros de ancho, relacionado con las emisiones de lava procedentes desde el cráter explosivo) sólo visible en el flanco occidental del edificio, se observan planchas cementadas de materiales pulverizados tipo tobas de cenizas que buzan divergentemente hacia los flancos del aparato volcánico.

La homogeneidad fisonómica de los flancos del edificio queda parcialmente alterada por la presencia de arenas eólicas de color gris que tapizan gran parte del dorso oriental y meridional del cono. Éstas son transportadas por el viento desde la playa de la Entrada, al sur del caserío del Socorro y, atravesando parte del campo lávico, llegan a la base del cono e inician su ascenso por los flancos del mismo de un modo similar a las *dunas trepadoras*. Fisonómicamente el nivel altitudinal de las arenas viene dado por la presencia de gramíneas psanmófilas (*Hyparrhenia hirta* y *Cenchrus ciliaris*) que cubren los flancos del cono (Fig. 4)



Figura 3. Vista parcial del conjunto volcánico de Montaña Grande I.



Figura 4. La línea dibujada en el flanco oriental de M. Grande I. indica el nivel alcanzado por las arenas.

El cráter en embudo del cono es resultado de una actividad fundamentalmente explosiva. Sus más de 85 metros de profundidad lo convierten en uno de los cráteres de este tipo más importante de la isla. Está compuesto por el apilamiento y superposición de escorias que hacia la cima aparecen soldadas a modo de plastrones lávicos en las que se intercalan bombas volcánicas. Las escorias también afloran hacia la mitad de las paredes internas del cráter; lo cual es indicativo de que las etapas explosivas finales, responsables de tapizar parcialmente las paredes de la boca eruptiva, así como su borde, fueron mucho menos violentas que las que dieron lugar al impresionante embudo explosivo.

Aunque es cierto que se trata de un edificio joven y bien conservado, las remodelaciones posteruptivas también están presentes; de éstas, la acción antrópica es responsable de las modificaciones más importantes en la fisonomía del aparato eruptivo. Los efectos morfológicos de la dinámica de vertiente, el viento y la arroyada se observan en el desalojo de los productos volcánicos más groseros de los flancos del cono y las paredes internas de la boca eruptiva, originando taludes escoriáceos que tapizan el fondo del cráter y que se acumulan en la base del edificio dando lugar a pequeños conos de derrubios escoriáceos. Tras la retirada de estos productos quedan películas de materiales más finos, en ocasiones *edafizados*, y ocupados por la vegetación sobre los que actúa la escorrentía generando pequeños reguerillos e incisiones torrenciales con una longitud media en torno a los 120 metros y una densidad de drenaje e índice de frecuencia de 0,67 km de cauce/km² y 5,57 barrancos/km² respectivamente.

Aunque en la actualidad el edificio volcánico y el malpaís asociado al mismo formen parte de una Reserva Natural Especial (Decreto Legislativo 1/2000, BOC nº 60 15/5/2000), el uso histórico de este espacio ha sido económicamente poco rentable. Sin embargo, las huellas territoriales de su uso por parte del hombre quedan reflejadas en la piconeras del flanco SO de M. Grande I, que han provocado un impacto geográfico irremediable, y eso pese a que en su abandono actual, aparecen inmersas en la dinámica natural y están siendo sepultadas por taludes de lapilli y escorias fruto de la dinámica de vertiente.

De los otros usos, igualmente abandonados, destacan los bancales que bordean la base del cono y las conducciones de agua localizadas a mitad del edificio y que servían para el regadío de los cultivos de la zona. Actualmente, uno de los impactos visuales más significativos es la red de senderos que atraviesan el aparato volcánico con motivo de la celebración de la Romería del Socorro que tiene lugar el siete de septiembre. A pesar de todo ello se trata de un edificio volcánico bastante bien conservado.

La superficie lávica: el malpaís

Las lavas emitidas desde la base de Montaña Grande I reciben el nombre de malpaís. En Canarias, bajo esta denominación se hace referencia a una superficie lávica reciente, que conserva sus rasgos morfológicos superficiales originales, constituidos por pedazos irregulares, de bordes quebrados y vesiculados, en conjunto caótico, con diferente grado de calado y de tránsito difícil.

Si bien es cierto que la morfología superficial predominante de las lavas es de este tipo; también lo es, la presencia de aquellas con superficies lisas, continuas y fácilmente transitables, por lo que la denominación de malpaís no es del todo correcta. La emisión de las lavas se produce a través de varias fisuras efusivas basales localizadas en los flancos orientales y meridionales de M. Grande I. Este modo de emitir las corrientes lávicas es propio de erupciones basálticas de tipo mixto, desarrolladas sobre superficies topográficas previas escasamente inclinadas, en la que se edifican conos centrales de alturas considerables, de manera que, la presión del magma para ascender y salir a la superficie no es lo suficientemente importante y no alcanza el cráter, generando entonces grietas en la base del edificio por las cuales se derraman los materiales fluidos a favor de la pendiente (Fig. 5).

Montaña Grande I emitió varios derrames lávicos procedentes de fisuras efusivas basales. Estas corrientes ocupan el territorio con una tendencia a superponerse, si bien es cierto que al no disponer cada una de ellas del mismo volumen de lavas, no cubren siempre a las anteriores, ni tampoco los relieves previos. Un ejemplo llamativo lo constituye el cono de piroclastos de Montaña de la Mar -que según el mapa geológico corresponde a una acumulación de lavas basálticas de la Serie III (IGME, 1978)-. Este edificio constituido por lapilli, escorias soldadas y bombas volcánicas conforma un islote en el mar de lavas de M. Grande I, cuyas emisiones lo bordearon e incluso lo atraviesan, presumiblemente, por una escotadura inicial en su cráter. En su flanco sur, los restos de este edificio piroclástico están acantilados lo que es indicativo de hasta donde batían las olas con anterioridad a la erupción de M. Grande I; incluso, por su proximidad actual al mar éste pudo desarrollar fases hidrovulcánicas cuyas huellas morfológicas podrían estar sepultadas bajo las lavas del malpaís.



Figura 5. Fotografía aérea del volcán basáltico de la Poruña en Chile, obsérvese la emisión de las lavas con una longitud de unos 8 Km. a través de fisuras efusivas basales muy similares a las del malpaís de Güímar. Fotografía: Peter Francis, 1993

A lo largo de las proximidades del frente lávico y a la misma altitud que Montaña de la Mar, se reconoce una ligera ruptura de pendiente de varios metros de altura en el que las lavas aa de M. Grande I se precipitan y que podría coincidir con la antigua línea de costa, lo que implica por tanto, que las lenguas lávicas de la erupción de M. Grande I, no sólo llegaron al mar, sino que ganaron terreno al mismo ampliando la superficie del malpaís previo y, por consiguiente, de la isla. Otros afloramientos anteriores que sobresalen en el manto lávico son tres acumulaciones piroclásticas basálticas de la Serie III, con recubrimientos parciales de pumitas y niveles de encalichamiento. El buzamiento de los estratos de cada uno de estos afloramientos y la disposición semicircular que dibujan, parecen indicar que son los restos de un antiguo edificio volcánico abierto al este, cuyo flanco ONO está parcialmente destruido y sepultado por la construcción de M. Grande I. Ésta habría reutilizado una fractura previa alineándose con todos los aparatos eruptivos explosivos recientes de esta plataforma del Valle. A su vez, el área deprimida que generan las montañas Grande II, III y IV, en relación con el corte de los estratos y con el buzamiento de los mismos, insinúan que ésta podría corresponder con el cráter del primitivo cono volcánico. Cierto o no, en su interior alberga la fisuraefusiva oriental de M. Grande I responsable de la emisión de las lavas centrales del malpaís. Asociada a la misma, y

común al resto de salideros, existe una construcción escoriácea de varios metros de potencia formada por el apilamiento de plastrones lávicos fluidos, relacionadas con las emisiones póstumas del paroxismo volcánico. Se trata de coladas basálticas, fluidas, con disposición en abanico y con una morfología superficial rica en formas de detalle. Dentro del malpaís podemos reconocer los dos tipos morfológicos más característicos de las emisiones lávicas: las *aa* y las *pahoehoe*. Las primeras, caracterizadas por una superficie caótica, compuesta por bloques heterométricos, angulosos e irregulares, generalmente calados, resultan de la fragmentación de la costra enfriada por el desprendimiento de los gases y por el propio movimiento de la colada, que origina en su interior velocidades diferenciales (Romero, 1992), son las predominantes y es el tipo de lava que corresponde estrictamente al término de malpaís. Las *pahoehoe*, relacionadas con un menor contenido en gases y mucho más fluidas que las *aa* tienden a circular bajo una costra ya solidificada pero plástica, generando una gran variedad de morfologías superficiales tipo pliegues, cuerdas, tripas, bulbosas, losas, etc. La distribución de ambos tipos de superficies lávicas no es aleatoria, existen modificaciones en la morfología superficial de las mismas tanto desde la base del cono hasta el mar, como en su perfil transversal. Este hecho responde al proceso evolutivo lógico de las lavas en muchos volcanes basálticos, que consiste en el paso gradual de las emisiones *pahoehoe* hacia las *aa*, incluyendo una amplia gama de morfologías de transición. De este modo, las lavas *pahoehoe* se localizan fundamentalmente en el área central del malpaís, mayoritariamente asociadas a grietas de resalida a medida que se alejan de los centros de emisión basales, y en las proximidades a los centros de emisión, mientras que las *aa* lo hacen en los bordes del abanico lávico y en su frente. Como ya hemos comentado, las lavas fueron emitidas a través de fisuras eruptivas ubicadas en la base de M. Grande I. Se reconocen, al menos, tres tramos de ella localizadas desde la base suroccidental del cono a la nororiental. Aunque no dispongan de continuidad espacial cabe suponer que estos salideros, individualizados y con momentos efusivos temporalmente heterogéneos, pertenecen a un único proceso eruptivo responsable de la apertura de la grieta volcánica pero con concentración de la actividad en tres tramos concretos. En las proximidades de las fisuras existen acumulaciones de varios metros de altura de lavas escoriáceas, relacionadas con las etapas finales de expulsión de las lavas y asociadas a bajas tasas de emisión, permitiendo la acumulación de las mismas en las proximidades de las fisuras. Cerca de los puntos de emisión los lapilli han cubierto parte de la superficie lávica, lo que significa que los estadios finales de la erupción de M. Grande I desarrolló comportamientos explosivos de tipo moderado, del resto no sabemos que etapas -explosivas o efusivas- se iniciaron antes o después, aunque lo normal en este tipo de erupciones mixtas es un funcionamiento simultáneo, máxime cuando sus respectivos centros de emisión están espacialmente separados. Las lavas *pahoehoe* son de escasa potencia, 5-20 cm, y poco calado pero con una variedad morfológica superficial enorme: en losas o planchas, tripas, cordadas, etc.

Durante su circulación, en ocasiones, la cobertera se rompe en bloques cuya potencia no va más allá de los 20 cm originando superficies con morfologías de fragmentos groseros que distan mucho de las típicas lavas en bloques. También es posible reconocer en su superficie la presencia de túmulos, tubos y microtubos volcánicos de dimensiones variables, jameos cuyos techos se desplomaron mientras aún circulaba por su interior la lava empastando sus paredes internas de rebabas o respiraderos de desgasificación con un orificio circular de pocos centímetros de profundidad. Frente a esta diversidad de formas, las lenguas *aa* se caracterizan por su relativa homogeneidad. Destaca la presencia de canales lávicos y muros laterales de enfriamiento y las enormes diferencias, sobre todo, en el tamaño de los fragmentos que oscilan desde los 10-15 cm hasta los 50 cm, que son responsables de grados de calado de la superficie rocosa igualmente diversos.

Las transformaciones más importantes en las lavas del malpaís están relacionadas, por un lado, con la erosión marina, y por otro, con las escasas actividades humanas. El litoral del malpaís está totalmente acantilado exceptuando la zona de la playa de la Entrada, una playa de cantos heterométricos con una berma de unos dos metros de altura, por donde penetran las arenas empujadas por los alisios que cubren parte del malpaís y de los flancos del cono. La altura de cantil oscila entre los 2 y 10 metros aproximadamente, posee una verticalidad acusada mantenida por la abrasión marina responsable de la sucesión de grutas, bufaderos, arcos y el ensanchamiento de su red de diaclasas, ligada a la propia disyunción columnar de las coladas basálticas. La erosión marina actúa a través de todos ellos y de los numerosos tubos volcánicos que constituyen puntos de debilidad del frente costero.

Hacia el interior del malpaís la erosión del mar se refleja a través de los procesos de tafonización asociados a la corrosión marina causados por la maresía. La continuidad del sustrato rocoso con falta total de suelo y el constante azote de un fuerte viento cargado de sal y localmente de arenas, unido a unas condiciones climáticas difíciles (Beltrán *et al.*, 1999), y que en la actualidad forme parte de la red de espacios naturales protegidos de Canarias, junto con que el grado de aprovechamiento humano haya sido mínimo -protagonizado por un pastoreo invernal, una agricultura inicialmente de cereales de secano y luego de tomates y plátanos en regadío cuyas parcelas se localizan en las márgenes del malpaís y en los terrenos más antiguos que afloran en su interior junto con otro tipo de aprovechamiento extensivos (Beltrán *et al.*, 1999)-, permiten que el malpaís se encuentre en un estado de conservación relativamente bueno. Sin embargo, en la actualidad el malpaís está seriamente amenazado por la expansión del polígono industrial y del núcleo del Puertito de Güímar al norte y sur respectivamente.

Las consecuencias geomorfológicas

Como sucede con otros volcanes recientes, su aparición ha supuesto una perturbación local de la dinámica natural del paisaje. Desde el punto de vista geomorfológico, el desarrollo de una erupción volcánica implica la creación de nuevas formas de relieve, a su vez, M. Grande I ha supuesto una reorganización de la red hidrográfica, obturando barrancos previos o bloqueando el drenaje de otros localizados en su área de influencia (Barrancos de la Piedra Gorda o de Badajoz por ejemplo). Por otro lado, la consecuencia inmediata de su aparición es la remodelación de la línea de costa, puesto que sus lavas han sido capaces de ampliar la superficie del Valle.

CONCLUSIONES

El conjunto volcánico de Montaña Grande I está compuesto por un edificio volcánico y sus correspondientes derrames lávicos y campos de lapilli. Es un cono monogénico de naturaleza basáltica constituido, fundamentalmente, por escorias y lapilli. Dispone de morfología anular, planta simétrica ligeramente elongada y cráter central con una profundidad de las más importantes de la isla de Tenerife, desde el que se emiten cortas lenguas de lava; aunque los volúmenes lávicos más importantes proceden de fisuras ubicadas en la base del cono. El paroxismo que originó todo este conjunto volcánico desarrolló comportamientos explosivos y efusivos de rasgos estrombolianos.

El paisaje geomorfológico de este complejo volcánico constituye un magnífico ejemplo de la variedad morfológica propia de los volcanes recientes en la isla de Tenerife y un lugar apropiado para llevar a cabo catálogos geomorfológicos. En este caso concreto, junto con otros elementos propios del paisaje natural, la diversidad, rareza, fragilidad, representatividad o singularidad de formas volcánicas de detalle, desempeñaron un papel clave en su denominación actual como Reserva Natural Especial.

REFERENCIAS

- ☛ BELTRÁN, E., RÍOS, J., AROZENA, M. (1999): "El papel de la morfología superficial de las coladas lávicas en las características de la vegetación del Malpaís de Güimar (Tenerife. I. Canarias)". *Homenaje al profesor Juan Vilá Valentí. El seu mestratge en la geografia universitaria*. Universidad de Barcelona. Colección homenaje. 15. 783-799.
- ☛ CASTELLANO, A. (1996): *Cartografía Geomorfológica del Valle de Güimar*. Memoria de Licenciatura. Departamento de Geografía. Facultad de Geografía e Historia. Universidad de La Laguna. 168 pp.
- ☛ DÓNIZ PÁEZ, J.; ARMAS AYALA, V. Y ROMERO, C. (1999): "Organización espacial de la actividad eruptiva en la dorsal volcánica de Pedro Gil (Tenerife, Islas Canarias)". *Actas del XVI Congreso Nacional de Geografía*. Tomo I. Málaga. pp. 81-89.
- ☛ DÓNIZ PÁEZ, J. (2000): "Rasgos morfológicos de los volcanes recientes de Montañas Negras en Santiago del Teide". *Polígonos*. 10. 155-165.
- ☛ DÓNIZ PÁEZ, J. (2001 a): "La remodelación torrencial de los edificios volcánicos basálticos simples de Tenerife". *Actas del XVII Congreso Nacional de Geografía*. Oviedo. pp. 154-158.
- ☛ DÓNIZ PÁEZ, J. (2001 b): "La influencia de la topografía en las características morfológicas y morfométricas de los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife (Islas Canarias)". *Cuaternario y Geomorfología*. 15 (3-4). 125-129.
- ☛ DÓNIZ PÁEZ, J. (2002 b): "Aproximación a la degradación de los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife a través de las técnicas morfométricas". En SERRANO, E., GARCÍA DE CELIS, A., GUERRA, J., MORALES, C. Y ORTEGA, M. (eds). *Estudios recientes (2000-2002) en geomorfología*. Patrimonio, montaña, dinámica territorial. SEG. Dpto. Geografía UV. Valladolid. 445-454.
- ☛ DÓNIZ PÁEZ, J. (2002 c): "El volcanismo basáltico de la dorsal de Pedro Gil en la isla de Tenerife". *Papeles de Geografía*. 35. 101-114.

- ☛ DÓNIZ PÁEZ, J. (2004): *Caracterización geomorfológica del volcanismo basáltico monogénico de la isla de Tenerife*. Tesis Doctoral. Departamento de Geografía. Universidad de La Laguna. Tenerife. 396 pp.
- ☛ DÓNIZ PÁEZ, J. (2009): *Volcanes basálticos monogénicos de Tenerife*. Concejalía de Medio Ambiente, Ayto. de Los Realejos, 219 pp.
- ☛ ESQUIVEL, J., GARCÍA, H., REDONDO, C., GARCÍA, I., CARRALERO, I. (1995): *La Red Canaria de Espacios Naturales Protegidos*. Viceconsejería de Medio Ambiente. Gobierno de Canarias. S/C Tenerife. 412 p. + anexo cartográfico.
- ☛ FRANCIS, P. (1993): *Volcanoes, a planetary perspective*. Clarendon Press. Oxford. 443 pp.
- ☛ INBAR, M., LUGO-HUBT, J., VILLERS, L. (1994): "The geomorphological evolution of the Paricutin cone and lava flows, México, 1943-1990". *Geomorphology*. 9. 57-76.
- ☛ ROMERO, C. (1992): *Estudio geomorfológico de los volcanes históricos de Tenerife*. ACT. Santa Cruz de Tenerife. 265 pp.



1. Mña. Guirres, 2. Hoya del Cerco, 3. Mña. Grande I, 4. Mña. Grande II, 5. Mña. Grande III, 6. Mña. Grande IV

MORFOLOGÍA DEL CONJUNTO DE MONTAÑA GRANDE DE GÜI MAR



MALPAÍS DE GÜI MAR

ITINERARIO DE TRABAJO: Montaña Grande de Güimar-Caldera de Las Cañadas.

ITINERARIO

Montaña y Malpaís de Güimar. Análisis geomorfológico del volcán de Montaña Grande y su campo lávico, poniendo de manifiesto la diversidad de formas volcánicas tanto estructurales como de modelado del mismo.

Subida a Las Cañadas por la ruta del Valle de Güimar. Características de un "valle" de deslizamiento rotacional asociado a desestabilizaciones de flanco del estratovolcán de Arafo. Volcanismo posterior al deslizamiento.

Recorrido por la Caldera de Las Cañadas. Reconocimiento de una triple caldera, volcanismo asociado y construcción del estratovolcán Teide-Pico Viejo.

Objetivos. Reconocimiento de la morfología de la zona central de la isla; litologías, dinámicas eruptivas, estructura, modelado de cumbres y de bordes de caldera. Volcanismo histórico. Espacios protegidos y biodiversidad

Equipo. Ropa cómoda, gorra, zapatos de campo o botas, chubasquero, jersey o sudadera sobre camiseta de manga corta. Comida y agua para 10 horas de trabajo

RECORDATORIO

Las características topográficas de Tenerife, así como su posición latitudinal permiten el desarrollo de unas bandas bioclimáticas estructuradas de la siguiente forma:

Banda fitoclimática inferior. - Está caracterizada por un clima semiárido en el que se desarrolla una vegetación xerófila emparentada con la de las estepas de la zona saharo-marroquí (Fig. 1). Este es el ámbito idóneo para la acción del viento como agente de erosión y transporte, así como del oleaje y corrientes litorales.

Mar de nubes. - La condensación de los vientos alisios permite la existencia de una zona de alta humedad a lo largo de todo el año con temperaturas bajas (Fig.2).



Figura 1. Cardonal en el malpaís de Güimar (Cortesía de Google-Panoramio)



Figura 2. Mar de Nubes en la vertiente norte (Cortesía de Google-Panoramio)

Zona de coníferas. - Por encima del mar de nubes se instala una banda fitoclimática caracterizada por un aumento de la sequía y un descenso de las temperaturas nocturnas que es el ámbito de crecimiento del pino canario y su sotobosque (Fig. 3a). Los procesos erosivos van a verse condicionados por la mayor o menor presencia de vegetación en las laderas. Los incendios que periódicamente afectan a las islas provocan un efecto de

abarrancamiento en la medida en que se destruye el sotobosque (Fig. 3b), aunque las características genéticas de esta especie, adaptada a los procesos volcánicos, le permite rebrotar tras un incendio.



Figura 3 a. Pinares de la Corona Forestal



Figura 3 b. Recuperación tras un incendio en la Corona Forestal

Banda fitoclimática superior. - Equivale al piso supra forestal en la montaña mediterránea. Está caracterizado por la sequedad, un descenso muy acusado de las temperaturas con heladas frecuentes y altos niveles de insolación (Fig. 4). Es este el ámbito del matorral de leguminosas y de los endemismos canarios de alta montaña. Los procesos periglaciares están presentes en esta zona. Estas bandas altitudinales sufren una importante distorsión en función de la orientación a barlovento o sotavento.



Figura 4. Vegetación del piso supraforestal

ESTRUCTURA Y EVOLUCIÓN DE LA CALDERA DE LAS CAÑADAS

Topografía

Hace unos 180.000 en las cumbres centrales de Tenerife se localizaba un gran estratovolcán denominado "Edificio Cañadas". Este estratovolcán fue destruido en varias ocasiones reconociéndose en la actualidad en las laderas SW, S, E y NE, las cuales descienden hasta el litoral desde el borde de la actual Caldera de Las Cañadas. El punto culminante se encuentra en Guajara con 2.700 m. Donde debería estar la cima de este estratovolcán se abre hoy la Caldera de Las Cañadas, depresión de forma elíptica de 17 Km. de eje mayor, situándose su base a 2.000 metros sobre el nivel del mar. En el borde norte del circo de Las Cañadas se ha levantado un nuevo estratovolcán, el complejo activo de Teide-Pico Viejo.

La caldera de Las Cañadas presenta una topografía caracterizada por fuertes irregularidades (Fig. 5). Su fondo plano, accidentado por las coladas emitidas desde los centros del estratovolcán, se encuentra enmarcado por altos farallones que forman las abruptas paredes de la caldera. En el norte, se levanta la gran mole del estratovolcán Teide-Pico Viejo, a modo de edificio alargado en la dirección del principal eje activo de la isla, que culmina a 3.718 m. en el cráter del pitón del Teide.

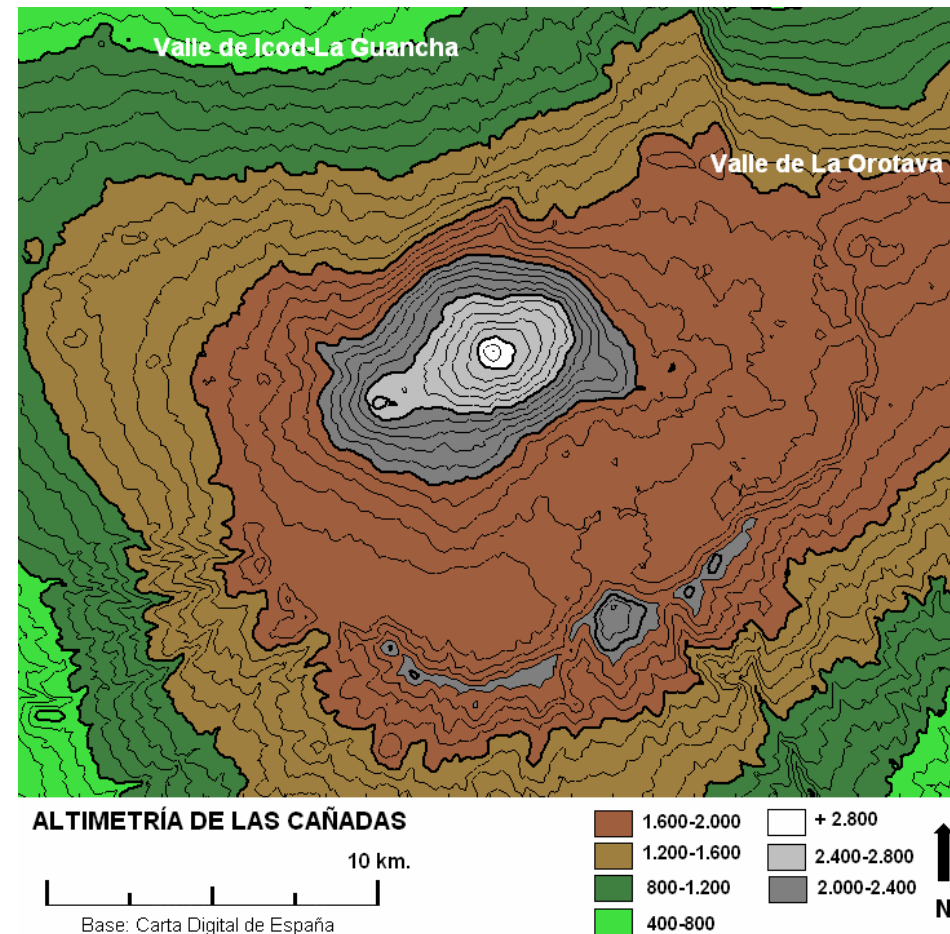


Figura 5. Mapa de alturas en Las Cañadas. Base: Carta Digital de España

Geología y estructura

Con el nombre de "Edificio Cañadas" se reconoce al sistema volcánico que estaba situado en las cumbres centrales de Tenerife y que inició su construcción hace 3'5 m.a. Este edificio (Fig. 6) fue parcialmente destruido en tres episodios paroxísmicos, el último de los cuales culminó en el gran deslizamiento que abrió la caldera de Las Cañadas (Anguita et al. 2003, Paris 2000) y dio lugar a la formación del Valle de Icod-La Guancha. El primitivo estratovolcán, situado en el sector más occidental de la actual caldera, a tenor de los trabajos de investigación que se han llevado a cabo, no parece que fuera simétrico ni de altura homogénea. Presentaba una cima amesetada con elevaciones por encima de los 2.700 m. pero sin llegar a los 3.000. En la formación del "Edificio Cañadas" se ha reconstruido la emisión de tres episodios sálicos (Araña, 1971) que se distinguen por su distribución geográfica y por sus características litológicas.

1º.- Episodio de emisión de basaltos, traquibasaltos y basaltos plagioclásicos, pasando después a traquitas y fonolitas en espesores de más de 1.000 m (Anguita et al. 2003). Los productos sálicos se emiten en forma de lava, pero también como flujos piroclásticos dando origen a potentes depósitos de ignimbritas y pómez de caída. Esta actividad produjo repetidos colapsos de caldera.

2º.- Episodio de emisión de traquitas, fonolitas e ignimbritas. Se localizan estos materiales en Tejina y Tigaiga (Icod Alto)

3º.- Episodio de emisión de fonolitas e ignimbritas que se localizan en las bandas piroclásticas del sur, La Fortaleza y Roque del Cedro

Los períodos de inactividad en el Edificio Cañadas van de 2'6 a 2'4 m.a. y de 1'4 a 1'2 m.a. Desde el último episodio paroxísmico (150.000 años) la actividad no se ha interrumpido hasta hoy. La mayor parte del estratovolcán se levantó entre 2'4 y 0'5 m.a.



Figura 6. Restos del Edificio Cañadas. En el centro se aprecia el pitón del Teide

TRABAJO DE CAMPO EN LAS CAÑADAS-PARED DE LA CALDERA-ESTRATOVOLCÁN TEIDE-PICO VIEJO-MONTAÑA BLANCA

Parque Nacional del Teide: Centro de Recepción de Visitantes.

Una vez realizado el trabajo de campo en el volcán de Montaña Grande, nos dirigiremos a Las Cañadas por la carretera que hace la subida por el Valle de Güímar. Durante el ascenso podremos apreciar los restos del estratovolcán de Arafo (Fig. 7 a y b) así como los edificios monogénicos subhistóricos (Fig. 8) y las coladas y materiales que forman el relleno de las zonas altas de la depresión (Fig. 9 a y b). Una vez llegados al centro de visitantes del Parque Nacional, realizaremos una breve parada, para dirigirnos posteriormente al mirador desde donde tendremos una visión de conjunto de la caldera de Las Cañadas y del complejo Teide-Pico Viejo-Montaña Blanca, así como de la zona de domos y de los rellenos del fondo de la depresión. Podremos también observar las características de la pared sur de la caldera, e intentar reconstruir los procesos de construcción-destrucción del estratovolcán Cañadas.

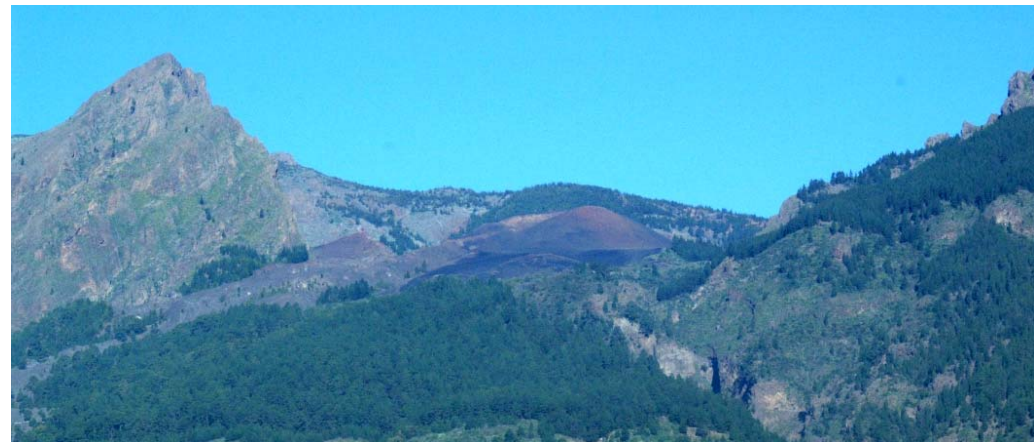


Figura 8 a y b. Riscos erosionados del estratovolcán Arafo



Figura 8. Conos y piroclastos de Media Montaña



Figura 9 a y b. Piroclastos de la actividad eruptiva postdeslizamiento en el Valle de Güímar

La Caldera de Las Cañadas.

La Caldera de Las Cañadas es el resultado de una compleja actividad eruptiva que se desarrolla en las cumbres centrales de Tenerife desde hace alrededor de 200.000 años. Desde esta fecha y hasta la actualidad intensos procesos eruptivos han levantado y desmantelado un gran estratovolcán -Edificio Cañadas- de cuya desaparición es resultado la existencia de la gran caldera. Desde que cesó la calma eruptiva en el centro de Tenerife (3,5 ma) comenzó a edificarse un gran estratovolcán que debió alcanzar un diámetro en torno a 40 km. Y una altura superior a los 3.000 m. (Carracedo *et al*, 2009). Este estratovolcán tuvo tres etapas en su evolución dando lugar al Edificio Cañadas I, II y III, cuyas fases de construcción terminaron de forma dramática en violentas erupciones explosivas y en megadeslizamientos. Hoy podemos reconstruir las características de este volcán central de Tenerife mediante el análisis de sus profusos y abundantes restos que constituyen las paredes actuales de Las Cañadas (Fig 10), los depósitos de caída y de flujo de las Bandas Piroclásticas del Sur (Fig. 11), y en la vertiente norte de Tenerife -Macizo de Tigaiga y La Fortaleza- (Fig. 12).



Figura 10. Restos del Edificio Cañadas en los riscos de la pared de la caldera



Figura 10. Ignimbritas y pumitas del Edificio Cañadas formando las Bandas Piroclásticas del Sur



Figura 12. Risco de La Fortaleza

El edificio Cañadas

Hace 3'5 ma en el centro actual de Tenerife se inicia la construcción de un gran estratovolcán que rellena las depresiones existentes entre los edificios basálticos y en el centro de la isla. La actividad se inicia con la emisión de basaltos, y pasa posteriormente a fonolitas con volúmenes de más de 1.000 m de espesor. La emisión de magmas diferenciados generó erupciones plinianas y colapsos de caldera.

El edificio Cañadas se crea y destruye en varias ocasiones hasta culminar con un gigantesco deslizamiento que abre su cámara magmática y genera una colosal explosión de la que quedan restos de una brecha que se encuentra en casi toda la isla. Los restos del flanco del estratovolcán, en su camino hacia el mar, dan lugar al valle de Icod. El depósito llamado "mortalón" son los restos de esta enorme avalancha. Como consecuencia se

formaría la caldera de las Cañadas y los Roques de García que serían los testigos exhumados de los conductos de emisión del estratovolcán y de las avalanchas producidas (Fig. 13). La actividad en el conjunto del Edificio Cañadas se desplaza de oeste a este encontrándose los materiales más antiguos en el borde de Boca de Tauce y El Cedro y los más modernos en Diego Hernández

En la bibliografía existente (Martí y Araña, 1991) se distinguen dos grupos estratigráficos para una mejor comprensión de las fases de construcción-destrucción del estratovolcán.



Figura 13. Roques de García

Grupo Inferior. - Los depósitos del cuerpo inferior aparecen discontinuamente erosionados hacia la base de la pared de la caldera. Presentan diferentes episodios volcánicos de composición basáltica en Boca de Tauce, La Angostura y la parte inferior de la pared de Las Pilas y la Fortaleza. Rocas de este grupo aparecen también en las Cañadas del Cedro y Montón de Trigo, zona inferior de La Angostura y zona inferior de los Roques de García. La existencia de una gran discontinuidad erosiva que afecta a la parte alta de este conjunto, indicaría el final de la actividad eruptiva. Carracedo y Ancochea datan esta formación en una edad que va de 2'3 a 1'9 m.a. Las lavas que constituyen este grupo inferior proceden de aparatos volcánicos independientes que emiten basaltos y fonolitas y originan domos y coladas con claros procesos de autobrechificación. La presencia de brechas es una constante en los edificios que constituyen la base del estratovolcán.

La formación Roques de García-Los Azulejos representa un edificio central desarrollado hacia la base de la parte superior del edificio Cañadas. Este edificio volcánico engloba diferentes episodios eruptivos y está constituido por basaltos y rocas fonolíticas. La zona central está integrada por Los Roques de García que están formados, casi en su totalidad, por brechas poligénicas de origen volcánico y sedimentario. Los Azulejos forman la base de la pared de Ucanca (Fig. 14). Están formados por brechas fonolíticas intercaladas con ignimbritas, oleadas y depósitos de proyección aérea. Los Azulejos están intensamente alterados por procesos hidrotermales. Los Roques de García-Los Azulejos son considerados como un importante edificio volcánico construido durante los primeros episodios que conformaron la parte superior del edificio Cañadas, si bien también se consideran los restos de una voluminosa avalancha.



Figura 14. Alteración hidrotermal de Los Azulejos

Grupo superior.- Esta formación está integrada principalmente por depósitos piroclásticos fonolíticos y en menor medida, por rocas basálticas. La mayor parte de estos depósitos buzan hacia la periferia de Las Cañadas, sin embargo, algunos que se sitúan hacia la cumbre del edificio, se inclinan hacia el interior de la depresión. Tres formaciones diferentes que se asocian a tres ciclos eruptivos están presentes en la unidad superior: la Formación Ucanca, la Formación Guajara y la Formación Diego Hernández. Cada una de estas formaciones es uniforme en edad, distribución espacial, litología y mineralogía.

Caldera de Las Cañadas: ¿Explosión, colapso, erosión o deslizamiento?

Se han considerado diversos argumentos en orden a explicar el origen y evolución de la Caldera de Las Cañadas (Fig. 15). Primeramente (siglo XIX) se planteó la posibilidad de un proceso erosivo como causa de la existencia de la gran depresión en las cumbres de la isla. A lo largo del siglo XX se llevan a cabo nuevas investigaciones que plantean la posibilidad de un gran evento explosivo (Hansen, 1956) como causa de la formación de Las Cañadas. Fuster y colaboradores (1968,) Araña (1971), Booth (1973-79), Martí y Araña (1991), plantean la formación de la caldera como consecuencia de colapsos múltiples relacionados con la destrucción-construcción del Edificio Cañadas. Datos geológicos y volcanológicos se han argumentado para defender esta hipótesis, datos que están en concordancia con los registros geofísicos llevados a cabo en la zona (Vieira et al. 1989)



Figura 15. Caldera de Las Cañadas. Área central y Llano de Ucanca

Los investigadores que se han inclinado por un colapso como origen de Las Cañadas, han planteado la existencia de varios episodios con la formación de varias calderas, dos para la mayoría de los autores y tres para Martí (Fig. 16 y 17).

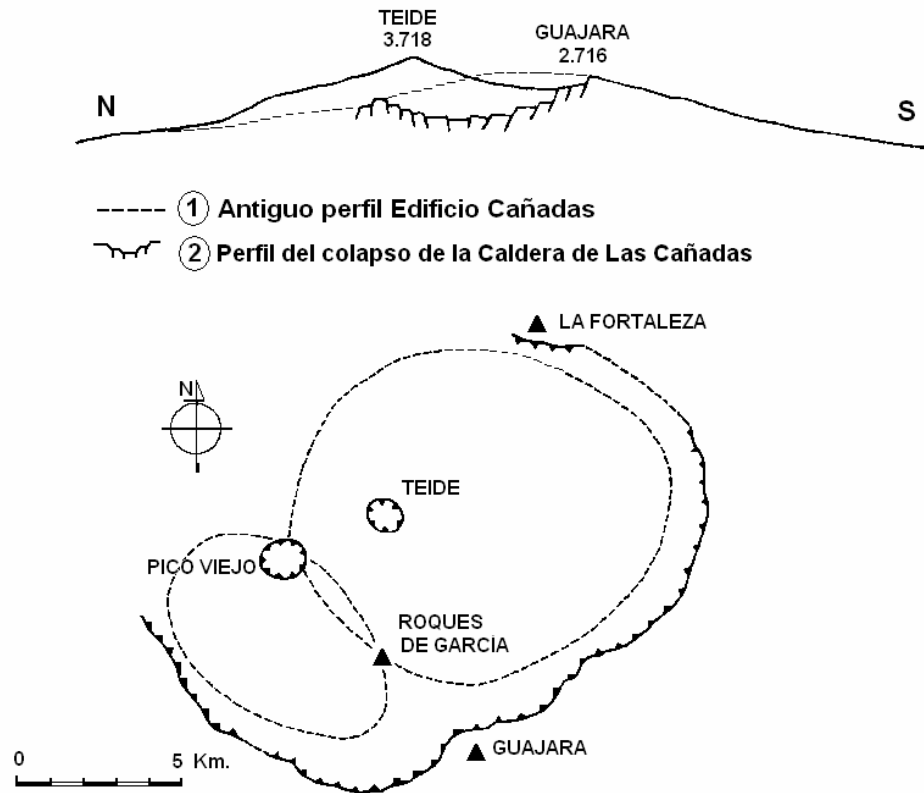
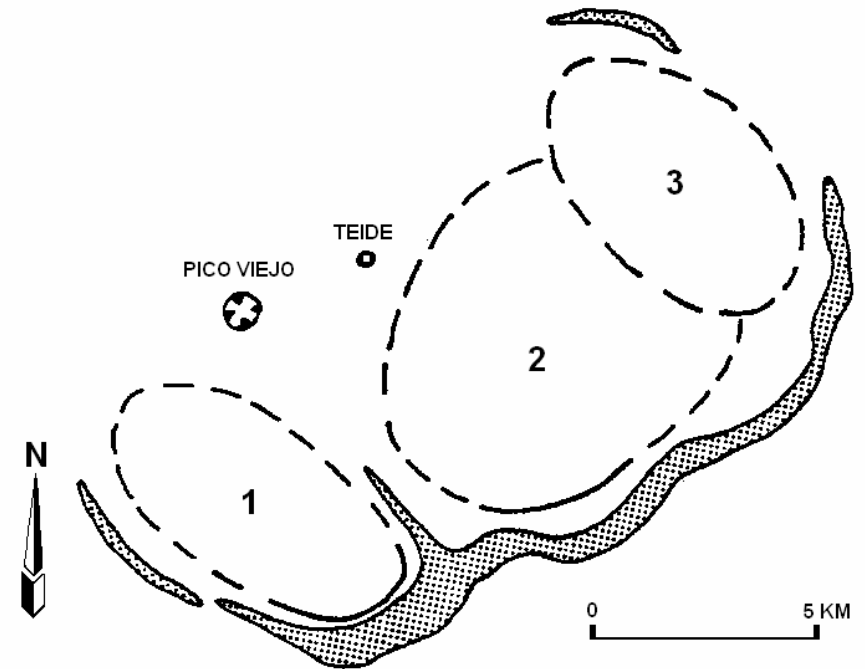


Figura 16. Planta de una doble caldera, según Araña y Bravo (1989)

PLANTA DE LA TRIPLE CALDERA DE LAS CAÑADAS



1. Ucanca, 2. Siete Cañadas-Las Pilas, 3. Diego Hernández

Figura 17. Planta de una triple caldera, según Martí (1991)

La evidencia de importantes acumulaciones de material procedente de las zonas centrales de Tenerife que se localizan a decenas de kilómetros de la costa norte de la isla, más las huellas encontradas en algunos sectores de esta costa norte, han llevado a plantear la hipótesis de un gran deslizamiento, similar al del valle de La Orotava y Güimar, para explicar el vaciamiento del circo de Las Cañadas, hipótesis aceptada mayoritariamente en la actualidad.

En las siguientes imágenes (Fig. 18 a y b) se recogen las edades propuestas por París (2002) para los materiales que afloran en la pared sur de la caldera de Las Cañadas

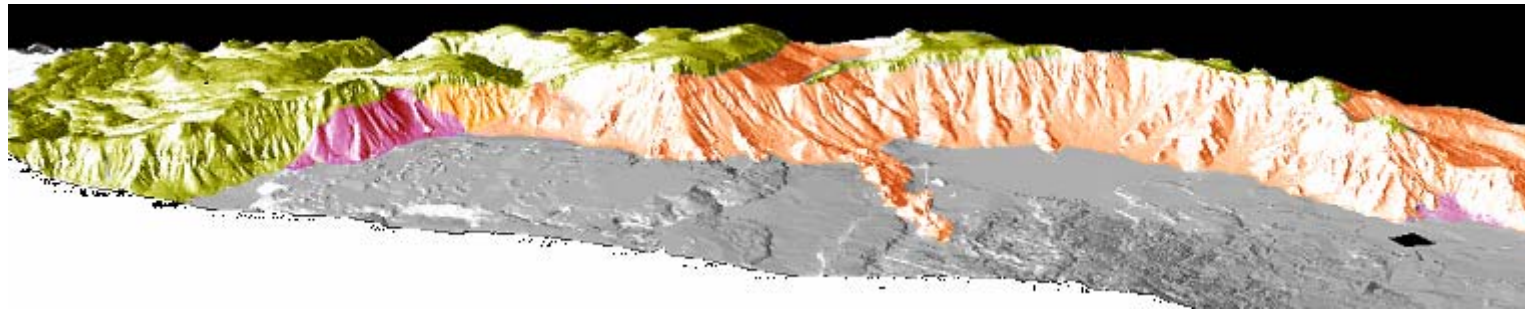


Figura 18 a. Pared sur de Las Cañadas. París (2002)

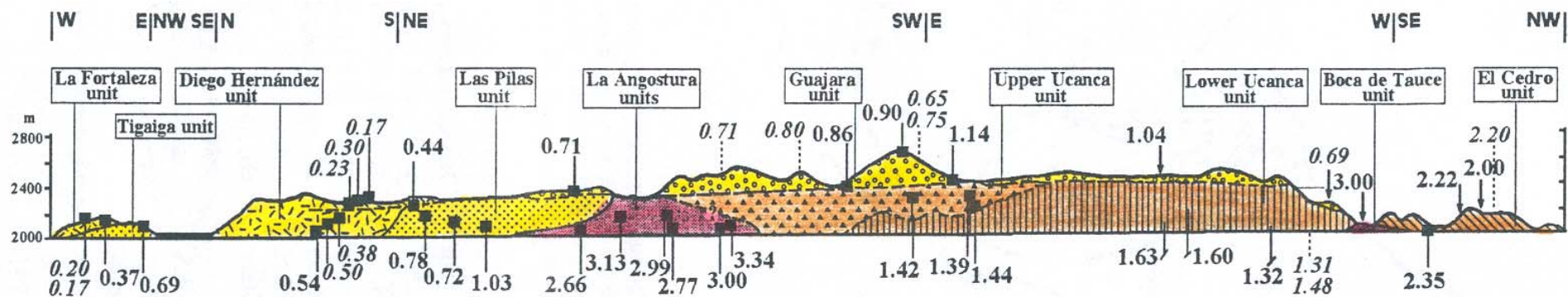


Figura 18 b. Pared sur de Las Cañadas. Unidades litológicas y edades. París (2002)



DIQUES RADIALES EN LA PARED DE LAS CAÑADAS

La Cañada de Diego Hernández.

La explicación de esta parada está tomada de Martí, J. *et al.* (1989) "El edificio volcánico de Diego Hernández". En : *Los volcanes y la caldera del Parque Nacional del Teide*

La Cañada de Diego Hernández forma parte del conjunto correspondiente a la pared del edificio Cañadas (Fig. 18). Se encuentra situada al este del Teide y está orientada en la dirección N-S. En ella se reconoce un conjunto de materiales que se corresponden con el relleno de un paleovalle excavado en la conjunción del Edificio Cañadas con las estribaciones de la Cordillera Dorsal en la que varios edificios estrombolianos crearon una topografía positiva (Martí *et al.* 1989). La pared de Diego Hernández presenta una compleja secuencia en la que se alternan materiales debidos a la caída de piroclastos pumíticos y basálticos con piroclastos transportados mediante flujos, y coladas basálticas. También se observan diques y fracturación generada por el colapso de la caldera. Las dataciones que se han llevado a cabo en los materiales de Diego Hernández dan una edad para los basaltos de más de 3 ma lo que los sitúa como pertenecientes a la Serie Basáltica Antigua de Tenerife, mientras que los culminantes apenas tienen una edad de 200.000 años. Esto concuerda con la edad del colapso de la caldera, cifrada en 170.000 años. El edificio sálico de Diego Hernández se inició hace unos 2 millones de años, intercalándose las principales emisiones de basaltos hace aproximadamente 700.000 (Fig. 19).



Figura 19. Cañadas de Diego Hernández: 0'54-0'18 ma y Las Pilas 1'1-0'7 ma. Gentileza de R. Paris

En Diego Hernández se han reconocido 4 secuencias eruptivas en las que se aprecian depósitos de coladas piroclásticas, oleadas piroclásticas, piroclastos de caída, lavas y piroclastos basálticos, y también material sedimentario.

Características litológicas y petrológicas en la cañada de Diego Hernández

Depósitos piroclásticos de caída.- Son los menos abundantes y se caracterizan por su buena clasificación, ausencia de matriz y generalmente por ausencia de líticos. Casi siempre son depósitos pumíticos plinianos, pero los hay también de carácter estromboliano.

Depósitos de oleadas piroclásticas.- Presentan una granulometría más fina, las pumitas están redondeadas y presentan escasa matriz. Son eminentemente secas, con estructuras unidireccionales, pero puede aparecer lapilli acrecional, en ocasiones, de gran tamaño.

Depósitos de coladas piroclásticas.- Son los depósitos mejor representados. Se trata de ignimbritas que presentan variaciones en cuanto al contenido y distribución de los fragmentos pumíticos y líticos, estructura interna del depósito, grado de soldadura y variaciones laterales de facies.

Los materiales sálicos de Diego Hernández muestran una importante actividad explosiva, asociada a magmas diferenciados. La presencia de coladas y lapilli basáltico demuestra la existencia, también, de ciclos eruptivos caracterizados por la presencia de magmas básicos. Todos los materiales están afectados por el colapso de la caldera. La geometría de los depósitos relaciona la pared con un amplio paleovalle excavado en el sur en las fonolitas del edificio Cañadas y por el norte recreciéndose a favor de las erupciones estrombolianas.

En el centro otro edificio estromboliano hizo las veces de umbral dividiendo el valle en dos canales que fueron rellenándose con los depósitos de los flujos piroclásticos hasta quedar colmatados. Estos productos venían de un edificio situado en el actual circo de Las Cañadas, frente a la actual pared de Diego Hernández.

Mecanismos eruptivos de magmas sálicos

En Diego Hernández distinguimos depósitos de caída y depósitos relacionados con la emisión de flujos piroclásticos (Fig. 20). Los depósitos de caída son muy escasos y casi siempre están relacionados con el emplazamiento de ignimbritas. Son depósitos plinianos, bien clasificados, en los que pueden aparecer fragmentos líticos. Las oleadas piroclásticas tienen su origen en erupciones hidromagmáticas (bases surges) o en colapsos de columnas eruptivas (ground surge). Las primeras están formadas por depósitos muy ricos en líticos con abundantes pumitas redondeadas y de pequeño tamaño. Tienen estructuras unidireccionales y canales generados en el momento de producirse el emplazamiento. Las segundas presentan un depósito de granulometría cinerítica, bien clasificado, con lapilli acrecional.



Figura 20. Coladas, piroclastos de caída y de flujo en Diego Hernández

Origen de la pared de Diego Hernández

En los depósitos de Diego Hernández hay que destacar su marcada relación con procesos eruptivos hidromagmáticos vinculados con acuíferos hidrotermales.

La presencia de pumitas blancas y negras en los materiales de Diego Hernández (Fig. 21), está relacionada con la mezcla de magmas que se producen en las cámaras. Los magmas basálticos ascendentes como consecuencia de los procesos tectónicos que afectan a la zona, entran en cámaras magmáticas traquíticas, generando un calentamiento y unos procesos convectivos que la desestabilizan, aumentando la presión interna y los procesos de vesiculación. Las erupciones son eminentemente explosivas, con formación de columnas plinianas que colapsan y generan flujos piroclásticos. Las ignimbritas son los depósitos más abundantes en Diego Hernández (Fig. 21). Se distinguen tres tipos:



Figura 21. Alternancia de depósitos por mezcla de magmas en Diego Hernández. Niveles blancos corresponden a ignimbritas. Niveles negros a piroclastos basálticos

Ignimbritas masivas, muy ricas en líticos con pumitas centimétricas compactadas en procesos posdeposicionales. Su principal característica es la falta de estructura interna, con una distribución homogénea de los fragmentos líticos y pumíticos. Las temperaturas de emplazamiento son bajas ya que las pumitas no conservan la estructura vesicular y no se ha producido soldadura. Estas ignimbritas son transportadas en flujos muy densos relacionados con colapsos inmediatos de columnas eruptivas vinculadas con procesos hidromagmáticos (Fig. 21 a y b).

Ignimbritas muy ricas en fragmentos pumíticos, Presentan cambios laterales de facies, contienen pocos líticos, la granoselección es inversa, presentan una capa basal de líticos. Las facies son tanto "vener" como "valley ponded" según estén en áreas elevadas o rellenando paleocanales. Estas

ignimbritas parecen relacionadas con coladas piroclásticas poco densas. Estos flujos se generarían en colapsos de columnas eruptivas altas, relacionadas con fases magmáticas.

Ignimbritas flameadas, muy bien soldadas con flamas muy bien desarrolladas en las pumitas, extendidas en la dirección del flujo afectadas por un proceso de autohidrotermalismo derivado de un emplazamiento a alta temperatura con cristalización en fase de vapor de feldespato potásico.



Figuras 21 a y b. Oleadas basales e ignimbritas ricas en líticos. Cañada de Diego Hernández



PARED DE DIEGO HERNÁNDEZ



DIQUES BASÁLTICOS EN LA PARED DE DIEGO HERNÁNDEZ

La Montaña de Guajara.

La Montaña de Guajara con 2.718 m, es el punto más elevado de toda la pared de las cañadas. De dispone de forma disimétrica formando una impresionante ladera en su vertiente norte, generándose su cima en el punto culminante de una empinada rampa que desciende hacia el sur (Fig. 22).

Formación Guajara. - Está separada de la formación Ucanca por rocas basálticas que se relacionan con productos de diversos eventos volcánicos. La formación Guajara tiene una potencia máxima de 250 m en el Pico de Guajara, disminuyendo progresivamente hacia el E (La Angostura y Las Pilas) y hacia el W (Cañada del Llano de Ucanca). La reconstrucción de las facies de esta formación supone la existencia de erupciones concentradas en el área de Guajara con carácter propio (Martí y Araña, 1991). En el Barranco del Río se pueden identificar, al menos, cuatro diferentes miembros en la

formación Guajara (Fig. 23), la secuencia estratigráfica es similar a la de la formación Ucanca. En conjunto está formada por depósitos de piroclastos no soldados y por tobas soldadas y lavas (Fig. 24 a). La presencia de ignimbritas con flamas es notable en las zonas próximas a la cumbre (Fig. 24 b).

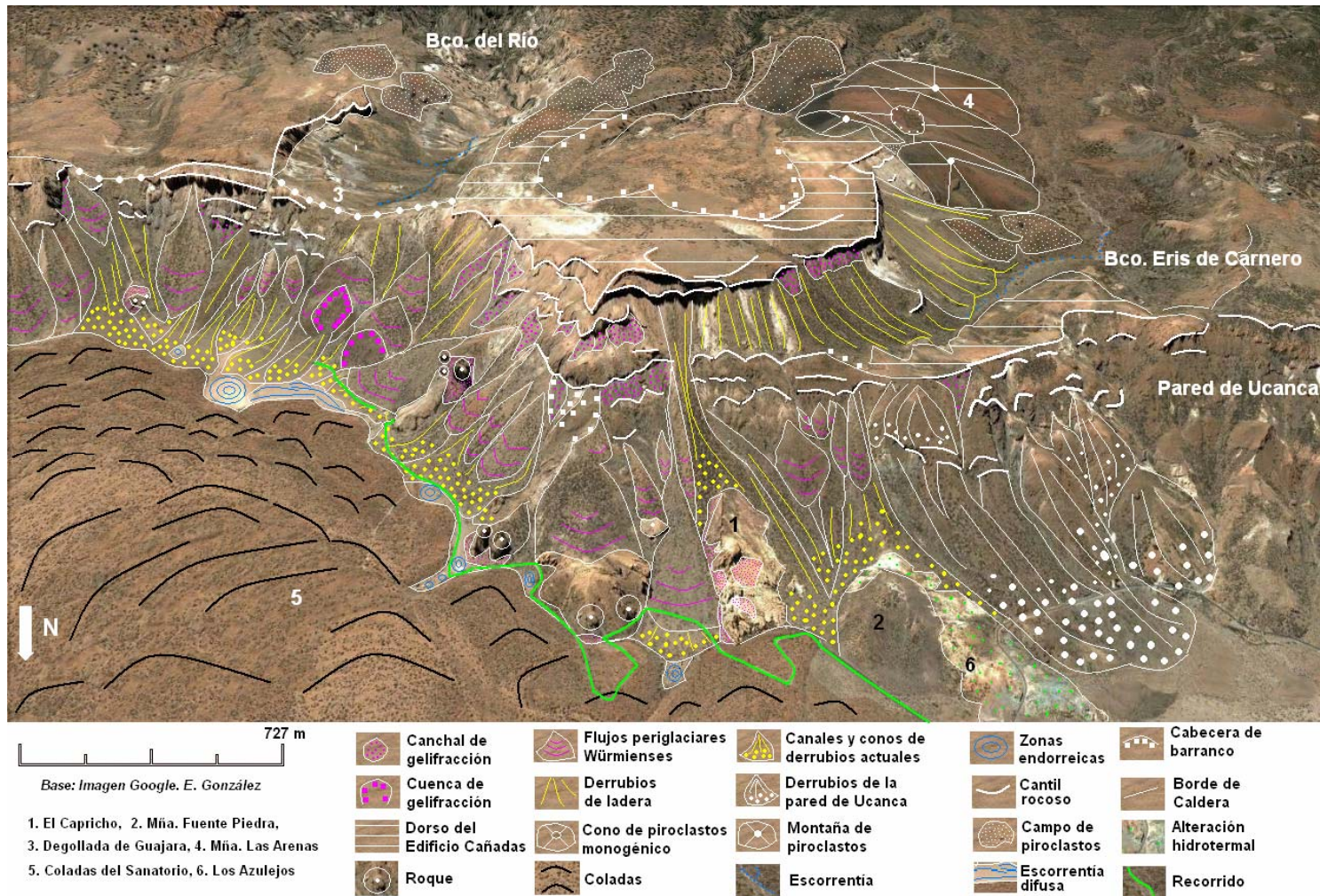


Figura 22. Morfología del área de Montaña Guajara

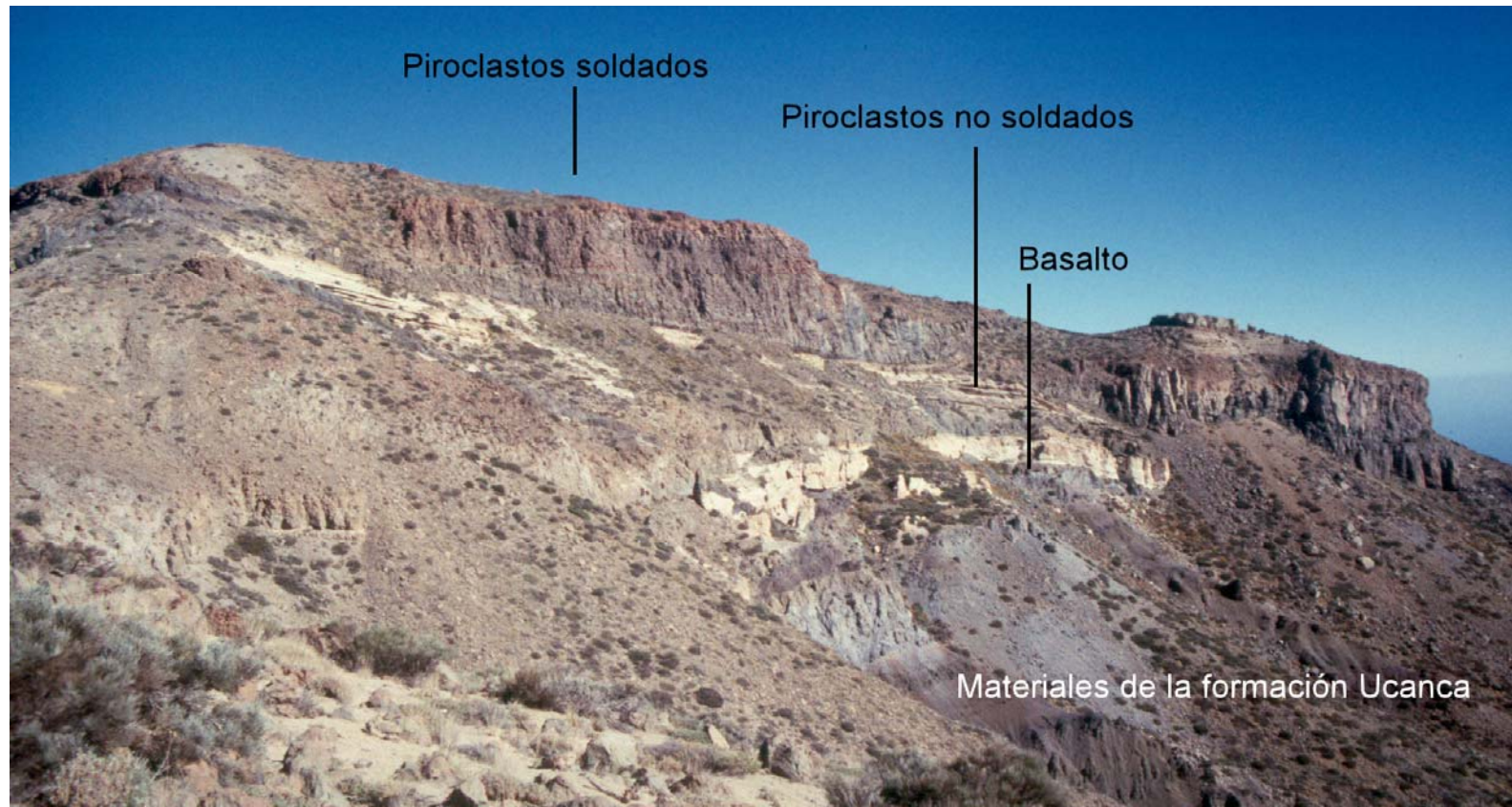


Figura 23. Afloramientos del Barranco del Río

En Guajara encontramos niveles potentes de piroclastos no soldados, con una formación terminal constituida por delgadas capas de piroclastos soldados. Estos, igual que en Ucanca, presentan una grosera estructura columnar y morfología tabular. Esta formación se aprecia claramente en los

afloramientos de la pared del Barranco del Río (Fig. 23). Esta situación litológica, sobre la que han actuado los condicionantes climáticos que actúan en Las Cañadas han determinado las formas y formaciones del entorno de la montaña, extensibles a otras áreas de la pared de la caldera.



Figura 24 a. Piroclastos de caída y flujo en Guajara



Figura 24 b. Ignimbritas en Guajara

Así los niveles que ofrecen mayor resistencia a los procesos erosivos presentan cantiles y escarpes verticalizados, mientras que en las laderas se han desarrollado formas asociadas a los procesos de erosión y acumulación, consistiendo estas últimas en la formación de dos generaciones de conos de derrubios, bien desarrollados y visibles (Fig.25). El periglacialismo, activo en la actualidad, a dado lugar a la formación de canchales situados al pie de los cantiles rocosos y de los roques situados al pie de la pared de la montaña (Fig. 26-a, b y c), donde se aprecian amontonamientos de gelifractos. La interferencia de la dinámica de las vertientes con los frentes y bordes de las coladas que rellenan la caldera y que se extienden hasta dicho pie, han forzado el desarrollo de áreas endorreicas, puntualmente alimentadas por una escorrentía difusa de carácter anastomosado.



Figura 25. Conos de derrubios en Guajara



Figura 26 a. Canchales periglaciares



Figura 26 b. Intensa crioclastia en El Capricho



Figura 26 c. Cantil rocoso, derrubios de ladera, canales de derrubios y pequeños canchales periglaciares en Guajara

Llano de Ucanca.

Se ha desarrollado en el sector occidental del conjunto de la Caldera de Las Cañadas. Martí (1991) considera que es el resultado de la formación de la primera de las tres calderas que, para este autor, forman el conjunto de Las Cañadas. Se encuentra separado de la caldera central por el espigón que forman los Roques de García. El Llano de Ucanca se constituye en una cuenca endorreica por el bloqueo que supone el relleno de las coladas que vienen de Pico Viejo. Numerosos canchales anastomosados, procedentes de la pared de la caldera (Guajara y Ucanca) recorren el fondo del llano dando lugar a la formación de espacios de acumulación de material fino arrastrado por la escorrentía generada por las precipitaciones ocasionales y por la fusión de la nieve (Fig. 27). Los procesos de desecación han dado lugar a la formación de suelos agrietados. Los bloques endorreicos se desarrollan, prácticamente, a lo largo de toda la pared sur de Las Cañadas, siendo el Llano de Ucanca donde su desarrollo es mayor.



Figura 27. Charcones de fusión de nieve en el Llano de Ucanca. Cortesía de Panoramio

Formación Ucanca. - Se localiza en la pared externa del Llano de Ucanca (Fig. 28). En ella se distinguen dos partes bien diferenciadas. Los afloramientos de la parte inferior de la pared son escasos o discontinuos a causa de la presencia de sedimentos y depósitos de abanicos aluviales, así como por la presencia de cone sheet y diques radiales que enmascaran los depósitos, los cuales están constituidos por coladas de lava fonolítica, lavas clastogénicas y pumitas. La parte superior de Ucanca se divide en dos miembros (secuencias) con potencias comprendidas entre 80 y 130 m, formados por piroclastos fonolíticos que incluyen ignimbritas no soldadas y lavas (Martí y Araña, 1991). También aparecen niveles de piroclastos sueltos y escorias soldadas. Las ignimbritas no soldadas presentan abundantes pumitas y un grado diferente en su contenido en líticos, cada unidad tienen un espesor en torno a 5 m, aunque aparecen depósitos de coladas piroclásticas de menos de un metro. Bajo las ignimbritas se localizan depósitos de oleadas piroclástica. Los depósitos de pómez de caída oscilan entre potencias de 5 a 25 m. Se trata de depósitos proximales de granulometría grosera con líticos de gran tamaño (1 m de eje). Los piroclastos soldados presentan estructura columnar, morfología tabular, decenas de metros de potencia y texturas reomórficas. La mayoría de los autores los consideran piroclastos de caída. En la zona de borde de la caldera afloran rocas basálticas.



Figura 28. Llano de Ucanca

Los abundantes depósitos de ladera situados al pie de la pared dificultan el reconocimiento de las rocas que constituyen la base de la formación Ucanca, formados por coladas lávicas de composición fonolítica, lavas clastogénicas y depósitos de pumitas (Fig. 29).



Figura 29. Lavas y pumitas en la formación Ucanca

Los depósitos de ignimbritas de la pared de Ucanca se adaptan a la topografía de paleovalles donde llegan a alcanzar 20 m. de potencia desarrollándose conductos de escape de los gases contenidos en el flujo piroclástico. La antigua topografía de las laderas del edificio cañadas favoreció la formación de deslizamientos durante el emplazamiento de las ignimbritas (Martí y Araña, 1991) alterando la forma original del depósito.



Figura 30. Depósitos de la parte superior de la formación Ucanca en El Sombrero

La parte final de los depósitos de Ucanca está constituida por secuencias de piroclastos no soldados, flujos piroclásticos, (ignimbritas y oleadas) y piroclastos de caída (Fig. 30). Sobre estas secuencias aparece un potente banco (algunos centenares de metros) de piroclastos soldados. Sobre ellos los procesos erosivos han dado lugar a la formación de mesas, como las del Sombrero de Chasna, El Sombrero y El Sombrerito.

Las formas de relieve desarrolladas en Ucanca (Fig. 31) deben referirse tanto a la pared como al fondo del Llano de Ucanca. En la pared, los intensos procesos erosivos vinculados a las características climáticas que han afectado a la zona, que han derivado a la formación de depósitos periglaciares y torrenciales.

La pared de Ucanca constituye el tramo más significativo de acumulación de depósitos de toda la pared de Las Cañadas. La escorrentía ha labrado barrancos de diferente tamaño y morfología, de ellos los que presentan una mayor complejidad se localizan en el sector este de la pared. En el primero de estos barrancos se han desarrollado depósitos de ladera que pueden diferenciarse en dos tramos (M. de Pisón y Quirantes, 1981) En la base del depósito hay un predominio de material fino, estratificado, con clastos angulosos que no superan los 6 cm de eje. En la parte superior del depósito aparecen clastos de mayor dimensión (bloques de más de 60 cm de eje) dentro de un depósito heterométrico (Fig. 32 a y b) en el que se mezclan gravas, arenas, clastos y bloques. Se considera un depósito periglaciario del Pleistoceno reciente, en el que se pueden observar formas solifluidales, removilizado por una escorrentía esporádica actual o subactual.

Los barrancos de menor entidad están afectados fundamentalmente por formas derivadas de la escorrentía esporádica de carácter torrencial, la cual en parte enmascara y desdibuja las formas periglaciares anteriores.

En el sector central de la pared de Ucanca es donde las formas gelifluidales desempeñan un papel más importante en el modelado. Los frentes de las coladas de piedras se dividen en dos niveles (Morales, Martín y Quirantes, 1977): uno inferior donde predominan los elementos finos y otro superior formado por material grueso y heterométrico. Los torrentes actuales resaltan estas formas periglaciares al discurrir por las vaguadas que separan las lenguas de piedras entre sí.

La forma y disposición de los depósitos de Ucanca implican (M. Pisón y Quirantes, 1981) una importante fuente de material constituida por los cantiles rocosos subverticales, rotura del material por crioclastia, así como un transporte muy limitado, adaptado a condiciones hídricas subáridas, con "precipitaciones intermitentes y fusiones de nieve momentáneas, de modo que ha predominado la caída de piedras sobre la caída de agua"

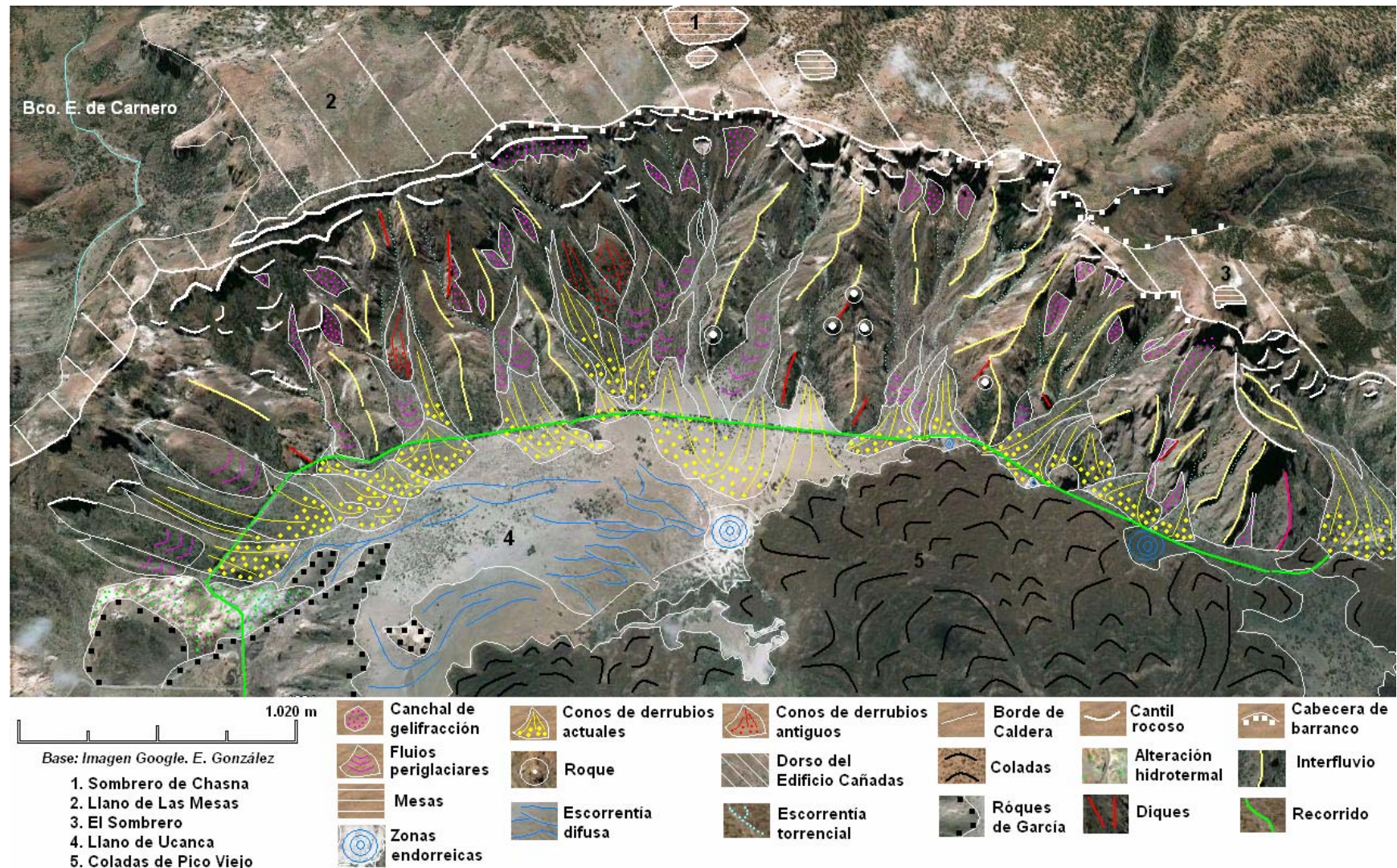


Figura 31. Morfología de la pared y Llano de Ucanca



Figura 32 a. Corte en los depósitos de Ucanca. Se observa la presencia de estratificación, niveles de material fino, a techo, y de clastos empastados en la base.



Figura 32 b. Cantos y bloques parcialmente orientados en la dirección del flujo, en la base de un depósito de la pared de Ucanca

Acumulaciones de derrubios en la pared de Las Cañadas

La acumulación de clastos al pie de la pared de Las Cañadas, es algo común (Fig. 32 c). La mayor concentración y por tanto, el desarrollo de los mejores depósitos se localiza entre los Roques de García y Boca de Tauce, así como al pie de Guajara en el llano endorreico de Siete Cañadas.

El intenso recubrimiento de la pared de Ucanca, indica una importante disgregación in situ, motivada por procesos de gelifracción y un transporte muy limitado (caída por gravedad y movimiento en orden a las nevadas invernales y de primavera) Sin embargo la subaridez es un hecho importante a tener en cuenta en la formación de estos depósitos. La presencia de lenguas escalonadas y digitadas es indicio de comportamientos de flujos solifluidales y gelifluidales.

En la actualidad estos canchales se remodelan por procesos de torrencialidad que dan origen a estrechos regueros que desaparecen al llegar a una determinada altura, al existir una infiltración de agua que amortigua o hace desaparecer la escorrentía encajada. En la cabecera de los depósitos son muy abundantes los procesos de acumulación por caída de bloques y fragmentos afectados por la crioclastia. La presencia de una circulación interna de agua, permite la formación de lóbulos al pie de las formas más antiguas. En algunas áreas terminales se acentúan los procesos actuales de abarrancamiento.

En Siete Cañadas, entre Montaña de La Piedra y Los Caprichos, encontramos surcos y caballones lobulados que pueden general largas coladas, bien individualizadas, constituidas por materiales heterométricos con grandes bloques y poco material fino, abarrancados puntualmente, y colonizados por la vegetación.

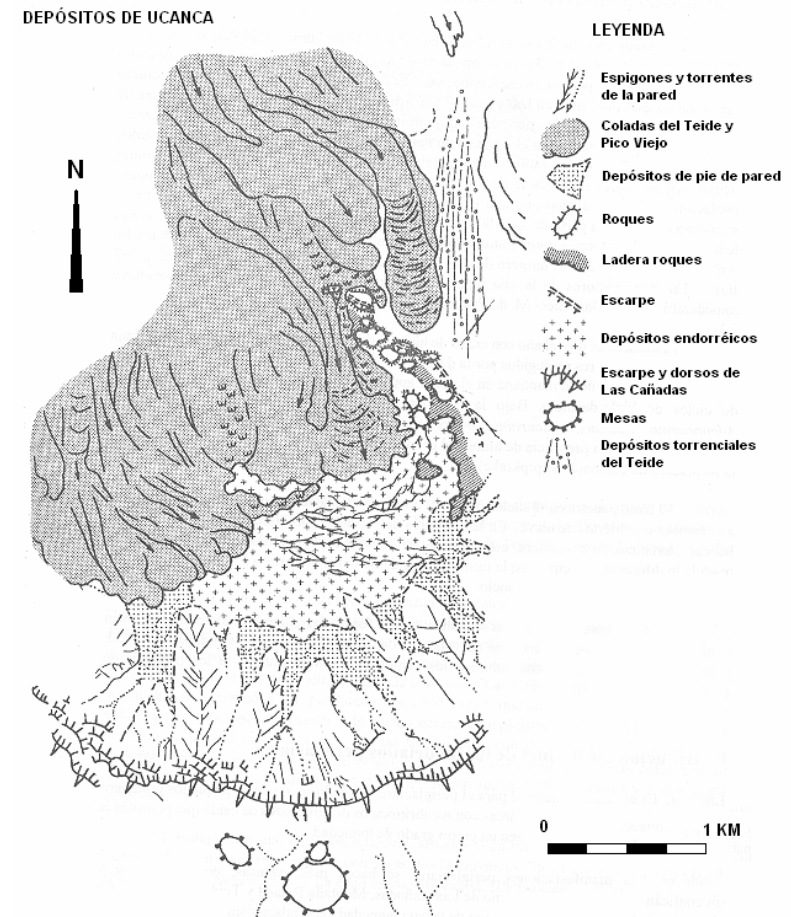


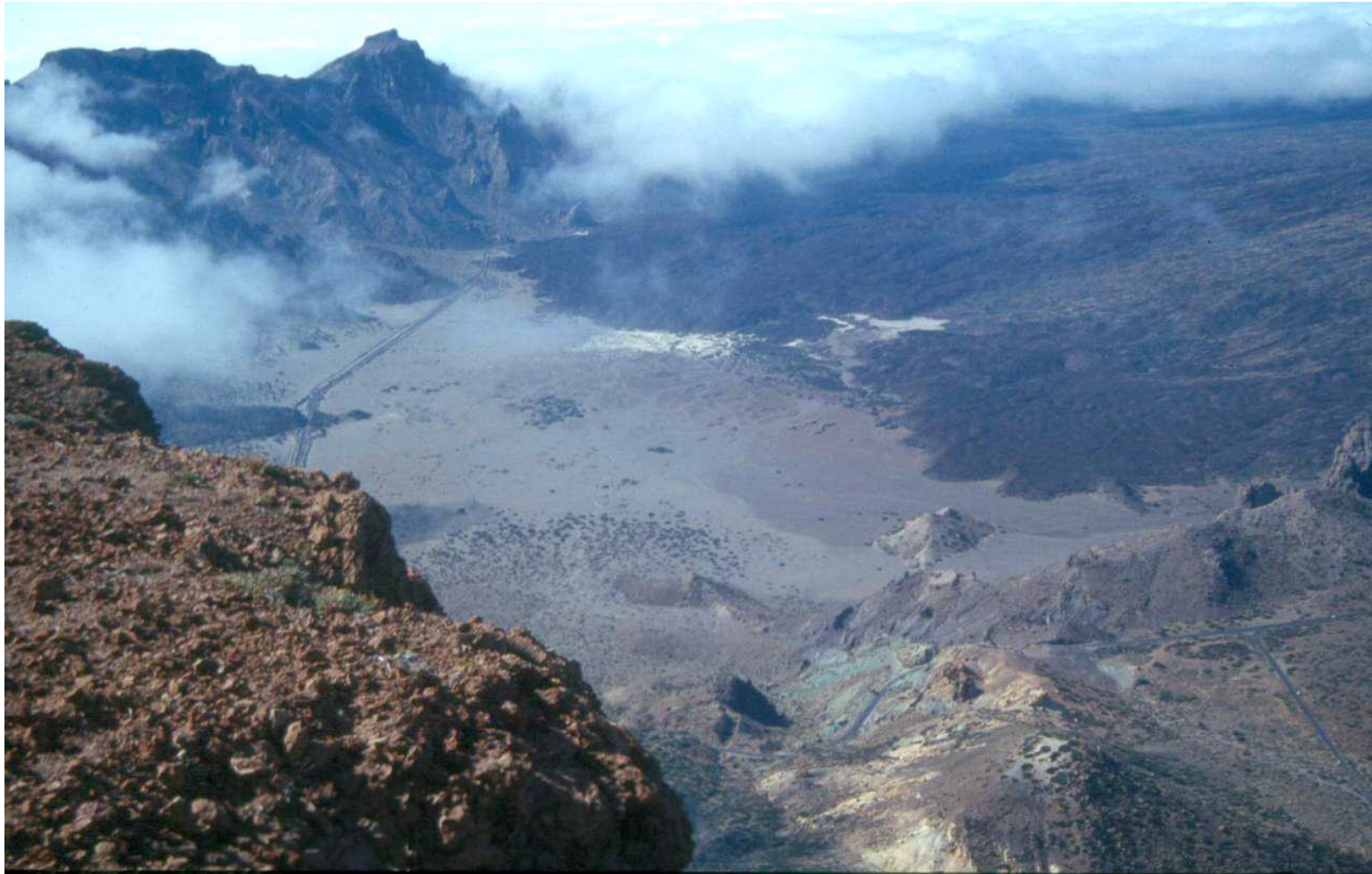
Figura 32 c. Depósitos de Ucanca, según M. de Pisón y Quirantes, 1981



LADERA NORDESTE DE LA MONTAÑA GUAJARA



MONTAÑA GUAJARA Y EL CAPRICO



LLANO DE UCANCA DESDE LA CIMA DE MONTAÑA GUAJARA



PARED DE UCANCA

Roques de García

Los Roques de García (Fig. 33 a y b) son considerados como los restos erosionados del edificio Cañadas, aunque recientemente se han interpretado como un conjunto de bloques movidos en una avalancha (Arnaud et al. 2001) esto explicaría que la base estuviera formada por una brecha de bloques. Constituyen un espigón rocoso que arranca de la unión entre la Montaña Guajara y la pared de Ucanca y penetra alrededor de 2 km en el interior de la caldera, dividiéndola en dos sectores: occidental y oriental. El primero de ellos -Llano de Ucanca- presenta una menor elevación de su fondo en relación al sector oriental, debido a que la propia alineación ha impedido el relleno de esta zona con coladas procedentes de los volcanes de la base del Teide. Cantagrel *et al*, (1999) divide la formación en dos tramos: uno inferior (Fig. 34), roto y de estructura caótica (Arnaud *et al*, 2001) y otro superior, bien estratificado y con una posición subhorizontal (Fig. 35) de los depósitos volcanoclásticos que no parecen afectados por la fracturación que rompe el tramo inferior.

Martí y Araña (1991) consideran que los Roques de García y su continuación en Los Azulejos, posiblemente representen uno de los primeros episodios volcánicos después de la destrucción parcial del Edificio Cañadas. Estos autores interpretan que la emisión de nuevas rocas volcánicas sería simultánea a la sedimentación de las brechas proximales generadas a partir de la formación de conos aluviales en la pared de la caldera. Así consideran que Los Roques serían los restos de un edificio volcánico en el que estarían integrados diferentes puntos de emisión que habrían emitido basaltos y fonolitas, y en el que aparecen también brechas poligénicas de origen volcánico y sedimentario.



Figura 33 a. Emplazamiento de Los Roques de García



Figura 33 b. Alineación de Los Roques de García. A la derecha, en segundo plano se aprecia el Roque Cinchado

Arnaud y colaboradores (2001) consideran que la brecha basal de Los Roques está formada por basaltos plagioclásicos, similares a los que afloran en Boca de Tauce, pertenecientes por tanto al Edificio Cañadas, fonolitas, fragmentos de diques básicos y sálicos y de rocas masivas fonolíticas que se acoplan en estructura tipo "puzzle" propias de una avalancha. Su inmersión en una matriz fuertemente aplastada e inyectada por diques de débil espesor, así como por otros de mayor envergadura que podrían carecer de raíz afianzan la hipótesis de una gran avalancha. Cantagrel *et al*/ (1999) considera que esta formación representa la facies proximal de un depósito de deslizamiento. Las dataciones efectuadas (Ar/Ar) dan una edad para el posible deslizamiento de 1.700.000 años (Fig. 36 a y b)



Figura 34. Brecha basal de Los Roques de García



Figura 35. Depósitos estratificados de la unidad superior de Los Roques de García

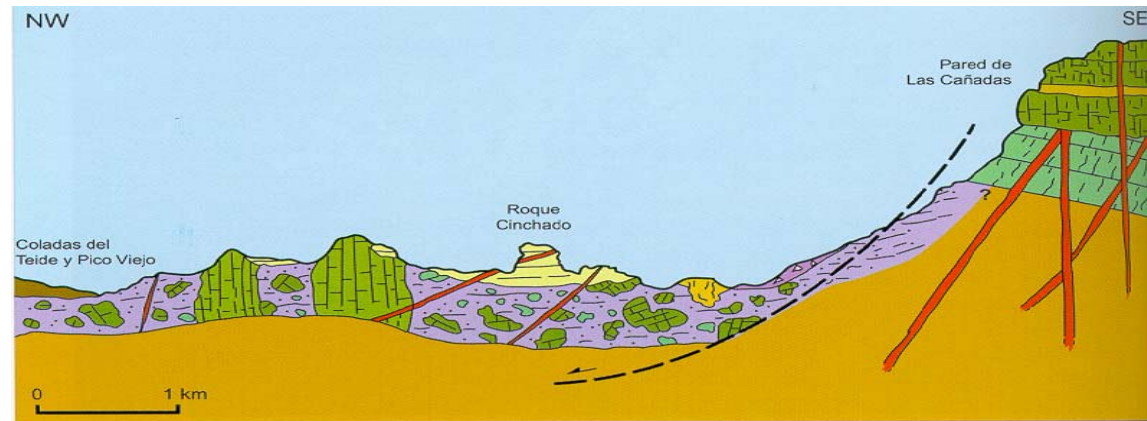


Figura 36 a. Disposición de la avalancha, Según Arnaud *et al*, 2001

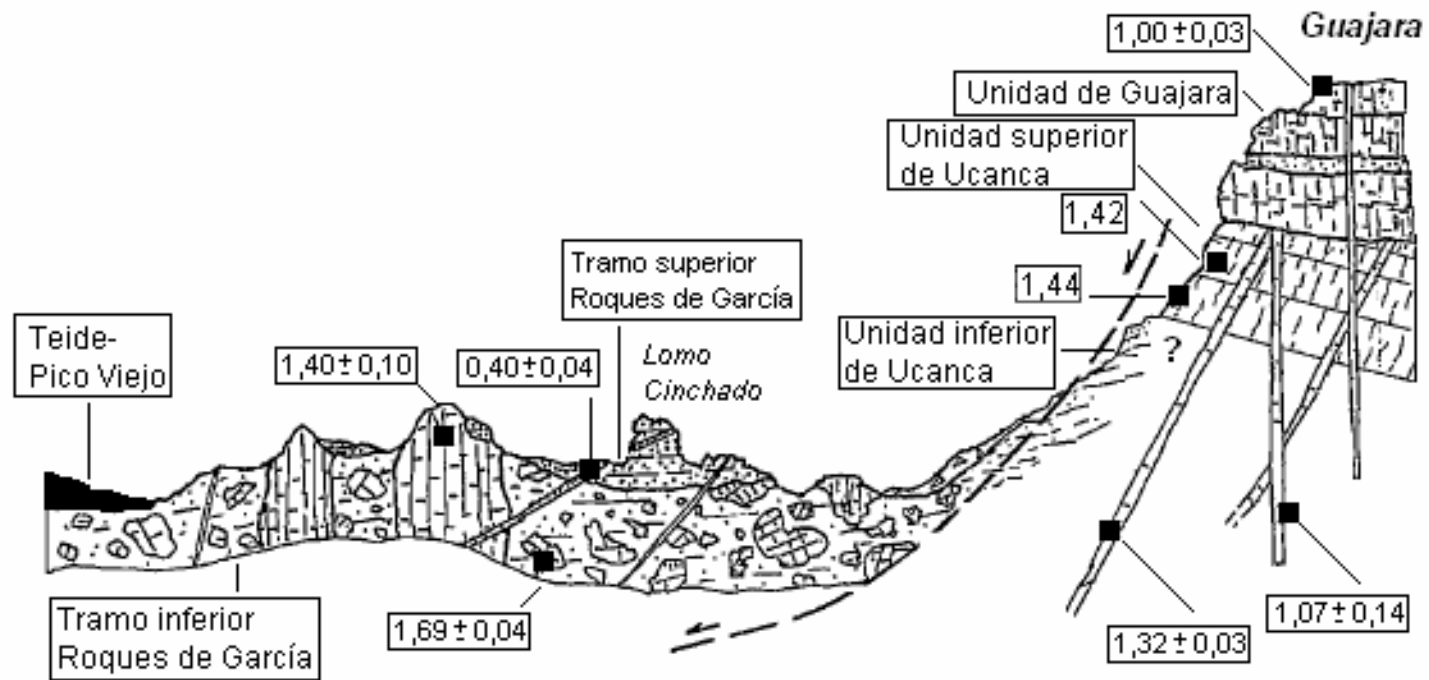


Figura 36 b. Dataciones y disposición de las unidades de los Roques de García Según Arnaud *et al.* 2001

Los procesos erosivos han afectado profundamente a la formación. Los conductos de emisión se encuentran exhumados mostrando una magnífica disyunción columnar Fig. 37 a y b). Por otra parte la tafonización afecta a los materiales más deleznable y se desarrolla preferentemente en las zonas de umbría (Fig. 38) Puntualmente, portillos abiertos en la alineación permiten la formación de cascadas de lava con bellas formas en tripas (Fig. 39).



Figura 37 a. Conductos de emisión exhumados formando disyunción prismática horizontal



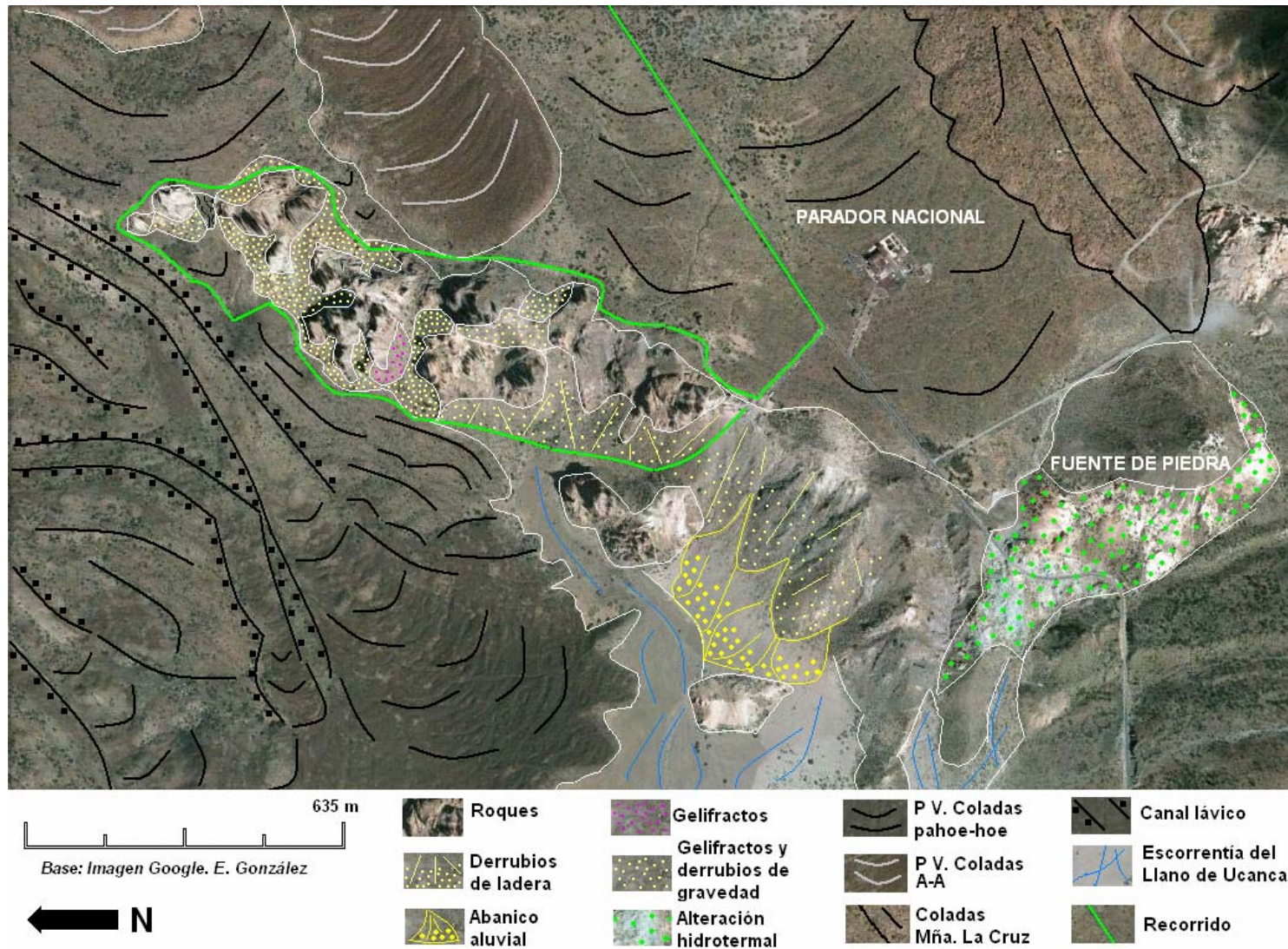
Figura 37 b. Detalle



Figura 38. Tafonización



Figura 39. Cascada de lava



ESQUEMA GEOMORFOLÓGICO DEL ENTORNO DE LOS ROQUES DE GARCÍA



CASCADA DE LAVA



EL ROQUE CINCHADO

REFERENCIAS

- ☛ ANGUITA, F.; MÁRQUES, A.; CASTIÑEIRAS, P.; HERNÁN, F. (2002): *Los volcanes de Canarias. Guía geológica e itinerarios*. E. Rueda, Madrid
- ☛ ARAÑA, V. (1971): "Litología y estructura del edificio Cañadas. Tenerife (Islas Canarias)". *Estudios Geológicos* 27,95-137.
- ☛ ARNAUD, N.; HUERTAS, M.J.; CANTAGREL, J.M.; ANCOCHEA, E. Y FÚSTER, J.M. (2001): "Edades Ar/Ar de los depósitos de Roques de García (Las Cañadas, Tenerife" *Geogaceta* nº 29, pp. 19-22
- ☛ BOOTH, B. (1973): "The Granadilla pumice deposit of southern Tenerife, Canary island". *Pro. Geol. ASS.* 84, pp. 353-370
- ☛ BOOTH, B. (1979): "Assesing volcanic risk". *J. Geol. Soc. Lond.* 136, pp. 331-340
- ☛ CANTAGREL, J.M.; ARNAUD, N.; ANCOCHEA, E.; HUERTAS, M.J. Y FÚSTER, J.M. (1999): "Repeated debris avalanches on Tenerife and genesis of Las Cañadas caldera wall (Canary Islands)" *Geology* 27, pp. 739-742
- ☛ CARRACEDO, J.C.; RODRÍGUEZ, E.; PARIS, R.;PÉREZ, F.J., RODRÍGUEZ, A. Y SERGIO, J. (2009) "Erupciones históricas de Tenerife" En: *El volcán Teide*. El Día, Tenerife
- ☛ COELLO, J. (1973): "Las series volcánicas en subsuelos de Tenerife". *Estudios Geológicos* XXVII, 491-512.
- ☛ DÓNIZ, J. (2010): "Geomorfología de los volcanes basálticos monogénicos de la isla de Tenerife (Islas Canarias)" En: GONZÁLEZ, E., ESCOBAR, E., BECERRA, R., GOSÁLVEZ, R. y DÓNIZ, J.: *Aportaciones recientes en Volcanología 2005-2008*. Ed. Centro de Estudios Calatravos, UCLM y Ministerio de Ciencia y Tecnología. Almagro.
- ☛ FUSTER, J.M.; ARAÑA, V.; BRANDLE, L.; NAVARRO, M.; ALONSO, U. & APARICIO, A. (1968): *Geología y volcanología de las Islas canarias: Tenerife*. Inst. "Lucas Mallada", CSIC, Madrid, 218 pp.
- ☛ HAUSEN, H. (1956): "Contributions to the geology of Tenerife". *Soc. Fennica. Com. Phys. Math.* Pp. 1-247
- ☛ MARTÍ, J. ARAÑA, V. (1991): *Petrology and volcanology of Tenerife. Field Excursion Handboo* . CSIC

- ☛ MARTÍ, J.; MITJAVILLA, J.; BARRACHINA A. Y ARAÑA, V. (1989): "El edificio volcánico de Diego Hernández En: *Los volcanes y la caldera del Parque Nacional del Teide* ICONA, Madrid, pp." 148-153
- ☛ MARTÍNEZ DE PISÓN, E. Y QUIRANTES, F. (1981): *El Teide. Estudio Geográfico*. Ed. Interinsular Canaria, S.A.
- ☛ PARIS, R. (2000): "L'evolution volcanique de Tenerife " R. LAVE nº 86
- ☛ VIEIRA, R.; GONZÁLEZ, A. Y TORO, C. (1989): Modelo gravimétrico de la región central de Tenerife. En: *Los volcanes y la caldera del Parque Nacional del Teide* ICONA, Madrid, pp. 329-333

ITINERARIO IV



Figura 1. Ruta IV. Teide-Pico Viejo. Imagen Google. Elaboración de E. González

RUTA IV: ESTRATOVOLCÁN TEIDE-PICO VIEJO-MONTAÑA BLANCA, BANDAS PIROCLÁSTICAS DEL SUR- ERUPCIONES SURTSEYANAS.

El estratovolcán Teide-Pico Viejo, único estratovolcán activo del Archipiélago Canario, se sitúa en el borde norte de la Caldera de Las Cañadas, rellenando sus materiales la depresión caldérica formada tras la destrucción del edificio Cañadas y el mega deslizamiento que dio lugar a la formación del valle de Icod-la Guancha. El edificio actual del volcán tiene su base en el fondo de la caldera, a unos 2.000 m. de altura. A esta cota hay que añadirle los restantes 1.718 metros que se alcanzan en el punto culminante del Pitón. El Estratovolcán Teide-Pico Viejo es el más elevado de las islas oceánicas atlánticas, y el tercer volcán oceánico de mayor altura del mundo tras los grandes volcanes escudos hawaianos del Mauna Loa y Mauna Kea.

El Teide tiene su etapa de máximo desarrollo hace 30.000 años (Carracedo *et al*, 2009), siendo su última erupción la desarrollada hace unos 1.200 años, en la que se emitieron las "Coladas Negras" y se culminó la construcción del Pitón, encajado en el cráter de La Rambleta.

Ambos volcanes, Teide y Pico Viejo, tienen episodios comunes en su construcción, reconociéndose en Pico Viejo emisión de lavas basálticas de 30.000 años de antigüedad, lavas intermedias de 20.000 años y por último fonolitas de 17.000 años.

La actividad que provoca la creación de Montaña Blanca se produce hace unos 2.000 años. La actividad mantenida en el eje volcánico principal de la isla de Tenerife, permite el ascenso de nuevos magmas basálticos que dan lugar a la erupción de Chahorra o Narices del teide, ubicada en la ladera oriental de Pico Viejo, la cual va acompañada de erupciones freáticas en el interior del cráter lo que da lugar a la formación de un profundo embudo de explosión.

Las Bandas Piroclásticas del Sur constituyen el dorso sur de Las Cañadas. Están formadas por piroclastos pumíticos de caída y flujos piroclásticos de diferente naturaleza y entidad.

ITINERARIO DE TRABAJO: Teide-Pico Viejo

ITINERARIO

Subida a Las Cañadas por la ruta del Valle de Güímar.

Ascenso a la base del Pitón del Teide. Subida a la base del Teide utilizando el teleférico

Subida al cráter terminal del Teide por el sendero de La Rambleta. Reconocimiento del cráter activo del Teide, observación del conjunto de formas y formaciones de la Caldera de Las Cañadas, reconocimiento de las fumarolas activas.

Mirador de Pico Viejo. Reconocimiento del cráter de Pico Viejo. Formas y formaciones derivadas de la actividad eruptiva. Formas periglaciares

Montaña Blanca. Reconocimiento de la última erupción subpliniana del estratovolcán. Análisis de los piroclastos y de las coladas con obsidiana.

Objetivos. Reconocimiento de la morfología de la zona central de la isla; litologías, dinámicas eruptivas, estructura, modelado de cumbres. Espacios protegidos y biodiversidad

Equipo. Ropa cómoda, gorra, zapatos de campo o botas, chubasquero, jersey o sudadera sobre camiseta de manga corta. Si la temperatura es baja, hecho probable en Primavera, la sensación térmica en el pico puede ser de varios grados bajo cero. Por eso es imprescindible dotarse de ropa de abrigo y calcetas, así como llevar bastones que nos ayuden en la subida. Comida y agua para unas 6 horas de trabajo

RECORDATORIO

Las características topográficas de Tenerife, así como su posición latitudinal permiten el desarrollo de unas bandas bioclimáticas estructuradas de la siguiente forma:

Banda fitoclimática inferior. - Está caracterizada por un clima semiárido en el que se desarrolla una vegetación xerófila emparentada con la de las estepas de la zona saharo-marroquí (Fig. 1). Este es el ámbito idóneo para la acción del viento como agente de erosión y transporte, así como del oleaje y corrientes litorales.

Mar de nubes. - La condensación de los vientos alisios permite la existencia de una zona de alta humedad a lo largo de todo el año con temperaturas bajas (Fig.2).



Figura 1. Cardonal en el malpaís de Güimar (Cortesía de Google-Panoramio)

Figura 2. Mar de Nubes en la vertiente norte (Cortesía de Google-Panoramio)

Zona de coníferas. - Por encima del mar de nubes se instala una banda fitoclimática caracterizada por un aumento de la sequía y un descenso de las temperaturas nocturnas que es el ámbito de crecimiento del pino canario y su sotobosque (Fig. 3a). Los procesos erosivos van a verse condicionados por la mayor o menor presencia de vegetación en las laderas. Los incendios que periódicamente afectan a las islas provocan un efecto de

abarrancamiento en la medida en que se destruye el sotobosque (Fig. 3b), aunque las características genéticas de esta especie, adaptada a los procesos volcánicos, le permite rebrotar tras un incendio.



Figura 3 a. Pinares de la Corona Forestal



Figura 3 b. Recuperación tras un incendio en la Corona Forestal

Banda fitoclimática superior. - Equivale al piso supraforestal en la montaña mediterránea. Está caracterizado por la sequedad, un descenso muy acusado de las temperaturas con heladas frecuentes y altos niveles de insolación (Fig. 4). Es este el ámbito del matorral de leguminosas y de los endemismos canarios de alta montaña. Los procesos periglaciares están presentes en esta zona. Estas bandas altitudinales sufren una importante distorsión en función de la orientación a barlovento o sotavento.

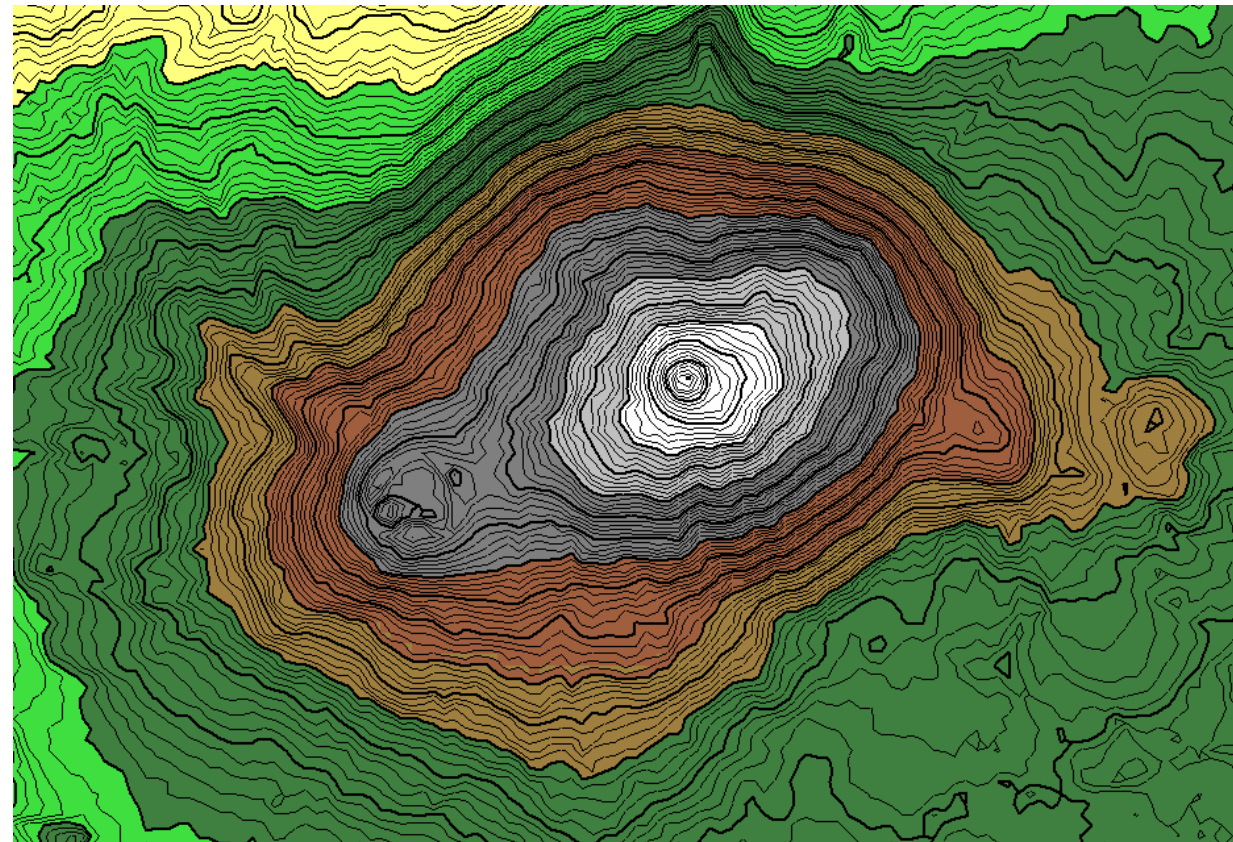


Figura 4. Vegetación del piso supraforestal

TEIDE-PICO VIEJO-MONTAÑA BLANCA

Topografía

El complejo volcánico Teide-Pico Viejo es el único estratovolcán de Canarias, formado en el Pleistoceno, que aún permanece activo. Es el sistema más reciente de Tenerife e incluye también las manifestaciones eruptivas de Montaña Blanca. El conjunto se edificó en el interior de la caldera, sobre las fracturas del borde norte, en función del ascenso de magmas que suben hacia la superficie con facilidad y se emplazan en cámaras magmáticas someras donde experimentan procesos más o menos acentuados de diferenciación. La actividad eruptiva posterior al gran deslizamiento llevado a cabo en el edificio Cañadas ha permitido el crecimiento solapado de estos dos estratovolcanes, Teide con 3.718 m y Pico Viejo con 3.250. Los estudios llevados a cabo por Ablay y Martí (1995) establecen que en la etapa final de su desarrollo ambos volcanes han funcionado simultáneamente. En torno a este complejo se han levantado centros eruptivos de diferente naturaleza y morfología.



ALTIMETRÍA DEL TEIDE-PICO VIEJO-MONTAÑA BLANCA



Base: Carta Digital de España



Figura 5. Mapa de alturas de Teide-Pico Viejo-Montaña Blanca. Base: Carta Digital de España

Geología y estructura

Las primeras erupciones se inician una vez que se ha producido el gran deslizamiento gravitacional y consisten en emisiones de basalto que posteriormente van siendo recubiertas por magmas más evolucionados (traquitas y fonolitas). El primer edificio en levantarse es Pico Viejo a cuya ladera se adosa el Teide. Ambos volcanes tienen un amplio cráter somital que es modificado por episodios eruptivos posteriores. El cráter del Teide fue colmatado por una erupción subhistórica en la que se emiten las coladas negras, se forma el cono encajado y se abre el pequeño cráter terminal actual.

La base del edificio Teide-Pico Viejo se localiza, probablemente, a 2.000 metros de altura. El volumen total de magma emitido en su construcción se estima en 150 Km.³ evaluándose una tasa media de emisión de 0,75 Km. cada mil años (Ancochea *et al.* 1990)

El complejo Teide-Pico Viejo se sitúa en el principal lineamiento volcánico de la isla. Paralelamente a esta fisura se abren otras sobre las que se producen erupciones cuaternarias, subhistóricas e históricas de variada dinámica (Fig. 6). Martí y Araña (1991) clasifican estos edificios secundarios en:

- a) **Grupo periférico:** formado por edificios adventicios que se emplazan entre 2.000 y 2.800 m.
- b) **Grupo axial:** ocupan una posición central en la dirección E/W.
- c) **Grupo reciente:** emplazado en una franja tectovolcánica de dirección SE/NW que afecta al flanco SW de Pico Viejo (erupción histórica de Chahorra)

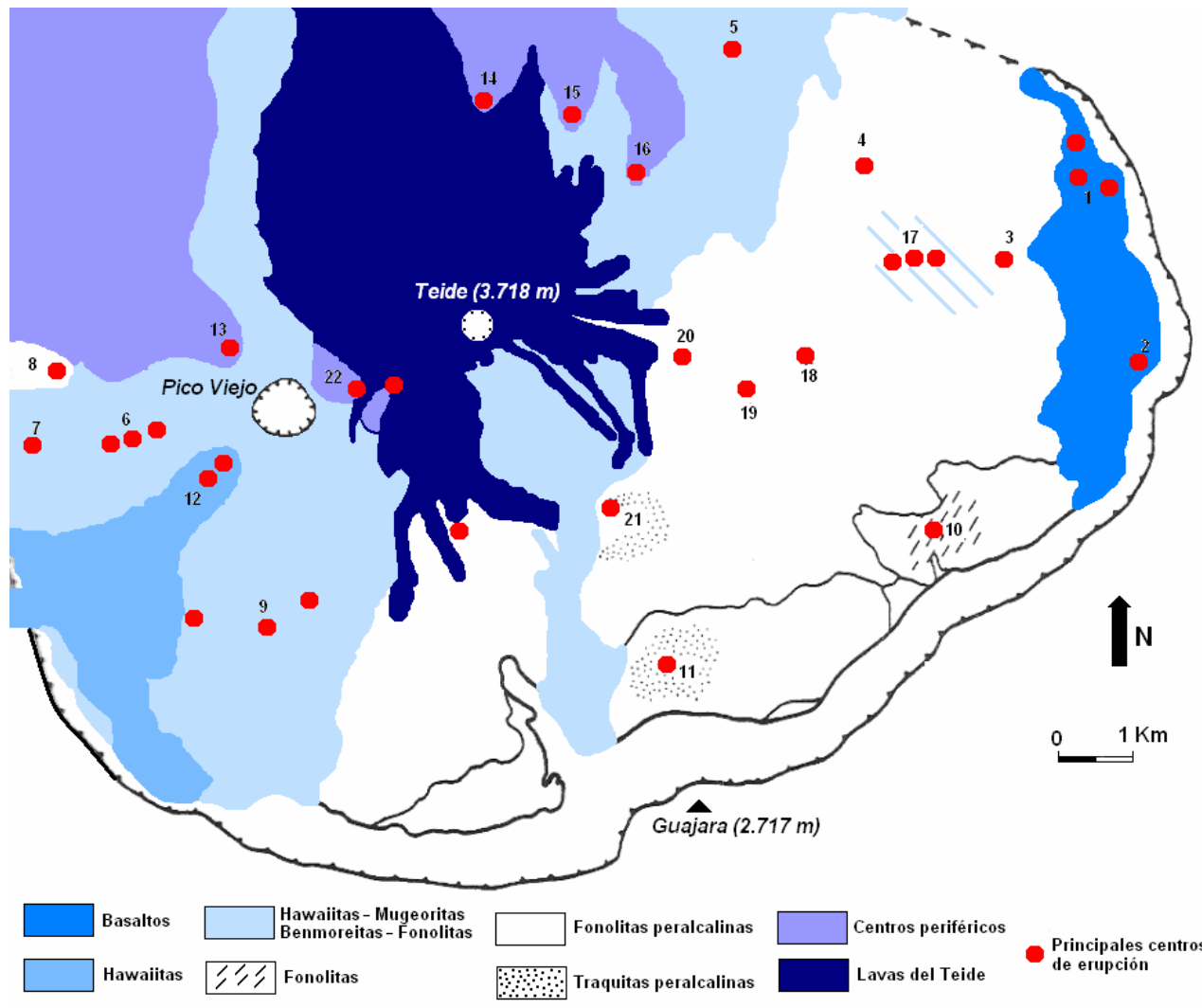


Figura 6. Mapa geológico simplificado del complejo Teide- Pico Viejo, mostrando la distribución de algunos centros de emisión. Martí y Araña (1991) modificado

- 1.- Arenas Negras, 2.- Risco verde, 3.- Mña. Mostaza, 4.- Mña. Tomillos, 5.- Mña. Negra, 6.- Las Grietas, 7.- Cruz de Tea, 8.- Mña. Reventada
 10.- Observatorio, 11.- Sanatorio (Mña. La Cruz), 12.- Chahorra, 13.- Roques Blancos, 14.- Pico Cabras, 15.- Abejera, 16.- Las Lajas, 17.- Los Corrales
 18.- Los Pinos, 19.- Mña. Rajada, 20.- Mña. Blanca, 21.- Mña. Majúa, 22.- Los Gemelos

La mineralogía de las rocas volcánicas del estratovolcán se corresponden con una secuencia de cristalización fraccionada de magmas alcalinos y también de mezcla de magmas basálticos con otros más diferenciados. Se han establecido diferentes tipos de magmas en función de la relación entre sílice y bases que existe en las mismas, siendo los más significativos los basaltos alcalinos, los traquíticos y los fonolíticos (Fig. 7).

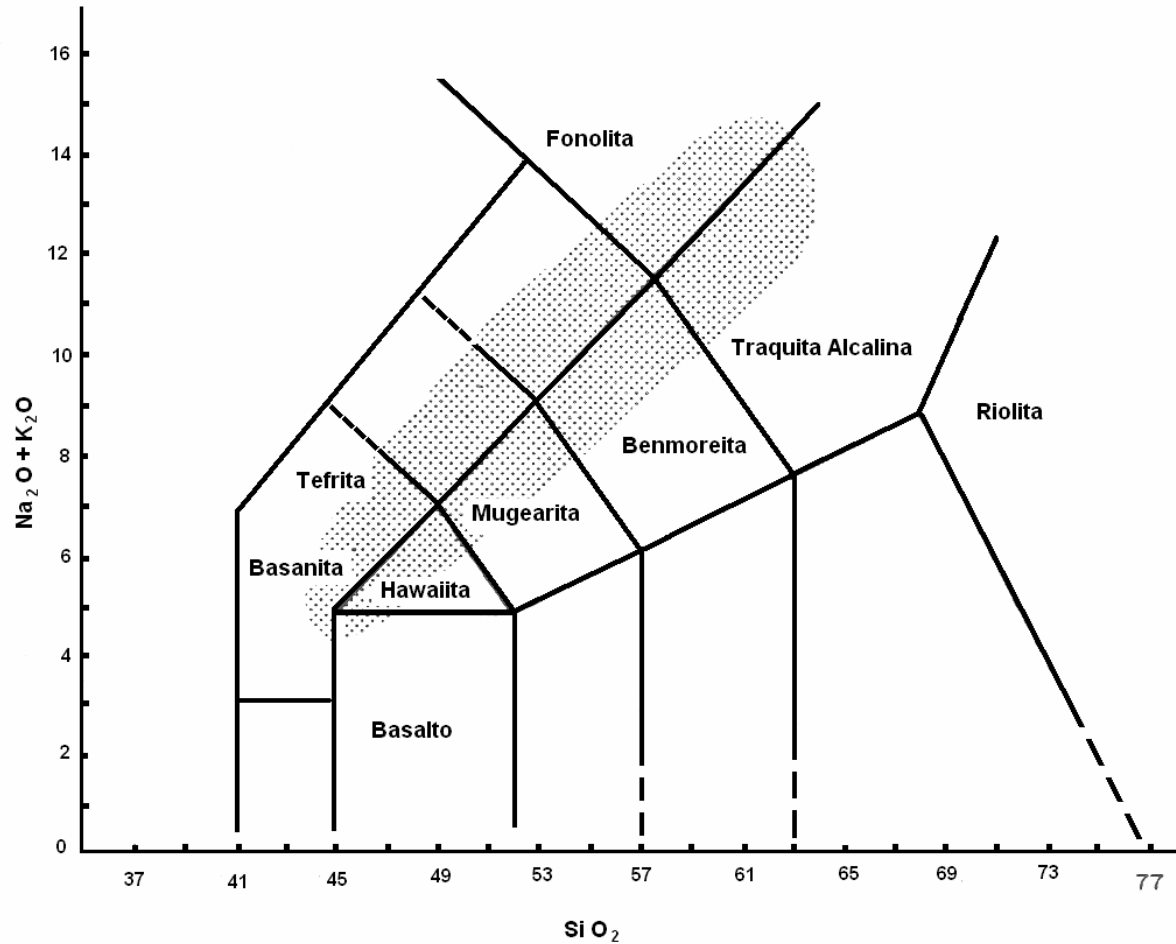


Figura 8. Diagrama de las rocas volcánicas de Teide-Pico Viejo. Según Martí y Araña, 1991

La alineación de los dos conos del estratovolcán se orienta en la dirección NE-SW, siguiendo los ejes estructurales para el volcanismo de Tenerife. Como se ha expuesto con anterioridad, otros edificios volcánicos de menor envergadura se sitúan en el margen del doble edificio central, alineados en direcciones similares. M. de Pisón y Quirantes (1981) consideran que tanto el Teide como Pico Viejo están relacionados con una red de fracturas ortogonales que marcarían el borde oeste de la caldera y algunos barrancos del sur (Carnero y El Río). También remarcan la importancia de las emisiones lávicas que levantan en un tiempo relativamente corto (600.000 años) un edificio de más de 9 km. de eje y 1.200 m. de desnivel. Ambos volcanes terminan en un amplio cráter que en el caso del Teide se correspondería con La Rambleta, sobre el que se encajaría el actual pitón culminante, desarrollado en la última erupción de menos de 1.300 años.

Geomorfológicamente presentan unas formas masivas modelada por la emisión de coladas y en menor medida de piroclastos. El abarrancamiento es escaso, haciéndose patente en la ladera sur del Teide con la formación de torrenteras (Fig. 9)



Figura 9. Torrencialidad en la vertiente sur del Teide

TRABAJO DE CAMPO EN LAS CAÑADAS - *ESTRATOVOLCÁN TEIDE-PICO VIEJO-MONTAÑA BLANCA*

Pico Viejo

Los volcanes de Teide-Pico Viejo se han levantado sobre el borde norte de Las Cañadas. Los productos de ambos volcanes se superponen formando un espacio alomado que se sitúa a una altura de 3.000 m entre las dos cimas, que apenas están separadas 2.700 m (Fig. 10).

Pico Viejo presenta un cono simétrico de vertientes suaves con buzamientos entre 5° y 10° que se acentúan al aproximarnos al borde externo del cráter. En la zona somital se abre un amplio cráter de 1.500 m de diámetro y 150 de profundidad en el que se da una morfología variada caracterizada por la presencia de un pequeño cráter (embudo de explosión) de 100 m de profundidad, llamado El Hoyo, de un pequeño cono encajado y de unas interesantes formas periglaciares (Fig. 11)



Figura 10. Complejo Teide-Pico Viejo

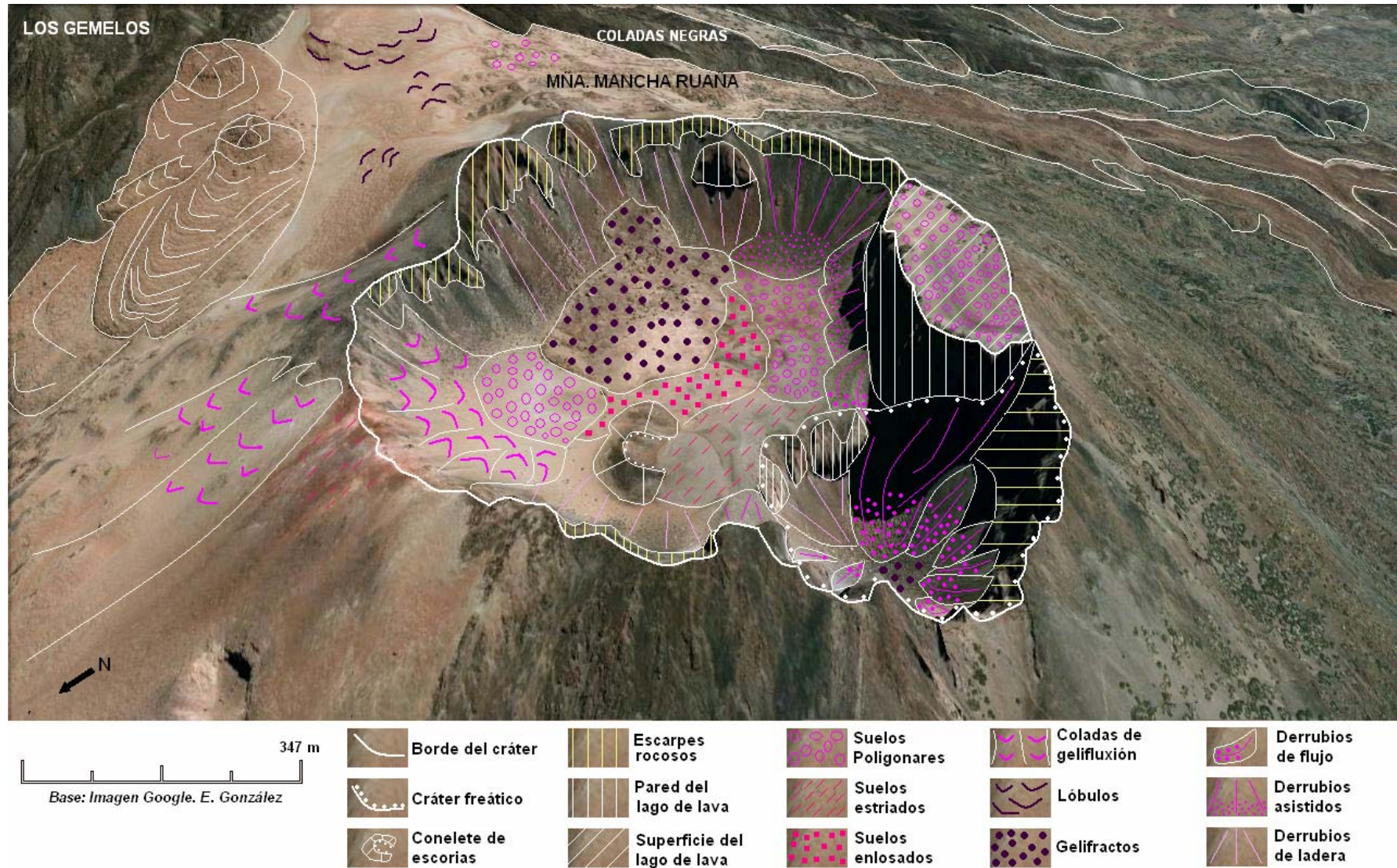


Figura 11. Morfología del cráter de Pico Viejo. Las referencias al periglacialismo han sido tomados de M. de Pisón y Quirantes (1981)

En su pared SW se localizan coladas de lava que fluyen al exterior con una inclinación en torno a 25° - 35° (Martí et al. 1994) que son el derrame del lago de lavas (fonolitas), del que es testigo el bloque erosionado denominado El Llano, que se dispone en una de sus paredes (Fig. 13). Ablay y Martí (1994) estiman que el cráter de Piso Viejo, al que consideran caldera, es una estructura compleja que se ha formado en dos episodios. El primero de ellos genera una amplia depresión que se rellena de lavas fonolíticas y de depósitos de oleadas basales. El segundo episodio parece estar relacionado con la erupción de Montaña Blanca (2.020 años) dada la correlación estratigráfica que se observa y el volumen de material pumítico emitido ($0,25 \text{ km}^3$) y el volumen de vaciado del cráter ($0,24 \text{ km}^3$). Estos autores interpretan también que la formación del embudo abierto en el actual fondo de la caldera se debe a la intrusión de un dique basáltico que se produce durante la erupción de Chahorra (1798) que interacciona con un acuífero, dando origen a una explosión freática de gran violencia.



Figura 12. Formas y formaciones en Pico Viejo.

Los depósitos que se localizan en Pico Viejo nos hablan de tipos de actividad diferente (Fig. 12). Erupciones explosivas con posibles colapsos de la parte alta del edificio, alternan con erupciones efusivas y generación de profundos lagos de lava con derrames de coladas. Erupciones freáticas y freatomagmáticas, cuyos depósitos de oleadas basales pueden verse en los bordes del cráter, interfieren la actividad estromboliana con emisión de piroclastos de caída y abundantes bombas. Un corte geológico ilustra la formación y evolución de Pico Viejo (Fig. 14)



Figura 13. "El Llano" constituye el resto del lago de lava de Pico Viejo

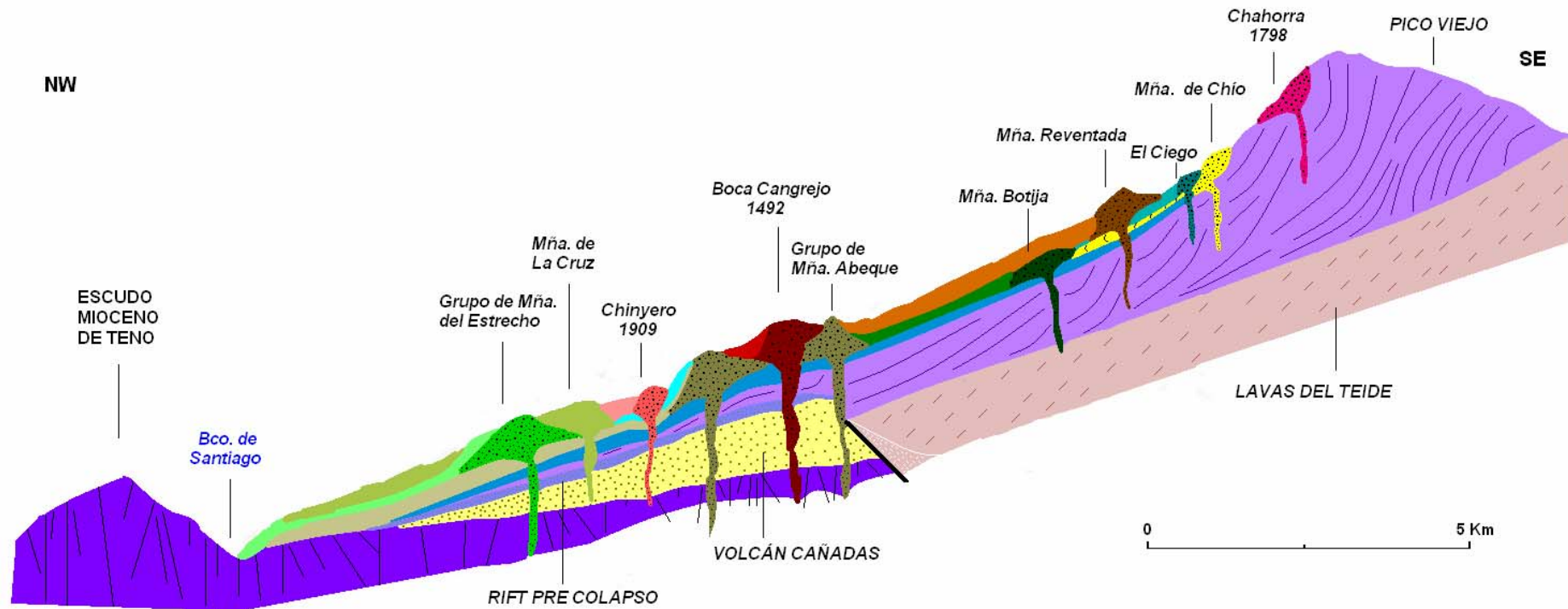


Figura 14. Pico Viejo y erupciones de la Dorsal de Bilma. Según Carracedo *et al.* (2009), simplificado

El Teide

El Teide con sus 3.718 m. de altura, (más de 7.500 desde la base de la isla en el fondo oceánico), es el tercer volcán más elevado de la tierra tras los grandes escudos del Mauna-Kea y Mauna-Loa en Hawai. También está considerado el volcán más elevado ubicado en islas oceánicas atlánticas (Fig. 14).



Figura 14. Conjunto Teide-Pico Viejo-Montaña Blanca. Vista de la ladera norte.

Ablay (1995) analizando la estratigrafía del Teide, establece tres momentos eruptivos distintos para entender el modelado de la zona superior del volcán. Distingue dos cráteres diferentes, mientras que otros autores distinguen tres. El primer de estos cráteres es el denominado "Rambleta" tiene forma alargada en la dirección E/W y un diámetro entre 500 y 700 m. El cráter se identifica por la presencia de escarpes hacia el NE y el SE, y sobre él se distingue otro situado a mayor altura. La última actividad en la cima del Teide (Martí, 1994) estuvo caracterizada por la acumulación de coladas fonolíticas que rellenan el antiguo cráter somital para después, en función de la emisión de piroclastos fonolíticos, edificar el actual cono de El Pitón (Fig. 15).



Figura 15. Coladas Negras y Pitón del Teide desde Pico Viejo. Se observa un magnífico canal lávico entre las pumitas.

En el Teide se distinguen dos fases eruptivas (Paris, 2000) una hace 20.000 años, en la que se construye la mayor parte de la montaña, para pasar a una segunda en torno al año 1.240 (Carracedo et al, 2003). Las coladas de esta última erupción están formadas por fonolitas negras y se

derraman profusamente desde el cráter (Fig. 16). Están puntualmente recubiertas por los piroclastos de caída, de color claro, que forma el actual cono terminal.



Figura 16. Coladas Negras del Teide formando malpaíses con multitud de canales lávicos

El Teide emite coladas basálticas y otras de composición traquítica y fonolítica. Las lavas basálticas presentan típicas morfologías superficiales "aa" y "pahoehoe". Las coladas de composición más ácida tienen estructuras en bloques típicas de lavas más viscosas y frías. Las lavas sálicas cuando se derraman por una superficie de acusada pendiente generan coladas con canales centrales de desplazamiento de flujo (Fig. 17 a y b) y "morrenas" laterales de decenas de metros de altura. Estas morrenas pueden formarse también en los frentes y dar lugar a bolas de acreción como en los Huevos del Teide.



Figura 17 a. Coladas Negras del Teide con canales lávicos

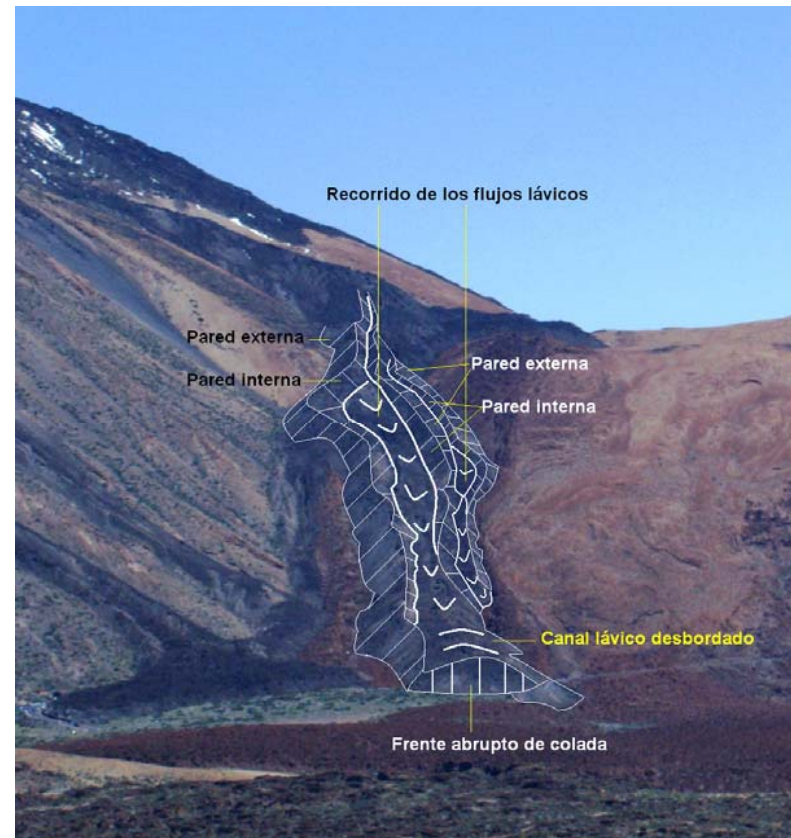
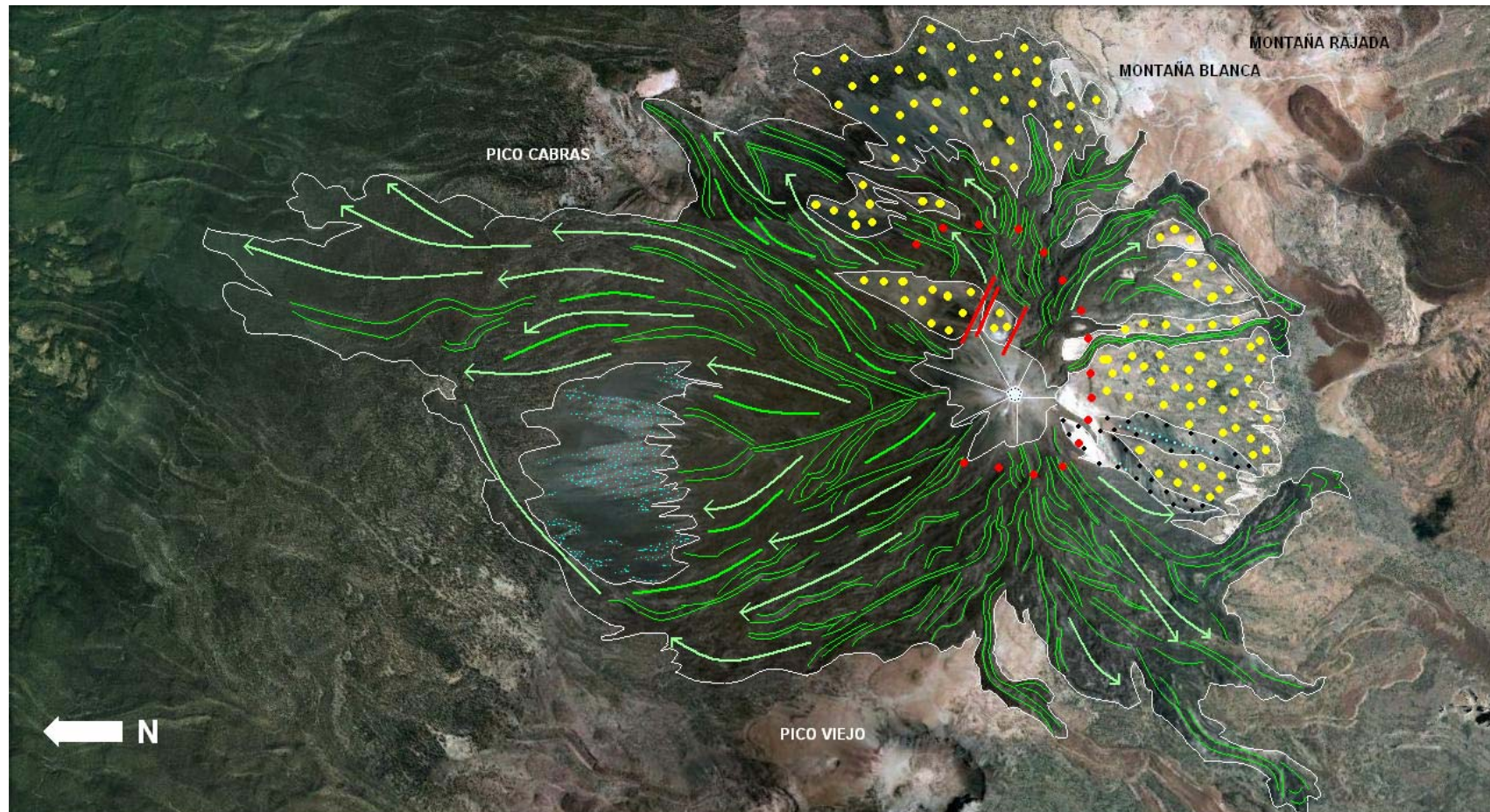
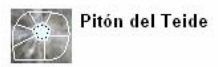


Figura 17 b. Interpretación de parte de la fotografía

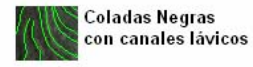
La emisión de las sálicas "Coladas Negras" se produce en la última erupción del Teide. Se derraman en forma radial desde el cráter de La Rambleta formando un armonioso y voluminoso conjunto de coladas filiformes, alargadas en el sentido de la pendiente, desarrollando un importante número de canales lávicos (Fig. 18). Los magmas que las producen tienen una notable fluidez, lo que permite que las mismas alcancen el fondo de la caldera por la cara sur del volcán, y se derramen por el valle de Icod.



Base: Imagen Google. E. González



Pitón del Teide



Coladas Negras con canales lávicos



Depósitos freatomagmáticos



Torrentes



Borde de cráter de La Rambleta



Teide antiguo



Dirección de flujo



Escarpes de deformación

Figura 18. Morfología del Teide reciente

Estas coladas y el cono encajado que constituye El Pitón, dan al Teide su forma final, en la que hay que tener en cuenta la posible deformación del flanco norte del volcán motivada por las alteraciones de las rocas generadas por el sistema hidrotermal (Márquez, 2010) .



Figura 19 a. Perfil del Teide desde "La Negrita"



Figura 19 b. Interpretación del perfil del Teide. Según Márquez, 2010

Este autor destaca las deformaciones observadas y plantea la necesidad de monitorizarlas para seguir su evolución y evaluar el riesgo existente para los núcleos habitados de la ladera y litoral norte de Tenerife. Esta deformación se produciría, según este autor, por una expansión asimétrica (Fig. 19 a y b) visible en los flancos del Teide con una clara muestra en la ladera norte de un perfil cóncavo-convexo, similar a los perfiles de flancos inestables de los volcanes de La Casita y Mombacho (Nicaragua). En el corte geológico de la figura 20 se sintetiza la evolución del volcán.

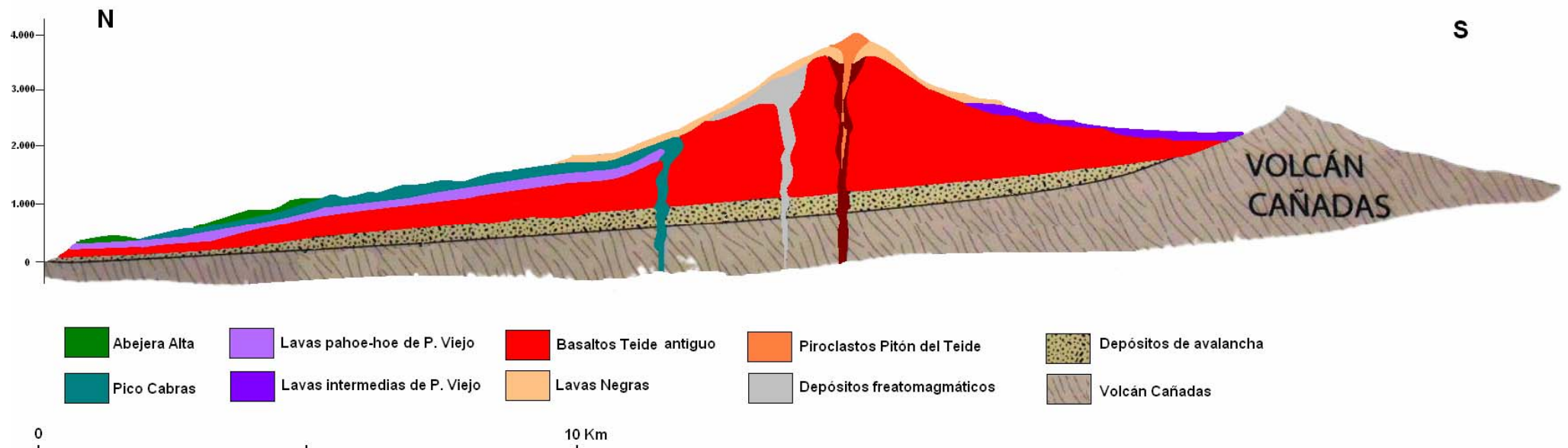


Figura 20. Corte geológico del Teide, según Carracedo *et al.*, 2009, simplificado

Principales volcanes periféricos: Edificios domáticos

Domo de Los Roques Blancos

Es uno de los edificios domáticos más notable de Tenerife. Se trata de un domo formado por materiales sálicos, desarrollado en las vertientes de Pico Viejo que genera importantes coladas (Fig. 21).

Junto con Pico Cabras, Montaña Abejera y Montaña Blanca señala una fase de emisiones fonolíticas recientes. Roques Blancos es un domo que en un determinado momento de su evolución colapsó y dio origen a unas enormes coladas que alcanzaron la costa a la altura del Puerto de San Marcos. Puede considerarse como una de las erupciones más importantes de la isla y también la más reciente del complejo Teide-Pico Viejo (1.500 años). La erupción se inicia a favor de una fisura que sigue la dirección de las actuales fracturas activas de Tenerife. De este domo se conserva parte de su estructura abierta derramándose a favor de la pendiente ingentes volúmenes de lavas. El edificio del domo se conserva a modo de anillos concéntricos, fracturados con una depresión en el centro. Más abajo de esta estructura se distingue otra de similares características y de la que parten nuevas coladas.

La parte inicial de estas coladas muestra un típico ejemplo de malpaís caótico (Fig. 22). La formación de barras y morrenas laterales (Paredes de Don Basilio) es algo muy común. Son coladas que se emiten en un estado de altísima viscosidad y que desde un punto de vista químico están formadas por fonolitas peralcalinas pertenecientes a series subsaturadas con máxima alcalinidad. Petrográficamente se corresponderían con traquitas. Es muy abundante la presencia de obsidianas.

La erupción de Roques Blancos debió emitir piroclastos que en la actualidad están recubiertos por materiales de series más recientes. Aparecen interestratificados con lapilli basáltico en los edificios volcánicos del área de Santiago del Teide.



Figura 21. Edificio domático de Los Roques Blancos

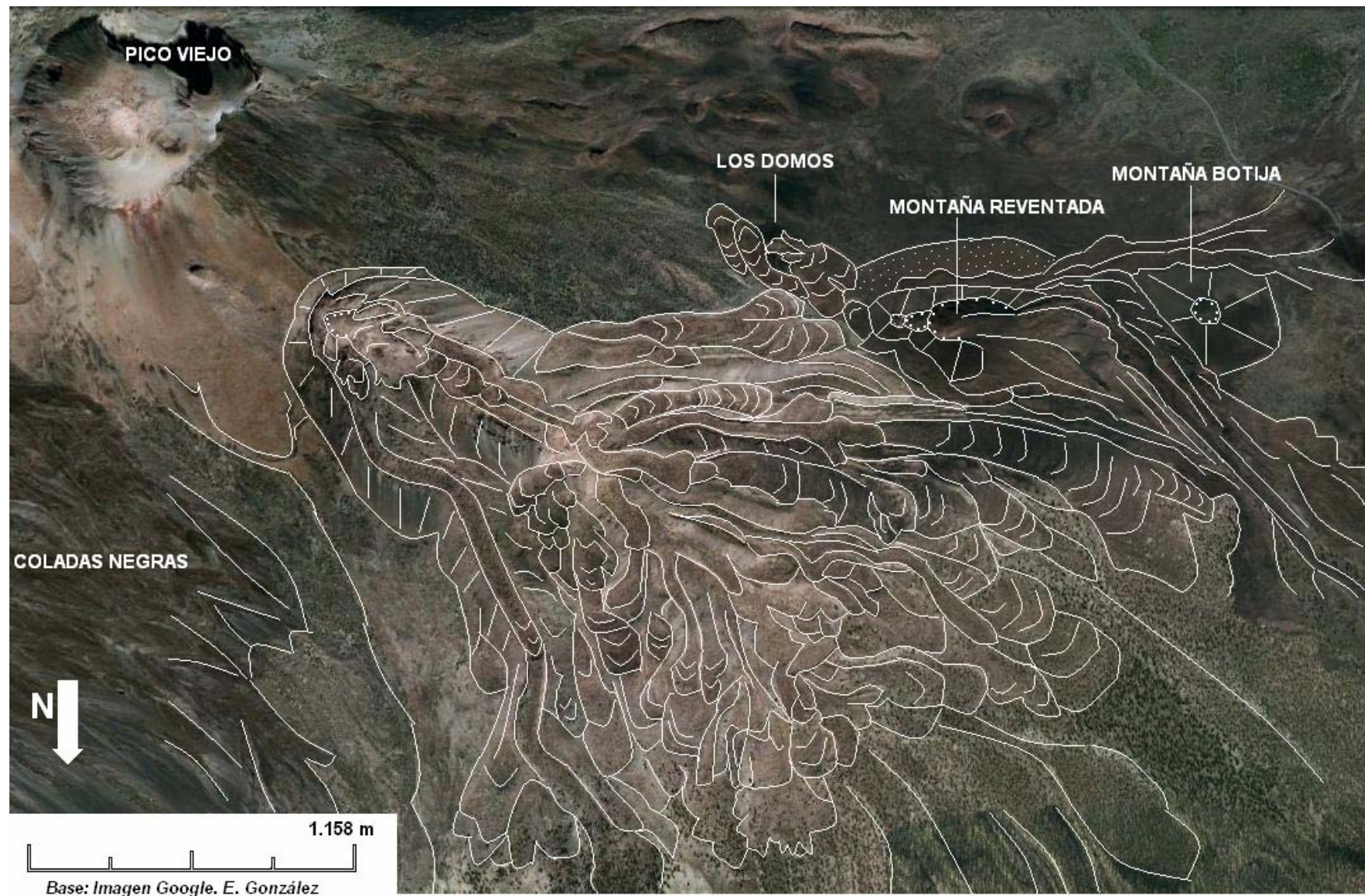


Figura 22. Morfología de Los Roques Blancos

Domo de Montaña Blanca

Montaña Blanca es un cúmulo-domo situado en la vertiente suroriental del Teide. La gran cantidad de pumitas emitidas en las etapas tardías de su formación ha generado importantes mantos de piroclastos que cubren completamente el edificio. M. de Pisón y Quirantes (1981) consideran que Montaña Blanca se formó mediante un crecimiento lento desde su raíz, pasando por fases explosivas y por emisiones finales de coladas y domos de menor envergadura, a partir de una fisura abierta en el flanco nororiental. Varios autores (Carracedo et al, 2009) establecen hasta siete fases en la formación de Montaña Blanca (Fig. 23). Tiene su cima a 2.850 m de altura. Los magmas que forman este volcán están muy evolucionados. Su erupción de hace 2.020 años es la de carácter explosivo más reciente de Tenerife (Ablay et al, 1995). La erupción subpliniana elevó una columna que han calculado en más de 10.000 m que dejó piroclastos en prácticamente toda la isla, pero especialmente, hacia el este. La caída de piroclastos alcanzó un considerable volumen, hasta el punto que comenzaron a fluir transformados en obsidiana.

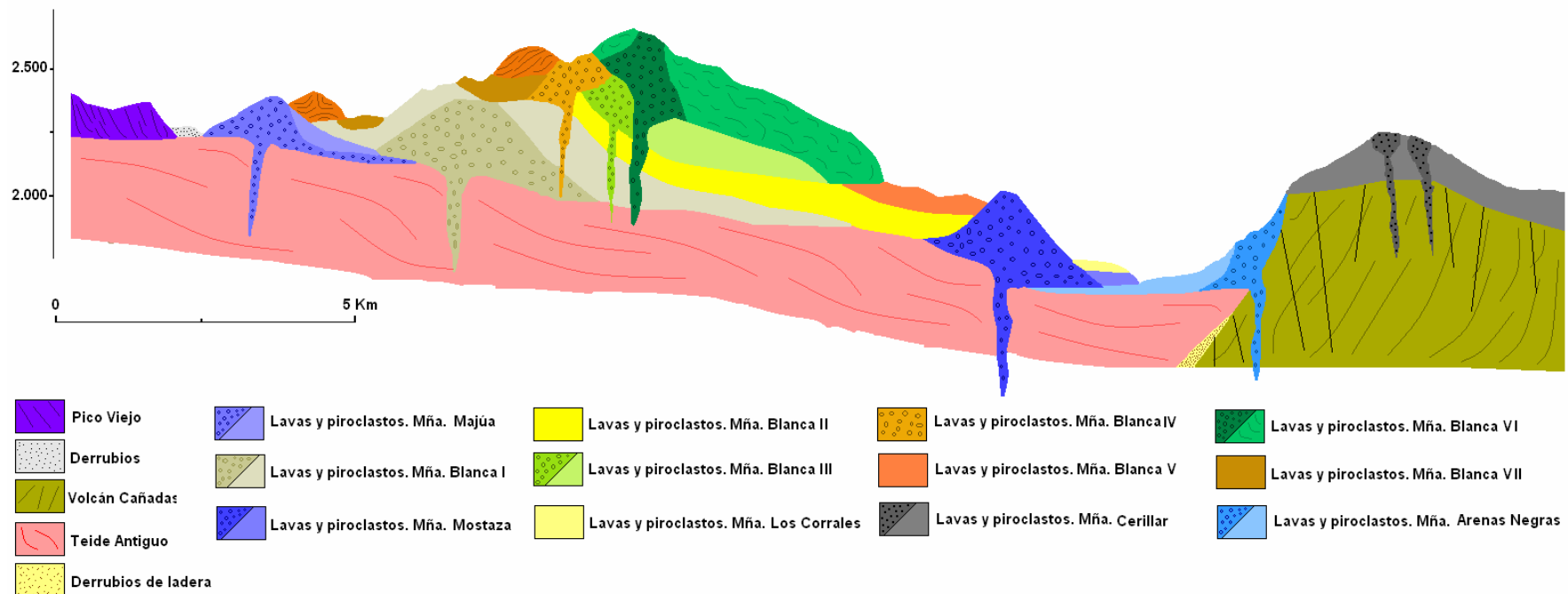


Figura 23. Corte geológico de Montaña Blanca. Según Carracedo *et al.*, simplificado

Las coladas procedentes de Montaña Blanca rellenan parte del sector oriental de Las Cañadas (Fig. 24). Otros domo-coladas, partiendo de la fisura eruptiva, quedan colgados a media ladera con marcados arcos de empuje (Fig. 25)



Figura 24. Montaña Blanca y Montaña Rajada desde La Rambleta. Se aprecian los piroclastos pumíticos, las amplias coladas y la fisura eruptiva en el flanco SW de Montaña Blanca



Figura 24. Domo-coladas colgados en el flanco de Montaña Blanca, domo-colada de El Culatón y Montaña Rajada

Domo de Montaña Rajada

La Montaña Rajada se considera el domo de morfología más compleja de los situados en la periferia del Teide-Pico Viejo (Fig. 25). Se sitúa al SE de Montaña Blanca (Fig. 26). Está formado por coladas de lava que se extienden de forma radial a partir de la cúpula del domo del que se desprenden. Las coladas se extienden ampliamente hacia el S y el SE.



Figura 25. Domo de Montaña Rajada. A la derecha, ladera meridional de Montaña Blanca

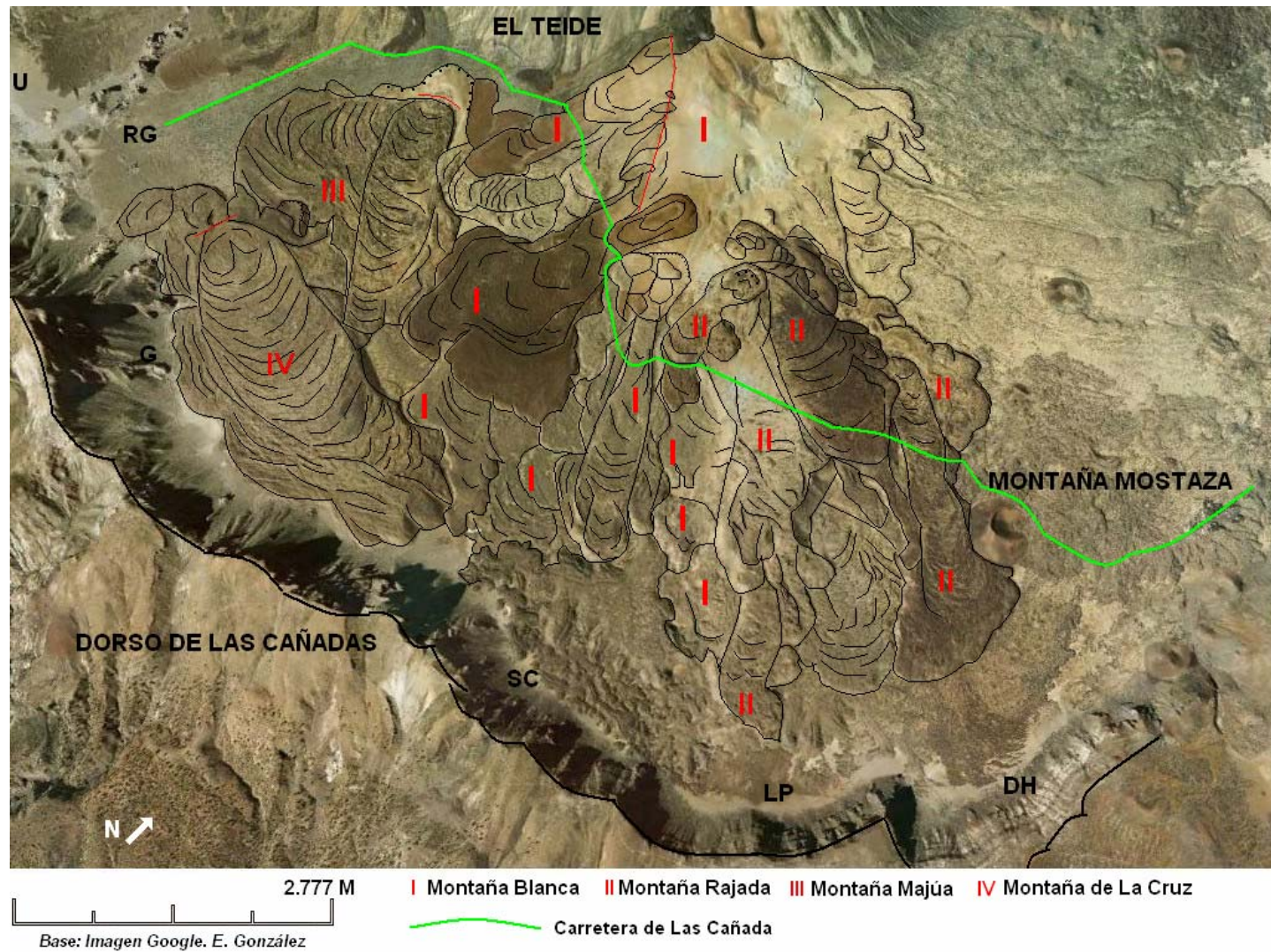


Figura 26. Morfología de los edificios domáticos del sur del Teide

En la cima se abre un cráter en herradura y en las laderas se observan fisuras de distensión. La colada que se derrama del cráter de Montaña Rajada, está formada por grandes bloques con abundante obsidiana (Fig. 27) que descenden hacia la base de Las Cañadas formando tres lóbulos. Piroclastos pumíticos recubren parte del edificio y las coladas. Al igual que en Montaña Blanca, se distinguen fases en su formación que irían desde la expansión del domo hasta la emisión de coladas y fases explosivas con emisión de pumitas (Fig. 28).



Figura 27. Coladas de bloques de Montaña Rajada. Se observa la abundante presencia de obsidiana



Figura 28. Domo-coladas de Montaña Rajada. Se observa el recubrimiento de piroclastos pumíticos

Domos de Montaña Abejera

En la vertiente norte del Teide se ubica un grupo de domos: Montaña Abejera y Pico Cabras. Montaña Abejera se levanta sobre lavas del Teide antiguo. Morfológicamente es un domo formado por coladas cortas y potentes con marcados arcos de empuje. La ubicación del domo fuerza la forma y la dispersión lateral de las coladas. El domo se abre sobre una fisura de dirección norte sur lo que condiciona la forma de los cráteres, profundos, estrechos y alargados a modo de canal lávico. Las coladas se derraman tras el cráter formando una especie de pétalos de flor (Fig. 29). Las coladas contienen gran cantidad de obsidiana.

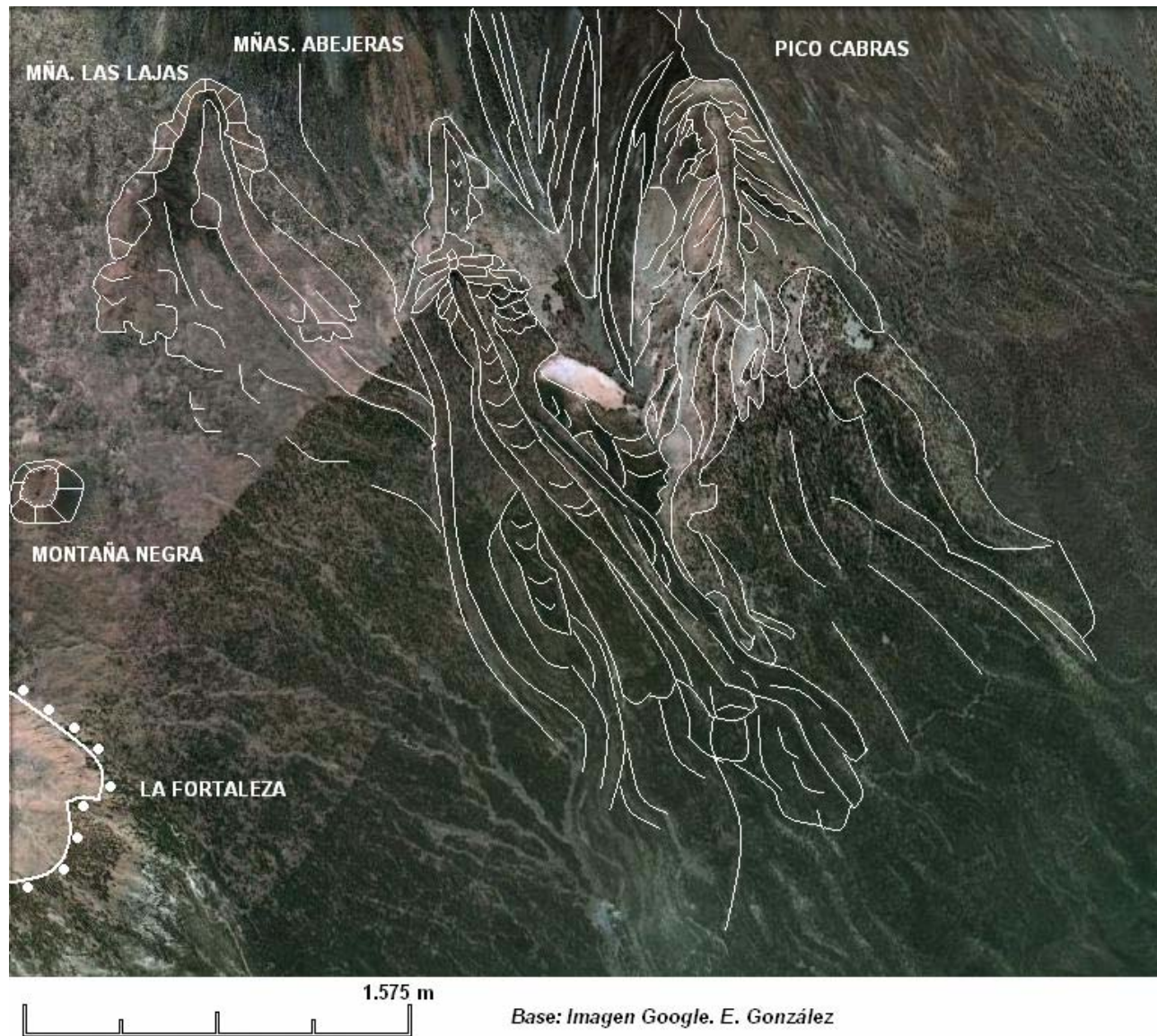


Figura 29. Morfología de los domos de la ladera norte del Teide

Domo de Pico Cabras

Sigue la tónica constructiva del resto de domos de la periferia del estratovolcán Teide-Pico Viejo (Fig. 30). Tiene un tamaño mayor que Montaña Abejera. Presenta potentes coladas que se mueven ladera abajo, desarrollando canales por los que puntualmente se derraman cortas coladas laterales opuestas. El ápice del domo se encuentra débilmente recubierto por las coladas negras del Teide.



Figura 30. Pico Cabras desde el cráter del Teide. Se observan los canales lávicos y las coladas negras encajadas en la pared del domo



PIROCLASTOS REOMÓRFICOS CON ABUNDANTE OBSIDIANA EN MONTAÑA BLANCA

EL MODELADO DE LAS CUMBRES CENTRALES DE TENERIFE

El modelado de las cumbres centrales de Tenerife se organiza en función de las características topográficas y de los condicionantes climáticos como así mismo de la actividad eruptiva que se ha desarrollado en la zona. De la primitiva topografía amesetada que caracterizó al Edificio Cañadas con profundos barrancos encajados, fruto de una actividad erosiva limitada por las constantes erupciones, se pasó a la existencia de una honda depresión que corta la cabecera de los antiguos barrancos y condiciona toda una nueva serie de procesos erosivos, hacia dentro y hacia fuera, de la caldera de Las Cañadas.

En el exterior de la caldera, sobre los barrancos anteriores al deslizamiento, se ha encajado una nueva red de drenaje caracterizada por la presencia de cabeceras de barrancos encajadas en los flancos de los antiguos valles, que a su vez se ven afectadas por fases torrenciales actuales que se hacen más intensas en el sur, ya que es aquí donde las condiciones climáticas son más propicias a unas precipitaciones esporádicas con marcada torrencialidad. Al norte, lugar de condensación del alisio, se presentan unos procesos erosivos caracterizados por una alteración química fruto del desarrollo de una cobertera vegetal potente.

En el interior de la caldera se elaboran formas de cabecera adaptadas a las principales líneas de fracturación (M. de Pisón y Quirantes, 1981). Tras el gran deslizamiento, tiene lugar la incisión de la escorrentía y un labrado de formas que originan vallejos más o menos destacados que exhuman, por erosión diferencial, diques, pitones y antiguos conductos de emisión. Estos hechos erosivos se ponen de manifiesto en Los Roques de García. Los autores antes citados estiman que en algún momento del Pleistoceno medio, debió existir un clima más húmedo que el actual, lo que propiciaría la presencia de precipitaciones más elevadas que generaban una escorrentía hacia el norte (zona de mayor pendiente) Después del deslizamiento, y cuando se inicia la actividad en el interior de la caldera, parte del drenaje organizado se bloquea y se desarrolla un importante endorreísmo, incluso con lagunas de cierta entidad posiblemente debidas a procesos de deshielo (Fig. 31).

Es destacable la tafonización que alcanza cierta importancia en la zona de Los Caprichos. La presencia de procesos erosivos de este tipo en la actualidad, se relaciona con la formación de abundantes y persistentes nieblas, así como a la de rocío en masas de aire con poca humedad relativa pero con importantes procesos de enfriamiento nocturno (Fig. 32).



Figura 31. Endorreísmo por bloqueo en el Llano de Ucanca. Se observan las coladas con frente digitado de Pico Viejo



Figura 32. Tafonización en Los Caprichos

Acumulaciones de derrubios en la pared de Las Cañadas

La acumulación de clastos al pie de la pared es algo común. La mayor concentración y por tanto, el desarrollo de los mejores depósitos se localiza entre los Roques de García y Boca de Tauce, así como al pie de Guajara en el llano endorreico de Siete Cañadas. El intenso recubrimiento de la pared de Ucanca, indica una importante disgregación in situ, motivada por procesos de gelifracción y un transporte muy limitado (caída por gravedad y movimiento en orden a las nevadas invernales y de primavera) Sin embargo la subaridez es un hecho importante a tener en cuenta en la formación de estos depósitos. La presencia de lenguas escalonadas y digitadas es indicio de comportamientos de flujos solifluidales y gelifluidales.



Figura 33. Derrubios en Boca de Tauce

En la actualidad estos canchales se remodelan por procesos de torrencialidad (Fig. 33) que dan origen a estrechos regueros que desaparecen al llegar a una determinada altura, al existir una infiltración de agua que amortigua o hace desaparecer la escorrentía encajada. En la cabecera de los depósitos son muy abundantes los procesos de acumulación por caída de bloques y fragmentos afectados por la crioclastia. La presencia de una circulación interna de agua, permite la formación de lóbulos al pie de las formas más antiguas. En algunas áreas terminales se acentúan los procesos actuales de abarrancamiento.

En Siete Cañadas, entre Montaña de La Piedra y Los Caprichos, encontramos surcos y caballones lobulados que pueden general largas coladas, bien individualizadas, constituidas por materiales heterométricos con grandes bloques y poco material fino, abarrancados puntualmente, y colonizados por la vegetación.



Figura 34. Torrentes en la ladera del Teide

Torrencialidad en el Teide

La ladera sur del antiguo cono del Teide presenta una marcada incisión (Fig. 34) "Corbata del Teide" que se inicia en una cuenca de recepción a 3.400 m y desciende, más o menos obturada por las coladas negras, hasta el fondo de la caldera. En la actualidad tiene un funcionamiento más o menos esporádico, asociado principalmente a la fusión de las nieves, habiéndose desarrollado un canal de desagüe y un cono de deyección, en la actualidad fijo y colonizado en parte por la vegetación. Dicho cono alcanza en su zona final hasta 4 m de potencia visible, estando también parcialmente recubierto por coladas. En las lavas que represaban la corriente se localizan clastos actuales y subactuales, procedentes de la evacuación de este torrente.

El Modelado periglacial en Tenerife

Los primeros estudios sobre el periglacialismo de las cumbres de Tenerife datan de 1977 (Morales-Gil et al.) En ellos plantean la existencia de un periglacialismo activo, así como la presencia de formas periglaciares pleistocenas. Las precipitaciones de la zona, entre octubre y abril, son escasas (482 mm. en Izaña a 2.367 m), irregulares y de gran intensidad. El número de días de nieve al año es de 13, pero también esta precipitación es muy irregular. La capa de nieve es escasa y discontinua y su permanencia en el suelo es de pocas semanas, aunque en el Teide se mantienen manchones hasta junio. La temperatura media en Izaña es de 9'5°C. Las mínimas medias están por encima de 0°C pero la baja humedad relativa (59%) y la fuerte insolación (76%) favorece una evaporación muy elevada. Las heladas de invierno y primavera comienzan a partir de 1.800 m registrándose en Izaña 65'5 días al año. Los meses de heladas van de octubre a junio. Todos estos valores se acentúan a medida que ascendemos hacia la cumbre. En Izaña a 10 m del suelo el número de días con helada se eleva a 104, pudiendo llegar a 167. En las cumbres estos valores se elevan considerablemente.

El número de días al año con ciclos de hielo-deshielo se establece en torno a 100, bajando hasta 65 en las áreas protegidas por la débil cobertura vegetal de las cumbres, aunque la baja humedad a nivel del suelo (19%) dificulta estos ciclos. Bajo la cobertura de retamas la humedad es algo mayor y es en esos lugares donde se desarrolla la formación de bastoncillos (pipkrake)

El hielo penetra en el suelo apenas 10 cm. y se mantiene durante todo el día en lugares a la sombra o cubiertos de nieve. En las cumbres del Teide y especialmente en Pico Viejo, por las características de su cráter, estos valores se incrementan y adquieren una dimensión de modelado diferente. Sin embargo la limitación fundamental al desarrollo del periglacialismo es la baja humedad contenida en el suelo. Los procesos periglaciares se distribuyen de forma aparentemente extraña, pero están condicionados por las características del roquedo, capacidad de absorber y mantener la humedad y capacidad de responder con rotura a los cambios de temperatura y a los procesos de acuífamiento (Fig. 35).



Figura 35. " Penitentes del Teide". Permanencia de la nieve en el suelo en La Rambleta (Sendero Telesforo Bravo)

Distribución altitudinal

1.800 m.- Es el límite altitudinal para el periglaciario. Sólo se observan pequeños polígonos de piedras y suelos estriados en áreas con recubrimiento de piroclastos de caída que permiten la penetración del hielo y mantienen un cierto grado de humedad.

2.000 m.- Las manifestaciones periglaciares se hacen más extensas, generalizándose y diversificándose en el borde externo de Las Cañadas, Montaña Rajada y Teide-Pico Viejo. La baja humedad condiciona la extensión del periglaciario. En el interior de la caldera algunas formas son heredadas de períodos más fríos y húmedos. En montaña Rajada aparecen orlas crionivales que en la actualidad están activas. Las formas más frecuentes son las acumulaciones de derrubios de gravedad y los taludes de derrubios que pasan a coladas solifudales, guirnaldas nivales y en las zonas llanas a polígonos o alineaciones de clastos. Las formas solifudales (pequeños lóbulos) son muy abundantes en las pumitas que se extienden entre el Teide y Pico Viejo, y en Los Gemelos. En el interior del cráter de Pico Viejo se localizan taludes de derrubios y formaciones poligonales y estriadas, alineaciones de clastos, enlosados, formación de bastoncillos y levantamiento de clastos de pequeño tamaño.

Periglaciario pleistoceno

En épocas de mayor intensificación de las precipitaciones de nieve, se generan importantes formaciones crionivales que dan lugar a generaciones de derrubios localizadas en el interior de Las Cañadas y en otras áreas de las cumbres de Tenerife como es la Dorsal de Pedro Gil.

Los depósitos más recientes se localizan en el interior de la caldera, en la pared de Ucanca y hasta Boca de Tauce a los que se atribuye una edad Würmiense (M. de Pisón y Quirantes, 1981) y una generación en base a mayores precipitaciones de nieve y también a periodos de aridez.

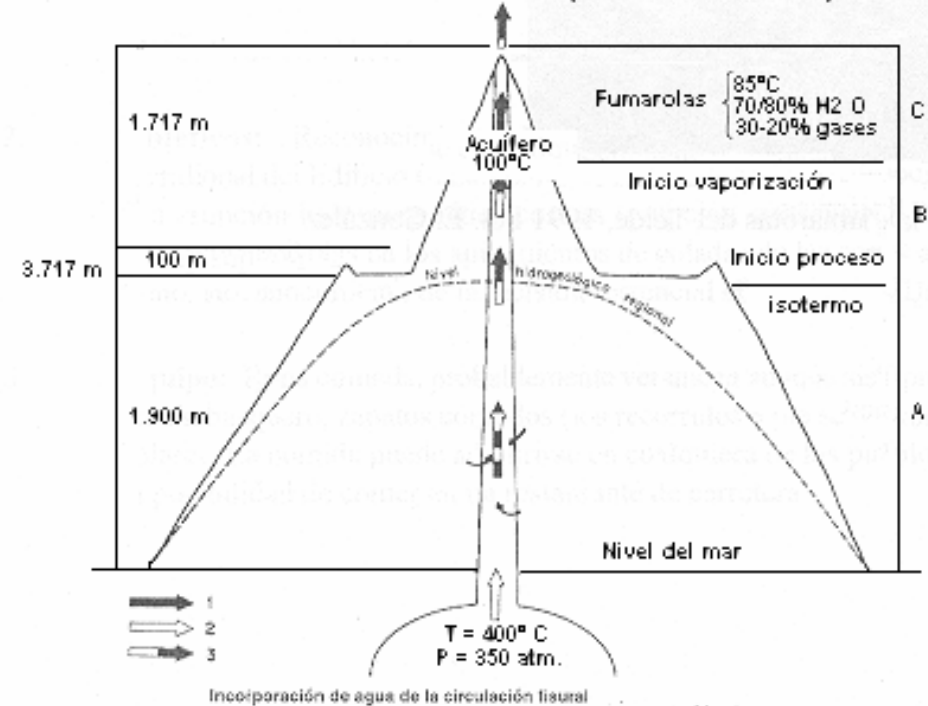
Para el periglaciario canario (M. de Pisón y Quirantes, 1994) se establecen dos crisis morfoclimáticas caracterizadas por la presencia de condiciones frías en la alta montaña que darían lugar a dos generaciones de depósitos cuaternarios. Estas crisis habrían dado lugar a morfogénesis nivoperiglaciares en las zonas elevadas, coluviones y aluviones torrenciales en montañas medias con importante pendiente, y coluviones, glaciares y conos torrenciales en las áreas menos elevadas y escarpadas. Estas crisis acentuarían una prolongada estación seca y la presencia de lluvias esporádicas y de carácter torrencial. Se ha deducido de esta situación la presencia de un anticiclón subtropical sobre las Canarias que alteraría la presencia de los vientos similares a los Alisios y por tanto su condensación, afectando a la fitoestabilidad del piso de laurisilva, lo que implicaría una cobertura más débil y una mayor inestabilidad de laderas con procesos de mayor actividad en la movilización de derrubios.

Las fumarolas del Teide

La actividad de las fumarolas del Teide se limita a unas emisiones difusas en el cono superior y en el interior del cráter con la emisión de fluidos a 85°C. Son las emanaciones del cráter las que únicamente pueden considerarse como fumarolas. Las que se localizan más abajo son salideros de vapor motivados por la circulación de aire caliente y no por la emisión de gases magmáticos (Albert, 1989). Las fumarolas del Teide están constituidas en un porcentaje que oscila entre el 68 y el 83% por vapor de agua y el resto por gases endógenos. El vapor de las fumarolas proviene del agua de lluvia o de la derivada de la fusión de la nieve infiltrada hasta un determinado nivel en el que es calentada por el aumento de temperatura derivado de los procesos de desgasificación y enfriamiento de una cámara magmática superficial que se sitúa apenas 4.000 m más abajo (Fig. 36).

Esta cámara se encuentra a una temperatura en torno a 400°C y está generando un ascenso de gases en función de la diferencia de presión interna y de la carga hidráulica que se produce a través de las fracturas de los conductos de emisión lávica del Teide. En este ascenso hasta la zona somital del volcán, los gases son interceptados por un espacio de saturación de agua. En él se enfrían los gases por pérdida de calor por conducción y por la vaporización del agua fisural. A 200 m bajo el Llano de Ucanca se inicia la zona de aireación hidrogeológica y el enfriamiento de los gases se reduce drásticamente ya que las rocas volcánicas poseen muy baja conductividad térmica. Muy por encima de esta zona de aireación (cima del Teide) se encuentra un acuífero colgado que es vaporizado por los gases calientes ascendentes. Esta vaporización induce al enfriamiento hasta llegar a la saturación de la mezcla y a la generación de las fumarolas (Fig. 37).

Sistema fumarólico del Teide (Albert et al. 1989)



- A: Entrenamiento de gases magmáticos por conducción y vaporización fisural, hasta saturación
 B: Zona no saturada, enfriamiento por conducción, pérdida de agua por condensación
 C: Vaporización del acuífero local
- Ascenso de gases:
1. Incorporación de agua de la circulación fisural
 2. Gases endógenos
 3. Mezcla de gases con vapor

Figura 36. Esquema de las fumarolas del Teide



Figura 37. Fumarolas del cráter del Teide. 1991

Crisis sísmica de 2004

Desde el año 2000, y hasta la actualidad se ha producido un notable incremento en la actividad sísmica de Tenerife, con una especial intensificación a largo del año 2004.

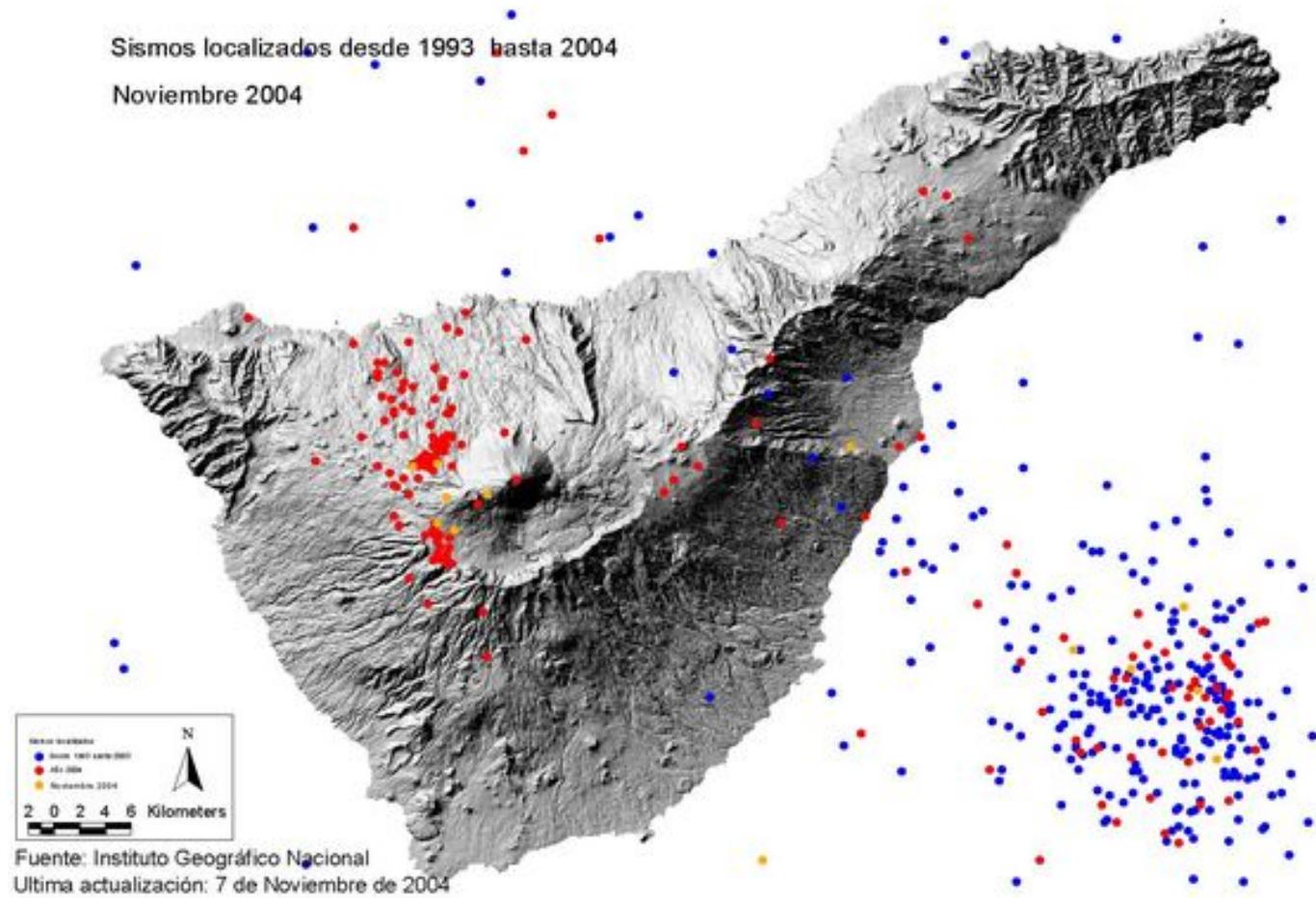
La actividad se registra tanto en el mar como en el interior de la isla. En el mar la zona más activa es la comprendida entre Tenerife y Gran Canaria. En el interior los sismos se producen preferentemente en la ladera norte del complejo Teide-Pico Viejo y en la dorsal de Bilma, aunque hay registros sísmicos en todo el borde de Las Cañadas e incluso en el área de La Laguna y Macizo de Anaga. Los focos de mayor intensidad se localizan en el área de Icod de Los Vinos y de Guía de Isora.

Esta actividad persistente y concentrada, hizo pensar a algunos científicos que se producirá una erupción "tranquila" en el entorno de la dorsal de Bilma. Por el contrario otros volcanólogos planteaban la inestabilidad del sistema volcánico del Teide, y hablaban de una erupción explosiva en el estratovolcán.

Los momentos de mayor inquietud se producen el 17 de mayo de 2004, cuando se registran señales sísmicas en el interior de la caldera de Las Cañadas, que los expertos asocian al movimiento de fluidos en los conductos volcánicos (tremor armónico), y el 18 de junio del mismo año, cuando aparecen señales de tremor ubicadas en Teide-Pico Viejo

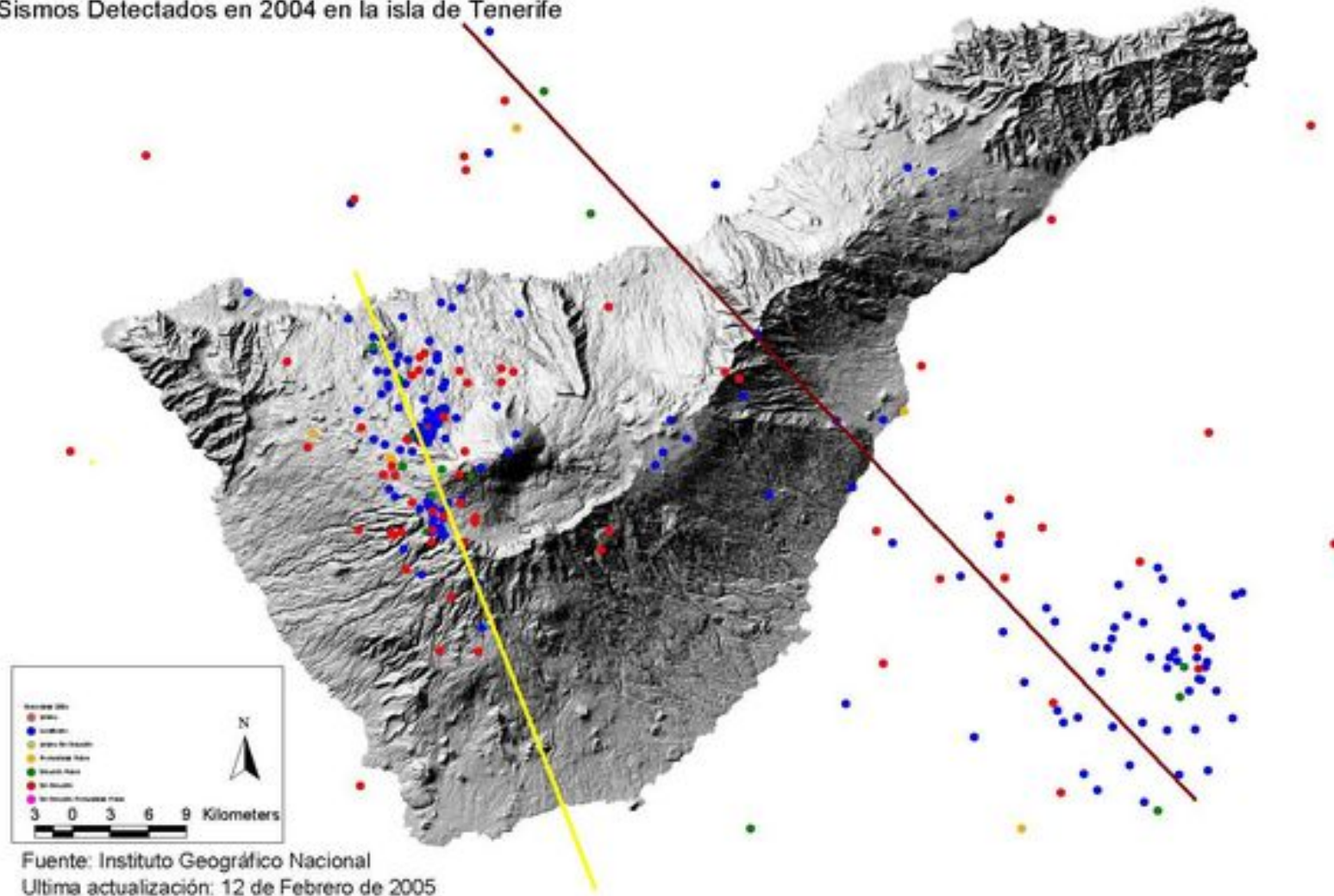
La mayoría de los expertos calificaron esta crisis como la mayor producida en 60 años. Otros sucesos se añaden a los eventos sísmicos, de los que los más importantes son el incremento puntual del gas emitido por las fumarolas del Teide, que en condiciones atmosféricas favorables incrementaba la condensación del gas (vapor de agua) y hacia que las mismas fueran visibles desde muchos lugares de la isla. También se producen salida de gases en lugares externos a la caldera de Las Cañadas, como en Benijos.

El semáforo de alerta volcánica que se situó en "amarillo" en abril de 2004, vuelve a "verde" en febrero-marzo de 2005



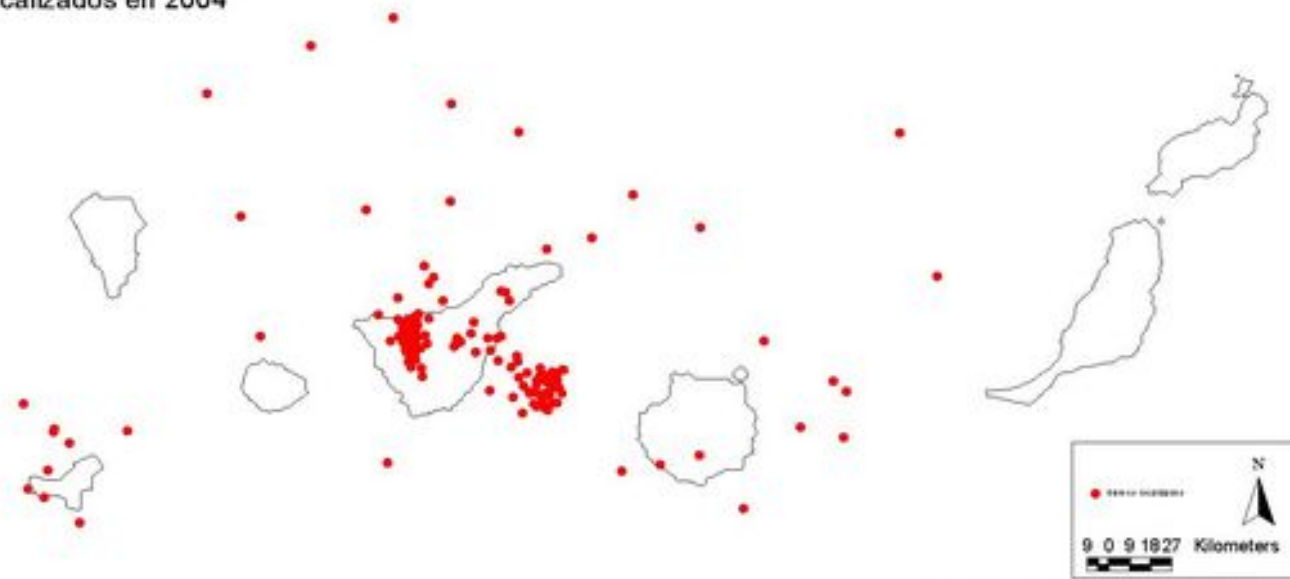
SISMOS EN TENERIFE. 1993-2004. FUENTE AVCAN

Sismos Detectados en 2004 en la isla de Tenerife



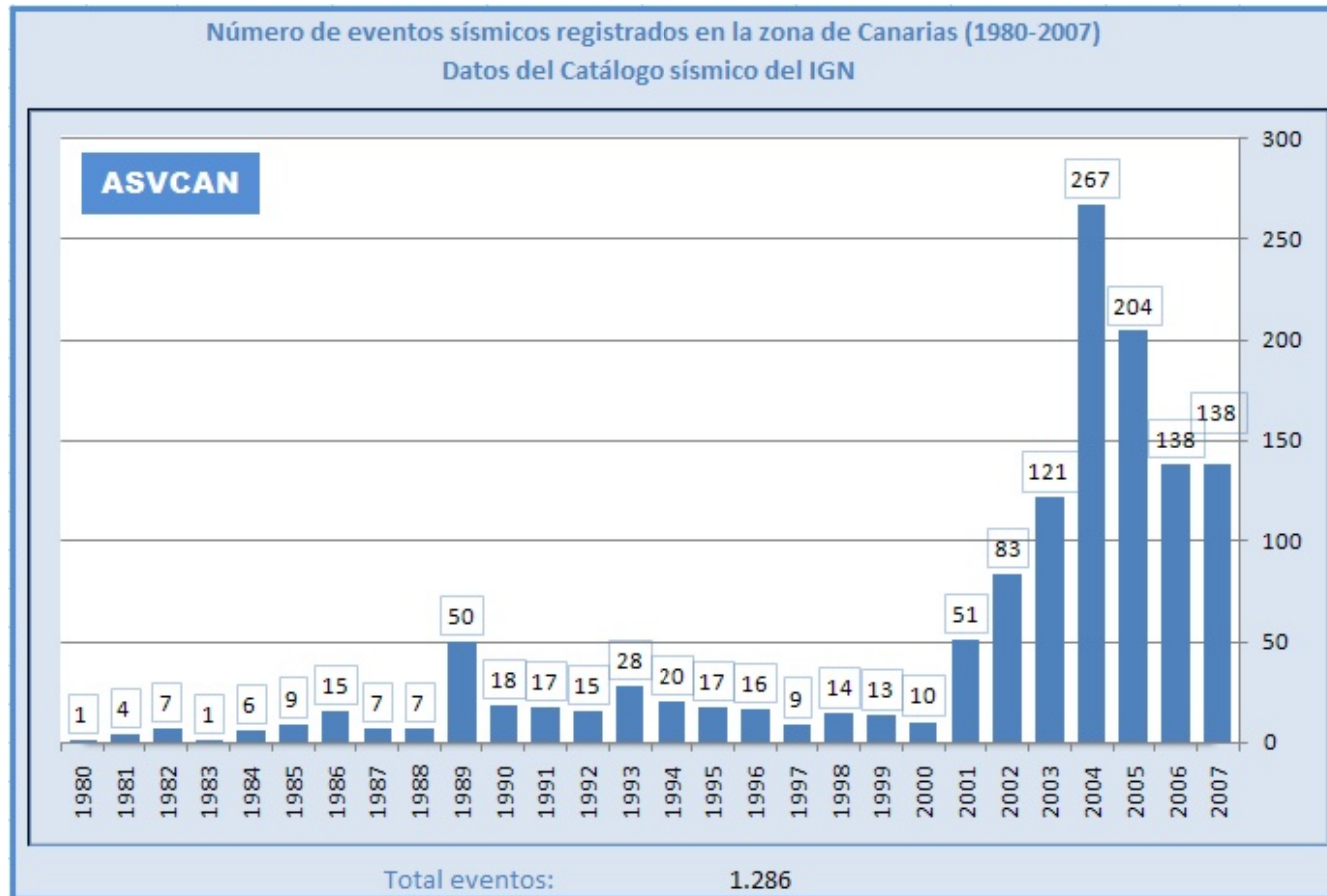
SISMOS EN TENERIFE EN 2004. FUENTE AVCAN

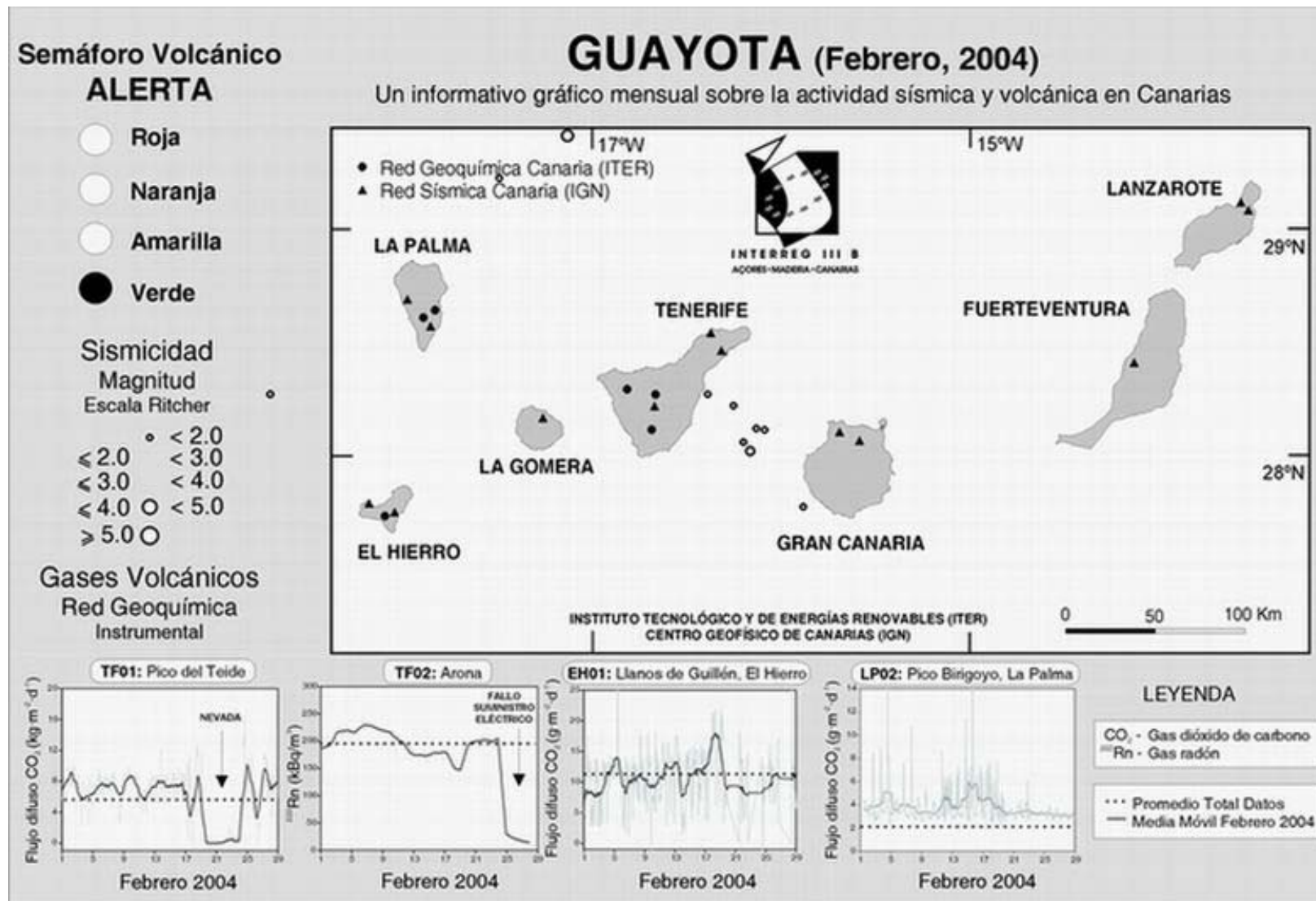
Sismos localizados en 2004



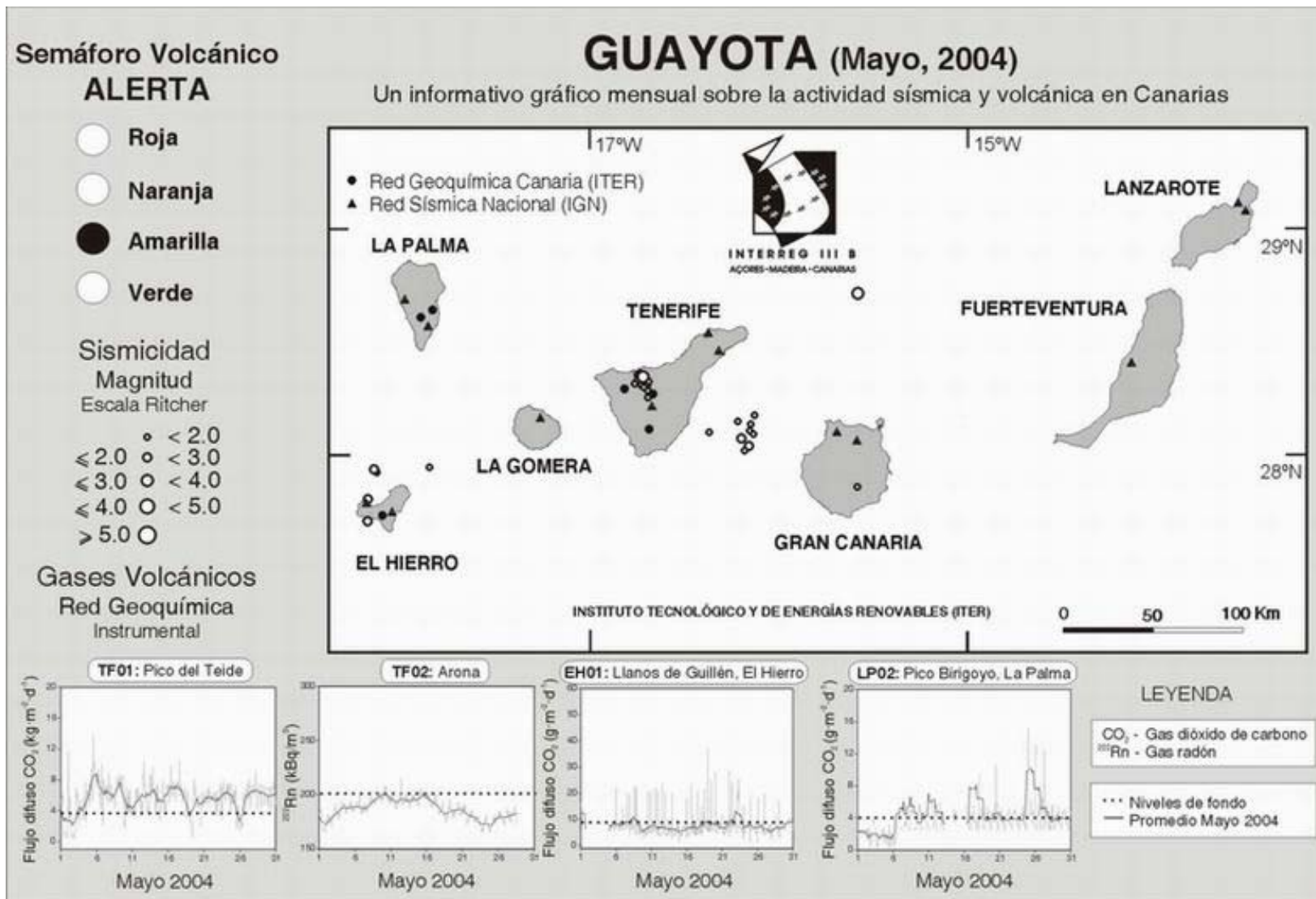
Fuente: Instituto Geográfico Nacional
Última actualización: 7 de Noviembre de 2004

SISMOS LOCALIZADOS EN EL ARCHIPIÉLAGO CANARIO EN 2004.

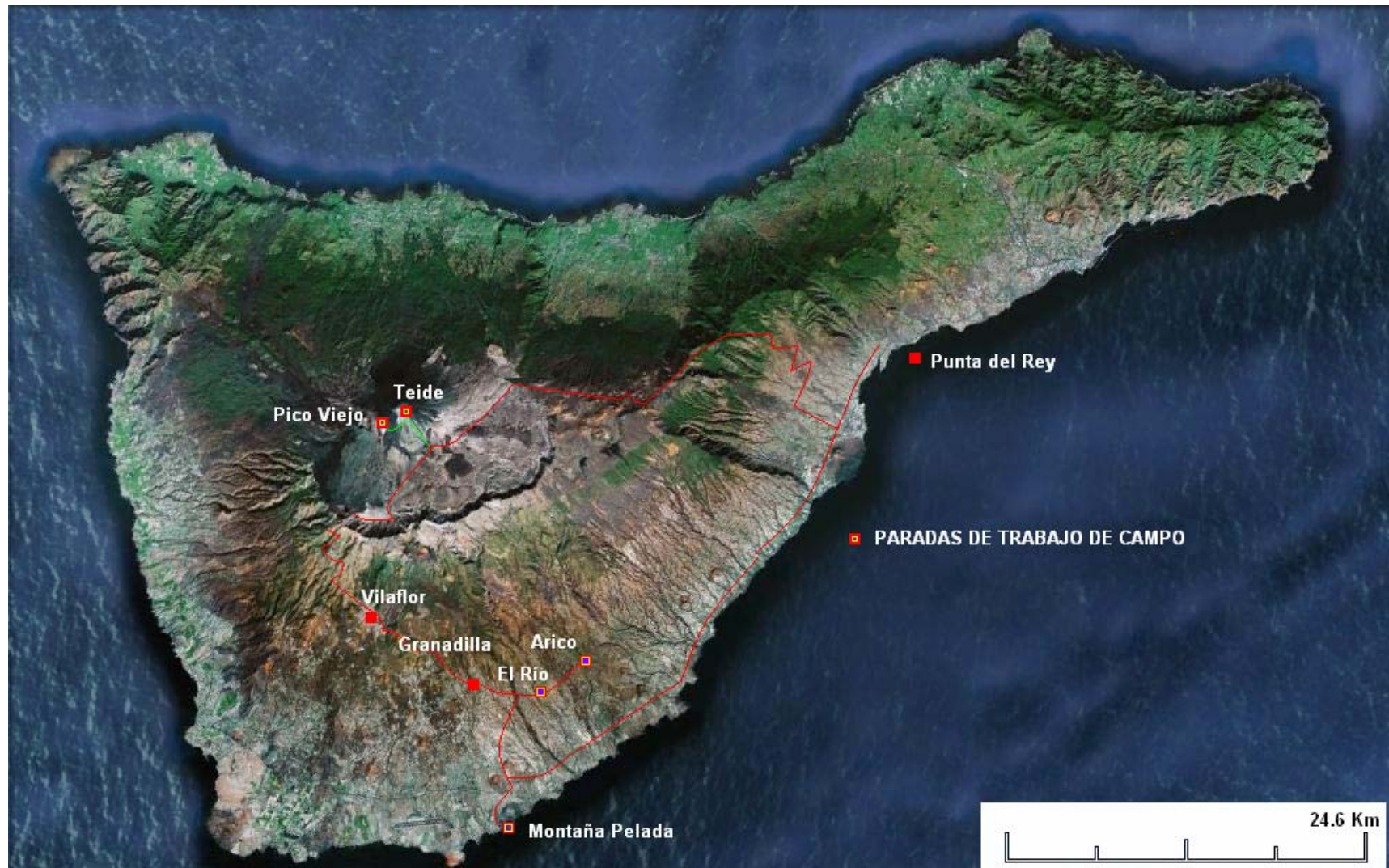




INFORMACIÓN VOLCÁNICA SUMINISTRADA POR EL ITER-CANARIAS



INFORMACIÓN VOLCÁNICA SUMINISTRADA POR EL ITER-CANARIAS



ITINERARIO DE TRABAJO EN EL SUR

LAS BANDAS PIROCLÁSTICAS DEL SUR

Las bandas piroclásticas del sur están formadas por los depósitos piroclásticos fonolíticos que se muestran en la vertiente sur de Tenerife y que se asocian a los eventos eruptivos que conformaron el edificio Cañadas. Todos estos depósitos derivan de erupciones que originalmente se localizaban en la actual área ocupada por la caldera de Las Cañadas. Las BPS contienen depósitos del grupo inferior y superior del edificio Cañadas. La falta de variaciones en las características mineralógicas y geoquímicas en la mayoría de estos depósitos y sus similitudes litológicas y sedimentológicas, hacen difícil su correlación con los que están presentes en la pared de la caldera. También el fuerte control ejercido por la topografía sobre su emplazamiento y la existencia de erosión en el sector intermedio, se ponen de manifiesto en la falta de continuidad de la mayor parte de los depósitos, de las facies distales a las proximales. Por esto la interpretación de la evolución del Edificio Cañadas, basada solamente en el estudio de las BPS, sería poco comprensible si no se detallan geocronológicamente estos depósitos y no se tiene un buen conocimiento de las características y evolución volcánica y erosiva de la depresión de Las Cañadas.

Alonso (1989) hizo una detallada descripción de la estratigrafía y volcanología de las BPS. Según él, lo más importante es que las coladas fonolíticas y traquifonolíticas se asocian a la parte superior del edificio Cañadas. El techo de las BPS se corresponde con las coladas piroclásticas de El Abrigo. Sólo algunas rocas de la serie basáltica reciente están incluidas en este depósito. Los límites laterales de las BPS no están bien definidos. La línea de costa marca su límite meridional, aunque continúa claramente bajo el mar. Hacia el interior de la isla los depósitos cubren la parte superior, apareciendo, sólo ocasionalmente, desde los 1.200 m de altitud.

En la secuencia de las BPS se han observado tanto discordancias erosivas como paleosuelos. Estos depósitos han sido rápidamente erosionados en algunos lugares, teniendo los paleosuelos una distribución irregular. Las superficies de erosión se sitúan en la base de la ignimbrita de Arico, a techo y muro de los piroclastos de Chimiche y a techo de los depósitos de piroclastos de caída de Casas de la Luz. Un rasgo significativo de las BPS es la existencia de depósitos progresivamente más modernos hacia el NE. Este hecho concuerda con la geocronología del cuerpo superior en la pared de la caldera, lo que indica una menor edad de los depósitos en la misma, a la vez que confirma la migración de la actividad volcánica de SW a NE en las etapas de construcción-destrucción del edificio Cañadas

Ignimbritas de la vertiente sur del Edificio Cañadas.

Las primeras notas bibliográficas que se tienen sobre las ignimbritas de Tenerife, datan de la segunda mitad del siglo XIX, y reciben el nombre de eutaxitas. Las ignimbritas de Tenerife tienen de especial que son las únicas que se asocian a magmas alcalinos, traquítico-fonolíticos. Se presentan en potentes mantos de alrededor de 30 m, tienen características de flujo lávico y escaso recorrido (Vilaflor) aunque en otras ocasiones su potencia es menor y su recorrido más largo, presentando cambios de facies (Alonso et al. 1988). Estas ignimbritas no parecen asociadas a las que se generan en un colapso de caldera sino al vaciado de cámaras magmáticas (Martí 1990).

Ignimbrita de Arico

Al tomar la autovía del sur, antes de incorporarnos a la carretera de Poris, se observan en las trincheras de la misma, buenos cortes de los flujos piroclásticos de las BPS. En Poris de Abona tomaremos la carretera hacia Arico y de allí a Lomo de Arico y Chimiche. A la derecha de la carretera encontraremos una secuencia formada por piroclastos de caída plinianos y depósitos de flujos piroclásticos (Fig. 38).



Figura 38. Aspecto de las Bandas Piroclásticas del Sur

La ignimbrita de Arico es una de las más significativas unidades de las BPS. Ha sido estudiada por numerosos autores entre los que destacan Alonso, Araña y Martí (1988). La ignimbrita de Arico tiene una edad en torno a los 67.000 años. Está formada por una fonolita peralcalina y parece estar relacionada con un evento eruptivo de un edificio situado en el extremo este la caldera de Las Cañadas. Esta ignimbrita se desplazó canalizada por la red fluvial preexistente en las vertientes meridionales externas del edificio Cañadas. Presenta variaciones de facies en función de las variaciones locales de la topografía. Se pueden distinguir en los afloramientos de las facies intermedias dos zonas diferentes (Fig. 39):

- a) **Zona inferior.**- Se corresponde con un nivel formado por capas ricas en fragmentos líticos, depositados desde un flujo turbulento correspondiente a la cabeza del flujo. Estos líticos están integrados por materiales procedentes del sustrato local que han sido incorporados al flujo mediante procesos de erosión, y por fragmentos de obsidiana que se corresponden con piroclastos juveniles procedentes de las zonas externas de un domo.
- b) **Zona superior.**- formada por depósitos de la cola del flujo. Se trata de una pumita con un alto grado de soldadura. Los fragmentos que van de pocos centímetros hasta más de 20 cm. está total o parcialmente transformada en obsidiana. Se trata de un conjunto de coladas piroclásticas de largo recorrido que proceden de la zona oriental de la caldera. En el inicio se encajan en los valles de los barrancos para después, en las proximidades de la costa, abrirse en abanico al desbordar los valles de una red fluvial poco encajada. Sus características varían de unos afloramientos a otros en función de su carácter proximal o distal y también en función de la pendiente del terreno. Su base está siempre mal soldada, haciéndose cada vez más fuerte la soldadura de muro a techo. Los fragmentos obsidiánicos que contiene esta ignimbrita indican los procesos que se desarrollaban en los conductos de emisión. Así aparecen con borde pumítico, debido a las altas temperaturas del flujo durante el emplazamiento, y sin borde pumítico.

Esta ignimbrita, en las zonas proximales e intermedias, presenta una estructura en cabeza, cuerpo y cola. Esto origina diversas facies. La zona de la cabeza presenta un flujo turbulento por la capacidad de ingestión de aire frío, posee un alto poder erosivo que le permite arrancar clastos accidentales del sustrato, el aspecto del depósito es caótico con gran cantidad de clastos accesorios y accidentales. El cuerpo y la cola presentan un depósito más homogéneo con características laminares y con flamas paralelas a la base del flujo. Los fragmentos están sinterizados debido a la mayor temperatura de emplazamiento. Las facies distales se caracterizan por la disminución en el número de líticos por tener un flujo laminar y una potencia claramente inferior.



Figura 39. Capa basal de la Ignimbrita de Arico

Ignimbrita de Chimiche

Las ignimbritas de Chimiche están caracterizadas por tener una estructura en mantos con alto contenido en cenizas y en fragmentos pumíticos, sin que exista apenas soldadura. Cubren un área de más de 150 km², su espesor medio es de 4 a 5 m. Llegando a máximos de 16 (Fig. 40). Se trata de una colada piroclástica generada por el colapso de una columna pliniana de alrededor de 15.000 m de altura en la zona de chorro, al descender la tasa eruptiva. Se emplaza esta colada sobre los piroclastos de caída desprendidos de la columna pliniana antes de que se produjera el colapso. Puede distinguirse un tramo intermedio con granoselección directa para los fragmentos líticos e inversa para las pumitas. Sobre ella se

sitúan los depósitos de la nube acompañante. El emplazamiento se produjo a una temperatura baja lo que implica inexistencia de flamas y de huellas de escape de gas.



Figura 40. Ignimbrita de Chimiche



DEPÓSITOS DE IGNIMBRITAS DE LAS BANDAS PIROCLÁSTICAS DEL SUR



PUMITAS DE CAÍDA Y OLEADAS PIROCLÁSTICAS CON HUELLAS SÍSMICAS EN LAS BANDAS PIROCLÁSTICAS DEL SUR

ERUPCIONES SURTSEYANAS: MONTAÑA PELADA

Las erupciones hidromagmáticas en la isla de Tenerife se asocian a dos situaciones tipo:

- a) La proximidad al litoral
- b) La presencia de agua impregnando las rocas volcánicas.

En el primer caso la actividad tendrá un marcado carácter surtseyano dando lugar a edificios formados por múltiples capas de piroclastos freatomagmáticos de tonalidad amarillenta al estar condicionados por una elevada presencia de agua. Se trata de conos coronados por amplios cráteres cimeros que tienen un grado diferente de erosión en función a su proximidad o lejanía de la costa actual. Montaña Amarilla (Fig. 41) Y Montaña Pelada son un buen ejemplo de este tipo de erupciones. Caldera del Rey, en las inmediaciones de la costa de Los Cristianos, es otro edificio freatomagmático con dos cráteres alineados y un tuff cone muy afectado por los procesos erosivos y por la actividad antrópica.



Figura 41. Montaña Amarilla. Se observa su playa blanca fósil

En el segundo caso las erupciones freatomagmáticas se han desarrollado en la zona de cumbres, como consecuencia de la infiltración del agua del deshielo y de la fusión de la nieve, a zonas situadas a algunos centenares de metros bajo la superficie. Recientemente se ha descrito un nuevo edificio freatomagmático en la ladera norte del Teide (Carracedo, 2009) en la zona de Las Calvas del Teide, que se une al embudo de explosión del cráter freático existente en Pico Viejo. Los volcanes hidromagmáticos de la costa de Tenerife son básicamente anillos de tobas generados por la interacción del agua oceánica con magmas basálticos y traquibasálticos, salvo en el edificio sálico de Caldera del Rey.



Figura 42. Morfología de Montaña Escachada

La Montaña Pelada o Escachada es un doble edificio freatomagmático (Fig. 42) de marcado carácter surtseyano, similar a otros que se encuentran en esta zona del litoral sur de Tenerife que se edifica, en parte, sobre un antiguo cono de escorias basálticas perteneciente a la Serie II (De la Nuez, et al. 1993). Las primeras fases levantan un edificio que en la actualidad se encuentra muy afectado por la abrasión oceánica (Fig.43), del que se obtienen buenos cortes para interpretar su génesis en la Ensenada de La Pelada. A este edificio casi dismantelado se superpone una nueva estructura que presenta las mismas características de erupción surtseyana que se observan en él. Ambos se construyen en fases freatomagmáticas y estrombolianas, dependiendo de la eficacia de los contactos agua/magma. A medida que este contacto se va haciendo menor, las fases estrombolianas se hacen más patentes.



Figura 43. Montaña Pelada I y II

En el interior del cráter circular, abierto en la cima, se localizan depósitos pumíticos pertenecientes a las bandas piroclásticas del sur, que llegan a recubrir casi completamente la parte central del edificio. En los flancos se aprecia la presencia de coladas basálticas pertenecientes a la Serie III.

Los afloramientos de Montaña Escachada I están formados por depósitos de oleadas piroclásticas húmedas, consolidados con bloques de gran tamaño, a techo (Fig.44). Los materiales se disponen en una débil estructura interna de capas con niveles de bombas y material fundamentalmente de caída. La parte superior del afloramiento presenta una brecha basal seguida de depósitos de flujos de alta energía con la presencia de dunas y antidunas, laminación cruzada, claras huellas de impacto, es decir, depósitos pertenecientes a unas oleadas secas. El edificio Montaña Escachada II, presenta unos depósitos similares.

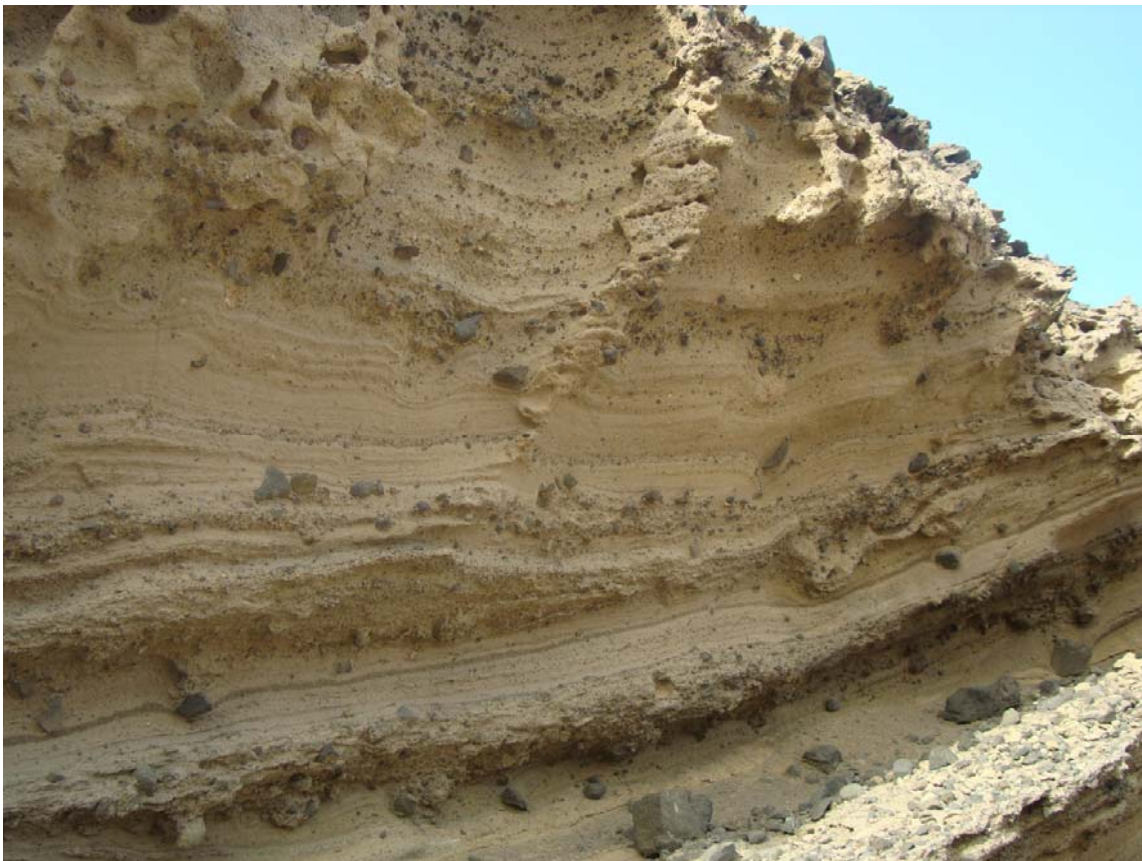


Figura 44. depósitos hidromagmáticos en Montaña Pelada

Los materiales de Montaña Escachada son traquibasaltos vacuolares con cristales de plagioclasa. Se han encontrado líticos de sienitas y gabros, arrancados al sustrato de la isla. Desde el punto de vista morfológico, Montaña Escachada es un anillo de tobas coronado por un amplio cráter. Se trata de un edificio de poca altura y muy ensanchado, de lo que deriva su topónimo. Tanto las vertientes internas y externas del anillo se encuentran abarrancadas, jugando un papel muy importante en la forma final del edificio la abrasión marina. En el extremo suroeste se han formado pequeños campos de dunas (Fig. 45).



Figura 45. Dunas y rizaduras en Montaña Pelada

Aunque Montaña Escachada es Monumento Natural, está sometida a un deterioro importante por el tránsito de visitantes que utilizan vehículos a motor para acceder a la cumbre.

REFERENCIAS

- ☛ ABLAY, G. L., ERNST, G. L., MARTÍ, J. AND L. SPARKS, (1995): "The -2 ka subplinian eruption of Montaña Blanca, Tenerife". *Bulletin of Volcanology*. 57; 5, 37-355.
- ☛ ABLAY, G. L.; MARTÍ, J. (2000): "Stratigraphy, structure and volcanic evolution of de Pico Teide-Pico Viejo formation, Tenerife, Canary Islands". *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 103: 175-208
- ☛ ALBERT, J.F. (1986): "Modelo termodinámico en la actividad fumarólica del Teide". *Anales de Física*. 82, pp 186-201
- ☛ ALONSO, J.J.(1986): Mecanismos de emisión y transporte de los grandes depósitos piroclásticos del sur de Tenerife. *Anales de Física*, 82, pp. 176-185
- ☛ ALONSO, J.J. et al. (1988): La ignimbrita de Arico (Tenerife). Mecanismos de emisión y emplazamiento. *Rev. Soc. Geológica Española*, 1.PP. 15' 24
- ☛ ANCOCHEA, E., FUSTER, J. M., IBARROLA, E., CENDRERO, A., COELLO, J., HEMÁN, F., CANTAGREL, J. M. Y JAMOND, C. (1990): "Volcanic evolution of the Island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data. 1". *Volcanol. & Geotherm. Res.* 44: 231-249.
- ☛ Carracedo, J. C.; Paterne, M.; Guillou, H.; Pérez Torrado, F. J.; Paris, R.; Rodríguez Badiola, E. y Hansen, A. (2003): "Dataciones radiométricas (¹⁴C y K/Ar) del Teide y el Rift noroeste, Tenerife, Islas Canarias" . *Estudios Geológicos*, Vol. 59, No 1-4
- ☛ CARRACEDO, J.C.; RODRÍGUEZ, E.; PARIS, R.; PÉREZ, F.J., RODRÍGUEZ, A. Y SERGIO, J. (2009) "Erupciones históricas de Tenerife" En: *El volcán Teide*. El Día, Tenerife
- ☛ DE LA NUEZ, J.; ALONSO, J.J.; QUESADA, M.L. Y MACAU, M.D. (1993): "Edificios hidromagmáticos costeros de Tenerife. Islas Canarias". *Rev. Soc. Geol. España*. 6 (1-2)

- ☛ MÁRQUEZ, A. (2010) "Deformación e inestabilidad potencial del volcán Teide (Tenerife, Islas Canarias): Datos actuales y trabajos futuros. En: GONZÁLEZ, E., ESCOBAR, E., BECERRA, R., GOSÁLVEZ, R. y DÓNIZ, J.: *Aportaciones recientes en Volcanología 2005-2008*. Ed. Centro de Estudios Calatravos, UCLM y Ministerio de Ciencia y Tecnología. Almagro.
- ☛ MARTÍ, J. (1994): "Caracterización de la actividad eruptiva del Teide durante los últimos 200.000 años". *Casa de Los Volcanes, C.I. Lanzarote*, monografía nº 3
- ☛ MARTÍ, J. ARAÑA, V. (1991): *Petrology and volcanology of Tenerife. Field Excursion Handbook CSIC*
- ☛ MARTÍ, J., MITJAVILA, J. Y V. ARAÑA, (1994): "Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas Caldera (Tenerife, Canary Islands)". *Geol. Mag.* 131: 715727.
- ☛ MARTÍNEZ DE PISÓN, E. Y QUIRANTES, F. (1981): *El Teide. Estudio Geográfico*. Ed. Interinsular Canaria, S.A.
- ☛ M. DE PISÓN, E. QUIRANTES, F. (1994): "El modelado periglacial de Canarias". En: *Periglacialismo de la Península Ibérica. Canarias y Baleares*. U. de Granada, SEG, SGEP, U. de Barcelona
- ☛ MORALES , A.; MARTÍN , F. Y , QUIRANTES, F. (1977): *Formas periglaciales en Las Cañadas del Teide: (Tenerife)*. Aula de Cultura del Excmo. Cabildo Insular de Tenerife.
- ☛ PARIS, R. (2000): "L'evolution volcanique de Tenerife " R. LAVE nº 86

ITINERARIO V



Figura 1. Ruta V. Volcanes de Fasnía, Chahorra y Chinyero. Imagen Google. Elaboración de E. González

RUTA V: ERUPCIONES HISTÓRICAS.

Las Islas Canarias se forman como consecuencia del desarrollo de diversos ciclos eruptivos con una edad en torno a los 20 ma. En el último de ciclo de actividad se incluyen las erupciones históricas que son las que se han producido después de la conquista del archipiélago por la corona de Castilla. Son las únicas manifestaciones eruptivas de las que se posee reseña documental, a excepción de la erupción de La Palma que afecta a un asentamiento guanche (Necrópolis de "La Cucaracha") Las erupciones históricas suponen un rejuvenecimiento del volcanismo canario

Carmen Romero (1992) estudia las erupciones históricas de la isla de Tenerife y es de este trabajo, que constituye su tesis doctoral, del que tomamos buena parte de la información, textos y tablas.

ISLA	AÑO	MES	VOLCÁN
TENERIFE	1341	NO LOCALIZADA	NO LOCALIZADA
TENERIFE	1393/94	NO LOCALIZADA	NO LOCALIZADA
TENERIFE	1430		TAORO (LA OROTAVA)
LA PALMA	1470/82		TACANDE (MONTAÑA QUEMADA)
TENERIFE	1492		¿SW DE PICO VIEJO?
LA PALMA	1585	MAYO	TAHUYA (ROQUES DE JEDEY)
LA PALMA	1646	OCTUBRE	TIGALATE (VOLCÁN DE Martín)
LA PALMA	1677/78	NOVIEMBRE-ENERO	SAN ANTONIO (VOLCÁN DE LA CALDERETA)
TENERIFE	1704/05	DICIEMBRE-FEBRERO	SIETE FUENTES, FASNIA Y GÜIMAR
TENERIFE	1706	MAYO	GARACHICO (MONTAÑA NEGRA)
LA PALMA	1712	OCTUBRE	EL CHARCO (MONTAÑA LAJIONES)
LANZAROTE	1730/36	SEPTIEMBRE-ABRIL	TIMANFAYA
EL HIERRO	1793		LOMO NEGRO
TENERIFE	1798	JUNIO-SEPTIEMBRE	CHAHORRA (NARICES DEL TEIDE)
LANZAROTE	1824	JULIO-NOVIEMBRE	TAO, NUEVO DEL FUEGO, TINGUATÓN
TENERIFE	1909	NOVIEMBRE	CHINYERO
LA PALMA	1949	JUNIO-JULIO	HOYO NEGRO, DURAZNERO, LLANO DEL BANCO
LA PALMA	1971	OCTUBRE-NOVIEMBRE	TENEGUÍA
EL HIERRO	2011-12	OCTUBRE-FEBRERO	LAS CALMAS (ERUPCIÓN SUBMARINA)

Fuente: Romero, C., Anguita, F. Modificado

ITINERARIO DE TRABAJO: Erupciones de Fasnía, Chahorra y Chinyero

ITINERARIO

Subida a Las Cañadas por la ruta del Valle de Güimar.

Sendero de Fasnía-Siete Fuentes. Reconocimiento de la erupción histórica (1705) de Fasnía. Morfología de un edificio adaptado a una fisura eruptiva. Visualización de conos y cráteres, coladas, canales lávicos, depósitos de piroclastos, erosión post erupción.

Mirador de Chahorra. Reconocimiento de la erupción histórica (1789) de Chahorra. Fisura eruptiva en la ladera del estratovolcán, bocas especializadas y emisión de coladas.

Volcán Chinyero. Reconocimiento de la última erupción habida en Tenerife. Cono disimétrico, bocas secundarias y coladas.

Objetivos. Reconocimiento de las erupciones históricas, dinámicas eruptivas, morfología. Espacios protegidos y biodiversidad.

Equipo. Ropa cómoda, gorra, zapatos de campo o botas, chubasquero, jersey o sudadera sobre camiseta de manga corta. Si la temperatura es baja o hace viento, la sensación térmica puede ser molesta. Llevar comida y agua para unas 10 horas de trabajo.

RECORDATORIO

Las características topográficas de Tenerife, así como su posición latitudinal permiten el desarrollo de unas bandas bioclimáticas estructuradas de la siguiente forma:

Banda fitoclimática inferior. - Está caracterizada por un clima semiárido en el que se desarrolla una vegetación xerófila emparentada con la de las estepas de la zona saharo-marroquí (Fig. 1). Este es el ámbito idóneo para la acción del viento como agente de erosión y transporte, así como del oleaje y corrientes litorales.

Mar de nubes. - La condensación de los vientos alisios permite la existencia de una zona de alta humedad a lo largo de todo el año con temperaturas bajas (Fig.2).



Figura 1. Cardonal en el malpaís de Güimar (Cortesía de Google-Panoramio)

Figura 2. Mar de Nubes en la vertiente norte (Cortesía de Google-Panoramio)

Zona de coníferas. - Por encima del mar de nubes se instala una banda fitoclimática caracterizada por un aumento de la sequía y un descenso de las temperaturas nocturnas que es el ámbito de crecimiento del pino canario y su sotobosque (Fig. 3a). Los procesos erosivos van a verse condicionados por la mayor o menor presencia de vegetación en las laderas. Los incendios que periódicamente afectan a las islas provocan un efecto de abarrancamiento en la medida en que se destruye el sotobosque (Fig. 3b), aunque las características genéticas de esta especie, adaptada a los procesos volcánicos, le permite rebrotar tras un incendio.



Figura 3 a. Pinares de la Corona Forestal



Figura 3 b. Recuperación tras un incendio en la Corona Forestal

Banda fitoclimática superior. - Equivale al piso supraforestal en la montaña mediterránea. Está caracterizado por la sequedad, un descenso muy acusado de las temperaturas con heladas frecuentes y altos niveles de insolación (Fig. 4). Es este el ámbito del matorral de leguminosas y de los endemismos canarios de alta montaña. Los procesos periglaciares están presentes en esta zona. Estas bandas altitudinales sufren una importante distorsión en función de la orientación a barlovento o sotavento.



Figura 4. Vegetación del piso supraforestal

DISTRIBUCIÓN TEMPORAL Y ESPACIAL DEL VOLCANISMO HISTÓRICO DE TENERIFE

Los testimonios de la actividad volcánica de la isla de Tenerife se han puesto de manifiesto a través de relatos, más o menos veraces, de navegantes e isleños desde el siglo XIV. Se señalan los años de 1341, 1393, 1430, 1444, 1448, 1492, 1505, 1605, 1704, 1705, 1706, 1798 como aquellos (anteriores al siglo XX) en los que se registró alguna manifestación volcánica. Las reseñas bibliográficas que hacen referencia a posibles erupciones, anteriores al siglo XVIII, son bastante inciertas pero es indudable que con anterioridad al mismo se pueden haber producido episodios eruptivos similares a los que se dieron con posterioridad (Romero, 1992). La mayor concentración de las erupciones se produce a lo largo del siglo XVIII. De 1704 a 1798 tienen lugar tres de las cuatro erupciones habidas en Tenerife, es también este el periodo en el que las erupciones tuvieron mayor duración y sus productos ocuparon un área más extensa (erupción de Timanfaya en Lanzarote).

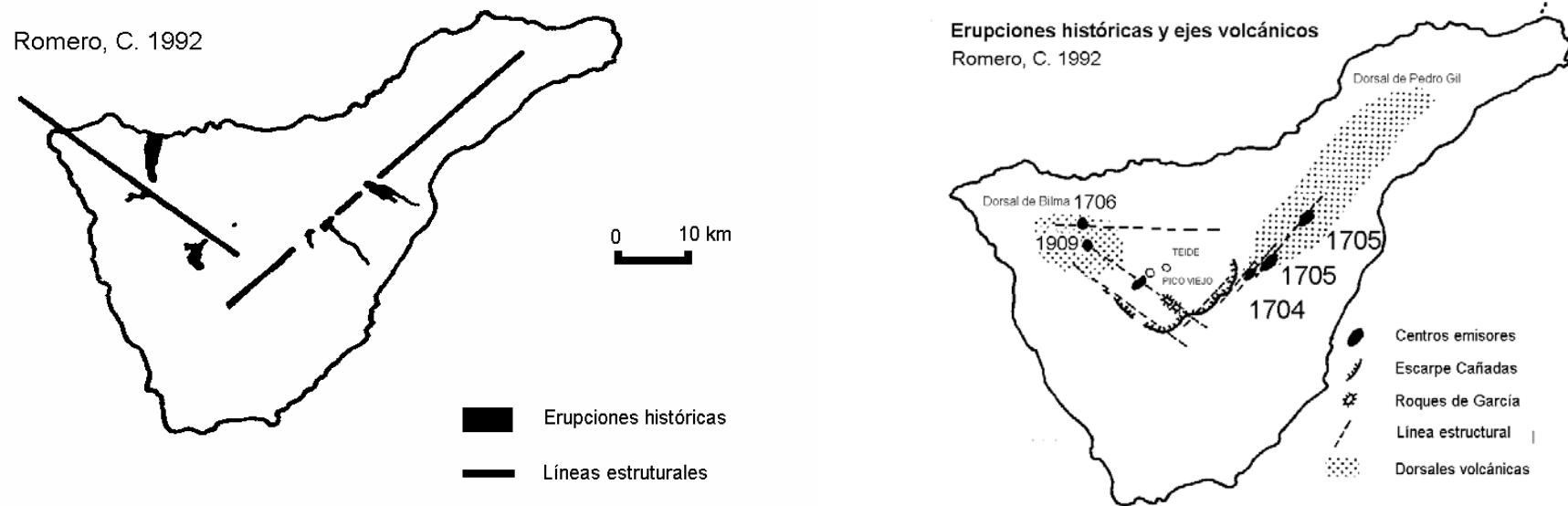


Figura 5 a y b. Ejes estructurales y erupciones históricas en Tenerife. Según Romero, 1992

Los volcanes históricos de Canarias se adaptan al mismo sistema de fracturas (dorsales y rift) que definen el emplazamiento y la localización espacial de cada uno de los bloques insulares que la forman. En Tenerife, es en el cruce de dichas fracturas (Fig. 5 a y b) donde se localiza la actividad histórica. La situación espacial de los volcanes históricos se relaciona con fracturas que han funcionado en momentos eruptivos anteriores. Así las nuevas formas volcánicas aparecen insertas en alineaciones y campos de volcanes más antiguos. Estos paroxismos tienen carácter fisural con comportamientos dinámicos no homogéneos, estableciéndose puntos eminentemente efusivos y otros principalmente explosivos. La orientación del volcanismo histórico en Tenerife es predominantemente la NE/SW y la NW/SE en función de las dorsales sobre las que aparece.

VOLCÁN	DORSAL	FECHA	DIRECCIÓN	DIAS	ÁREA M2
SIETE FUENTES	PEDRO GIL	31-XII-1704	NE-SW	5	283.768
FASNIA	PEDRO GIL	5-I-1705	NE-SW	8	1.2004.998
ARAFO	PEDRO GIL	2-II-1705	NE-SW	22	4.234.008
GARACHICO	BILMA	5-V-1706	NW-SE	40	6.881.412
CHAHORRA	CAÑADAS	9-VI-1798	NE-SW	98	4.566.692
CHINYERO	BILMA	18-XI-1909	NW-SE	10	2.334.145

Fuente: Romero, C. 1992,

Erupciones en Tenerife a lo largo de los últimos 200.000 años

Tenerife es la isla mayor y más elevada del archipiélago, habiéndose dado en ella los siguientes tipos de volcanismo:

- ☞ Formación de plataformas y volcanes escudo generados en erupciones fisurales basálticas o en múltiples erupciones de baja explosividad que se han superpuesto hasta dar lugar a macizos eruptivos de gran envergadura.
- ☞ Estratovolcanes alojados en el interior de grandes calderas, asociados a la emisión de magmas basálticos, y también traquíticos y fonolíticos (diferenciados sálicos) que se construyen en base al vaciado y relleno de cámaras magmáticas someras, dando origen a repetidos ciclos eruptivos.
- ☞ Erupciones concentradas en los ejes estructurales de la isla que han dado origen a las cordilleras dorsales.
- ☞ Volcanes monogénicos de basalto, asociados a lineamientos volcánicos locales o regionales. Son erupciones efusivas y/o estrombolianas generalmente de corta duración.

El volcanismo de Tenerife se organiza en ciclos bien diferenciados que se inician con la formación de los tres macizos antiguos, desconectados entre sí, continua con la creación del estratovolcán Cañadas, se organiza a lo largo de los ejes estructurales uniendo los macizos basálticos periféricos con las cumbres centrales de la isla, y edificando el complejo Teide-Pico Viejo. Nuevos ascensos de magma dan lugar a un rejuvenecimiento del relieve volcánico a partir de las erupciones históricas, subhistóricas y protohistóricas.

El complejo volcánico central de Tenerife mantiene una cámara magmática estable con temperaturas alrededor de 400°C y una presión interna de 300-350 atmósferas, situándose su techo a pocas decenas de metros del nivel del mar (-1.000 m). Los sistemas actuales de alimentación de magmas profundos están activos.

El complejo Teide-Pico Viejo está rodeado de múltiples erupciones de las cuales las más antiguas apenas tienen 5.000 años. Algunos autores datan en 2.000 años la erupción de Montaña Blanca que se produce por ascenso de magma básico y desestabilización de la cámara magmática. Esto sugiere para algunos que el sistema magmático actual de la región central de Tenerife puede estar aproximándose a su estado más explosivo si se compara la situación con los ciclos que generaron las sucesivas fases de construcción y formación de colapsos de caldera y deslizamientos de flanco del Edificio Cañadas. Para otros autores, el Teide es un volcán en trance de extinción. La última crisis sísmica ha sembrado una gran polémica en la comunidad científica sobre la situación actual del Teide.

Erupciones históricas de fecha conocida

Seis son las erupciones producidas después de la conquista de las Islas Canarias por la corona de Castilla. Estas erupciones tienen una fecha exacta, comprobada por los testimonios escritos y por las crónicas que de ellas se han hecho. Cinco de estas erupciones se producen en el siglo XVIII, y la última en el XX (1909). A lo largo del XVIII se produce un periodo de gran actividad con eventos eruptivos concatenados que recuerdan a las grandes erupciones de Lanzarote del 1730-36, y especialmente por las características de disposición espacial y de material emitido, a las de 1824, también en Lanzarote. Muchos autores estiman que desde el establecimiento de los castellanos en 1493 no se produjo ninguna erupción hasta 1704.

La primera manifestación eruptiva histórica tiene lugar en el dorso de Las Cañadas, a lo largo de una fractura de dirección NE-SW (Romero, 1992) y se desarrolla, según esta autora, en tres fases perfectamente individualizada pero estrechamente ligadas entre sí, temporal y espacialmente. La actividad eruptiva progresa de SW a NE, dando lugar a los edificios de Siete Fuentes (1704), Fasnía (1705) y Arafo (1705). Cada una de estas erupciones emite progresivamente mayor cantidad de lava. Tanto estas erupciones como la de Garachico (1706) que se produce en la vertiente noroccidental de la isla, están precedidas de crisis sísmicas según se cuenta en los relatos de la época en los que se recoge el nombre de "año de los terremotos" para el de 1704.

Viera y Clavijo describe la triple erupción en los siguientes términos: *"...la primera erupción se verificó el 31 de Diciembre en el Llano de Los Infantes, sobre Icore, en el país de Güimar. Solamente corrió el tercio de una milla. La segunda en 6 de Enero de 1705, distante una legua de la otra, junto a la cañada de la Almerchiga. Corrió legua y media por la madre del barranco de Areza o Fasnía, que siendo muy honda la dejó al nivel de las demás tierras de los bordes; pero el día 13 se extinguió. La tercera erupción fue el 2 de Febrero, al anochecer, a dos leguas de las anteriores, por entre los dos roques. Esta corriente se dividió en dos brazos: el uno corrió más de una legua por el barranco de Arafo, hasta cerca del mar; el otro se extendió por el Melosar, de donde arrancó un tercer brazo que amenazaba echarse sobre el lugar de Güimar al no haber encontrado estorbo que le obligó a retroceder."*

La erupción del volcán de Garachico es la más conocida por las grandes pérdidas económicas que produjo al destruir el principal puerto comercial de todo Tenerife.

Triple erupción de Siete Fuentes, Fasnía y Arafo

Se producen estas erupciones al comienzo del siglo XVIII en una fractura alineada en la dirección NE-SW, sobre la dorsal de Pedro Gil en el flanco meridional del edificio Cañadas, sobre la cañada de Diego Hernández, y a 2.200 metros de altura. Según se desprende de relatos de la época, los fenómenos precursoros fueron especialmente movimientos sísmicos que se prolongaron durante meses antes de las erupciones. Siete Fuentes (Fig. 6 a y b) es el menor de los tres conjuntos volcánicos que hacen erupción de forma prácticamente simultánea. Está formado por una alineación de pequeños cráteres y también de pequeños conos (37 m de altura relativa) pero que al haberse edificado en pocos días revela "una gran rapidez en el proceso constructivo". Los cráteres se alinean en forma rectilínea en una fisura de dirección NE-SW. Coladas largas y estrechas se derraman siguiendo la pendiente natural con una potencia media de tres metros (Fig. 7ª y b). Siete Fuentes, al igual que los conjuntos de Fasnía y Arafo, presentan fases efusivas y explosivas, dando como resultado unos relieves típicos de la actividad estromboliana.



Figura 6 a. Volcán de Siete Fuentes. Imagen Google

VOLCÁN DE SIETE FUENTES (Según ROMERO, C. 1992)

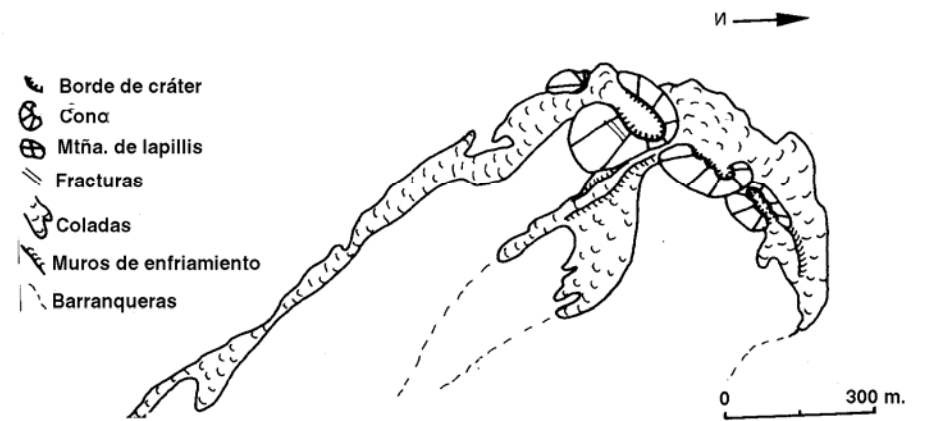


Figura 6 b. Esquema geomorfológico del volcán Siete Fuentes



Figura 7. Colada del volcán Siete Fuentes encauzada por un barranco. Cortesía de Panoramio

El volcán de Fasnía comienza su actividad eruptiva el 5 ó 6 de enero. Se inicia a poca distancia de Siete Fuentes, y como él, se caracteriza por la presencia de un buen número de cráteres de variada morfología (Fig. 8 a y b), abiertos sobre pequeños edificios escoriáceos. Las coladas se derraman también siguiendo la pendiente del terreno. La construcción de este conjunto volcánico modificó la morfología previa a la erupción dando lugar a áreas endorreicas.



Figura 8 a. Volcán de Fasnía. Imagen Google

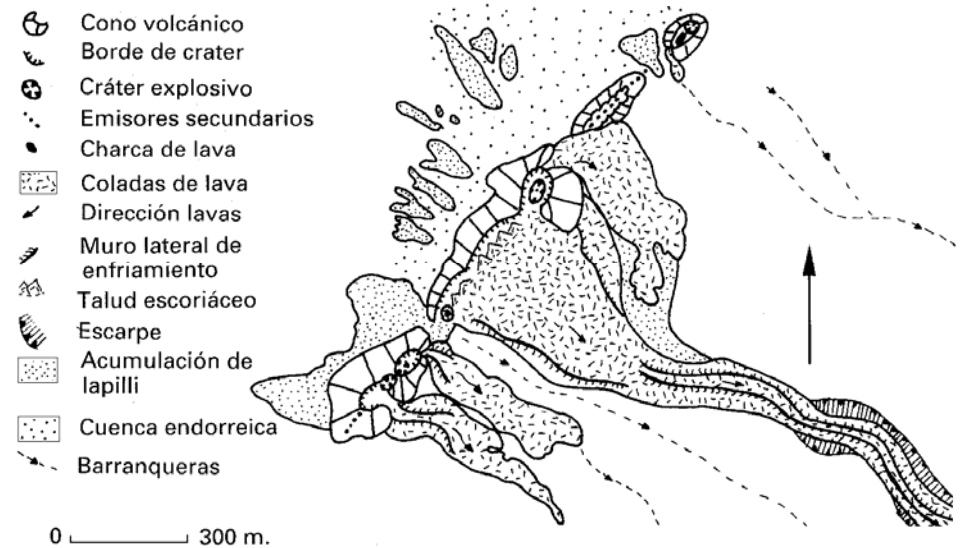


Figura 8 b. Esquema geomorfológico del volcán de Fasnía. Según Romero, 1992

La erupción de Arafo tienen lugar a 7 kilómetros de la anterior, fuera del perímetro de Las Cañadas y dentro de la dorsal de Pedro Gil, a una altitud de 1.500 m. Este volcán se abre hacia los espacios costeros (Fig. 9 a y b) y está asociado a fracturas de dirección NE-SW, en una zona caracterizada por importantes procesos erosivos y de deslizamiento. Se trata de un edificio estromboliano con varios centros de emisión y coladas que se derraman siguiendo la topografía de la ladera y que arrastran pequeños bloques erráticos. Su altura máxima se sitúa en torno a los 80 m. Como

está emplazado en pendientes muy elevadas, esto ha facilitado la producción de derrumbes y por tanto de cambios en la primitiva morfología por la actuación de la red fluvial que ha descalzado la base de los flancos.



Figura 9 a. Volcán de Arafo. Imagen Google

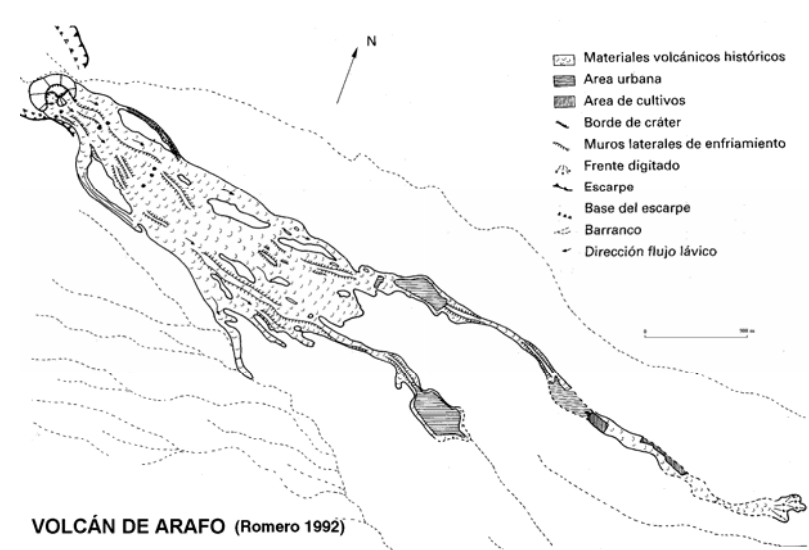


Figura 9 b. Esquema geomorfológico del volcán de Arafo. Según Romero, 1992

TRABAJO DE CAMPO - ERUPCIÓN DEL VOLCÁN DE FASNIA

La erupción de Fasnía tiene lugar el día 5 de enero de 1705. Tiene una duración de 9 días, finalizando el 13 del mismo mes. La erupción tiene lugar en las proximidades de la de Siete Fuentes, en el dorso de oriental de Las Cañadas, y en la misma fisura sobre la que también se lleva a cabo la de Arafo.

La fisura de la erupción de Fasnía se alarga aproximadamente 1.400 m, en la dirección NE/SW. Sobre ella se alinea una sucesión de una veintena de bocas de emisión que se organizan en tres sectores.

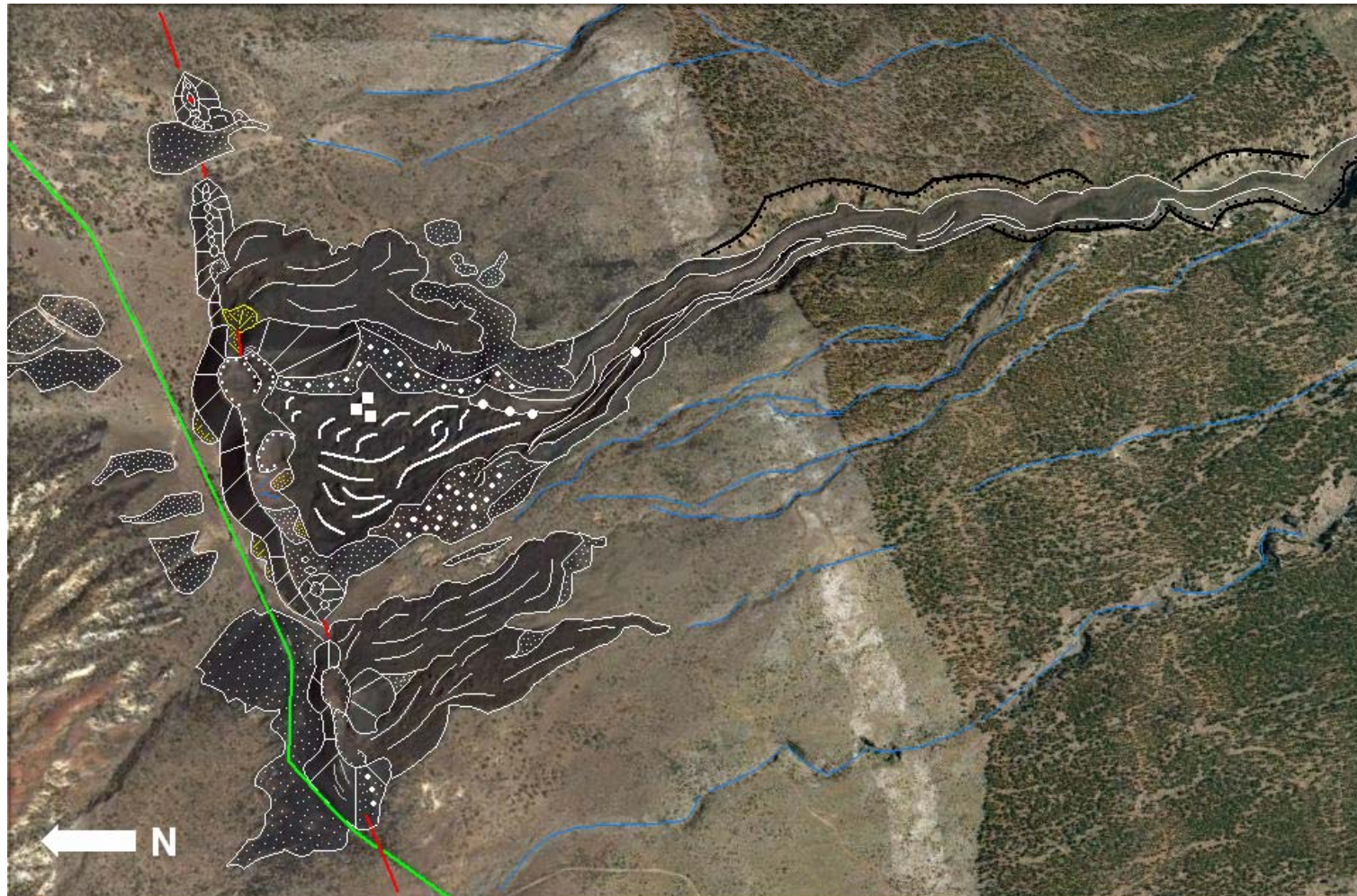
Sector sudoccidental

Concentra una importante actividad que da lugar a la formación de un edificio escoriáceo, disimétrico que se alarga en la dirección de la fisura (Romero, 1992). Este edificio aloja varias bocas de emisión. La disimetría ha estado motivada por la dirección de los vientos dominantes (componente Sur) que acumulan los piroclastos en el flanco norte que es, por tanto, el más desarrollado, mientras que el flanco meridional, de menor entidad, queda fragmentado y en parte arrasado por las coladas emitidas que siguen la dirección de la pendiente (Fig. 10). Los centros de emisión presentan características diferentes. En el extremo suroccidental se alinean pequeñas bocas que emiten gases y piroclastos, y que en la actualidad se encuentran cubiertas de lapilli. A estos pequeños salideros le siguen dos estructuras cratéricas de mayores dimensiones que emiten piroclastos (lapilli, escorias y bombas) así como dos coladas de corta extensión que modifican su pared meridional.

Sector central

El sector central es el conjunto más desarrollado y en el que aparece una mayor diversidad de formas (Fig. 10). Romero (1992) distingue tres subsectores, dos en los extremos de la unidad, y un subsector central. Los dos primeros parecen presentar un comportamiento de moderada explosividad, con emisión de gases y piroclastos. El central emite piroclastos y las largas coladas filiformes que encajadas en las barranqueras preexistentes se derraman ladera abajo.

El subsector suroccidental presenta cuatro centros de emisión, exclusivamente explosivos. Se distinguen dos pequeños coneletes de escoria con alturas que no llegan a superar los 6 m (3 y 6 respectivamente). Otras dos bocas se abren a continuación, estando en la actualidad recubiertas por piroclastos.



Base: Imagen Google. E. González

	Cono de piroclastos		Escorias y piroclastos		Charca de lava		Fisura eruptiva
	Cráter		Acumulación de piroclastos		Grietas de distensión		Escorrentia
	Colada		Túmulos		Derrubios de ladera		Escarpe de barranco
	Canal lávico		Bloques erráticos		Acumulacion de derrubios		Itinerario

Figura 10. Morfología del conjunto eruptivo de Fasia

El subsector nororiental está formado por una alineación de numerosas y pequeñas bocas eruptivas alineadas sobre la fisura. Estas bocas se alojan en un edificio de escasa altura (7 m.) alargado en el sentido de la fisura eruptiva, formado por acumulaciones de spatter. Tienen una actividad eminentemente explosiva con la presencia de algunos embudos. Se desarrollan seis cráteres principales, bien individualizados, de los que el más nororiental emite una corta colada. Estas construcciones mayores van seguidas de otros cinco pequeños puntos de emisión que emiten spatter y pequeñísimas coladas. Romero (1992) los considera "hornitos con raíz"

El subsector central se caracteriza por tener una actividad más compleja de lo que resultan formas derivadas de eventos explosivos y otras de eventos efusivos. El material de proyección se acumula en torno a la fisura dando lugar a la formación de edificios cónicos imbricados con alturas en torno a 50 m. Siguiendo la constante observada en todo el conjunto de Fasnia, la pared norte se encuentra bien construida y conservada, mientras que la pared meridional está en parte destruida por la emisión de las coladas. Numerosos bloques erráticos procedentes del desmantelamiento de esta pared han sido transportados por la colada en su recorrido.

La fisura eruptiva, responsable de la emisión de las coladas, se encuentra parcialmente oculta por los derrubios procedentes de las paredes internas de los arcos cratéricos (Fig. 10). El extremo nororiental está marcado por la presencia de un profundo embudo de explosión.

Sector nororiental

El más oriental, de menor envergadura, claramente lineal a la fisura con numerosas pequeñas bocas que emiten piroclastos y una colada de escasa extensión. Es un edificio de escasa altura en el que se observa un cráter elongado en la dirección de la fisura, en el que se distinguen niveles de un pequeño lago de lava y un embudo de explosión.



CONJUNTOS ERUPTIVOS DE SIETE FUENTES (AL FONDO) Y FASNIA (PRIMER PLANO)



ERUPCIÓN DE FASNIA

Dinámicas eruptivas

En la crónica de Glas de 1764 se dice lo siguiente describiendo la erupción: *"...el 5 de enero el sol fue totalmente oscurecido por las nubes de humo que aumentaron continuamente e incrementaron el terror de los habitantes. Antes de la noche, todo el país en tres leguas a la redonda, quedó envuelto en llamas por las corrientes de fuego líquido, con la rapidez de un torrente, en todos los sentidos y causado por otro volcán que había reventado en por lo menos treinta aberturas en una circunferencia de media milla...lo que aumentó tremendamente el horror de la escena fue la violencia de las sacudidas que no cesaron ni una vez..."El ruido del volcán se oyó veinte leguas mar adentro y se afirma con crédito que el mar se sacudió aquella distancia con tal violencia que alarmó a los marinos"*

Así pues se puede deducir que la erupción estuvo precedida de actividad sísmica, que produjo explosiones, emisión de cenizas y otros piroclastos, y emitió coladas que se desplazaron con rapidez ladera abajo.

ERUPCIÓN DEL VOLCÁN CHAHORRA.

La erupción de Chahorra constituye el último paroxismo volcánico del siglo XVIII. Es también el de mayor duración de todos los producidos en ese siglo. El conjunto volcánico de Chahorra está formado por nueve cráteres alineados en una fractura de dirección NE-SW, desarrollada en el flanco suroeste de las laderas de Pico Viejo (Fig. 11 a y b). Es esta la única erupción "histórica" que tienen lugar dentro del ámbito de Las Cañadas. La emisión de material de proyección construye unos conos condicionados en su forma por la pendiente del terreno. Las fases efusivas de la erupción desarrollan importantes coladas de lava que se derraman ampliamente por el Valle de Ucanca.

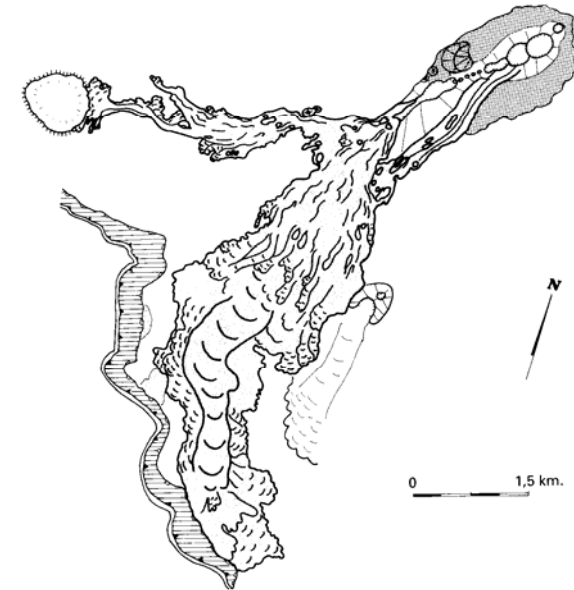
La erupción que comienza el 9 de junio de 1798, al contrario que las anteriores, no estuvo precedida de fenómenos premonitorios. No se recogen en los escritos de la época referencias a terremotos. Cuando se inicia la erupción con una fuerte explosión, se inician también los movimientos sísmicos que se mantienen a lo largo de más de tres meses que es lo que dura el proceso eruptivo.

La disposición de los diferentes cráteres en una pendiente acusada va a caracterizar su morfología. El gran edificio volcánico que debería de haberse creado con relación al volumen de magma emitido queda anulado al caer pendiente abajo por gravedad los productos de proyección aérea. Esta erupción que entra dentro de las dinámicas estrombolianas, presenta fases explosivas y efusivas con cráteres que como ocurre con bocas de emisión situadas a diferente altura, se "especializan" en emitir coladas, piroclastos de caída o simplemente actúan como bocas de desgasificación (Fig. 12).

VOLCÁN DE CHAHORRA (Romero 1992)



Figura 11 a. Volcán Chahorra. Imagen Google



- ⊗ Cono escoriáceo
- ∖ Borde de cráter
- ∖ Escarpe
- ∖ Pie de escarpe
- ▨ Acumulación de lapilli
- Coladas históricas
- ∖ Muro lateral de enfriamiento
- ⊕ Frente de derrame
- Llano endorreico

Figura 11 b. Esquema geomorfológico de Chahorra. Romero, 1992

En esta erupción, Romero (1992) distingue dos sectores en la fisura eruptiva a la hora de interpretar la morfología de los cráteres. Así habla de un sector nororiental con cuatro cráteres escalonados que cuentan con una pared común que sirve como umbral. El primero de ellos, que es el

primero de todo el conjunto y también el más elevado, tiene un diámetro de 50 m y una profundidad en torno a 8. Actúa como boca de desgasificación sin que por él se emitan materiales de proyección o lavas. Este cráter está abierto en los materiales que constituyen la pared de Pico Viejo. El cráter siguiente es el de mayores dimensiones. Tiene forma circular en "embudo" con 150 m de diámetro y 60 de profundidad. A través de él se emite fundamentalmente material de proyección, aunque también coladas. En su formación van a ser determinantes las explosiones rítmicas propias de la actividad estromboliana, particularmente al final de la misma. El tercer cráter es muy similar al anterior, salvo por la presencia de intercalaciones de coladas en sus paredes y por un alargamiento en el sentido de la fisura eruptiva. El cuarto cráter tiene menor envergadura que los anteriores, estando prácticamente recubierto por los materiales de proyección procedentes de los situados topográficamente por encima. Bajo este conjunto de cuatro cráteres principales, se sitúan cinco pequeños embudos, alojados en una depresión alargada y estrecha, a través de la que se emiten coladas.

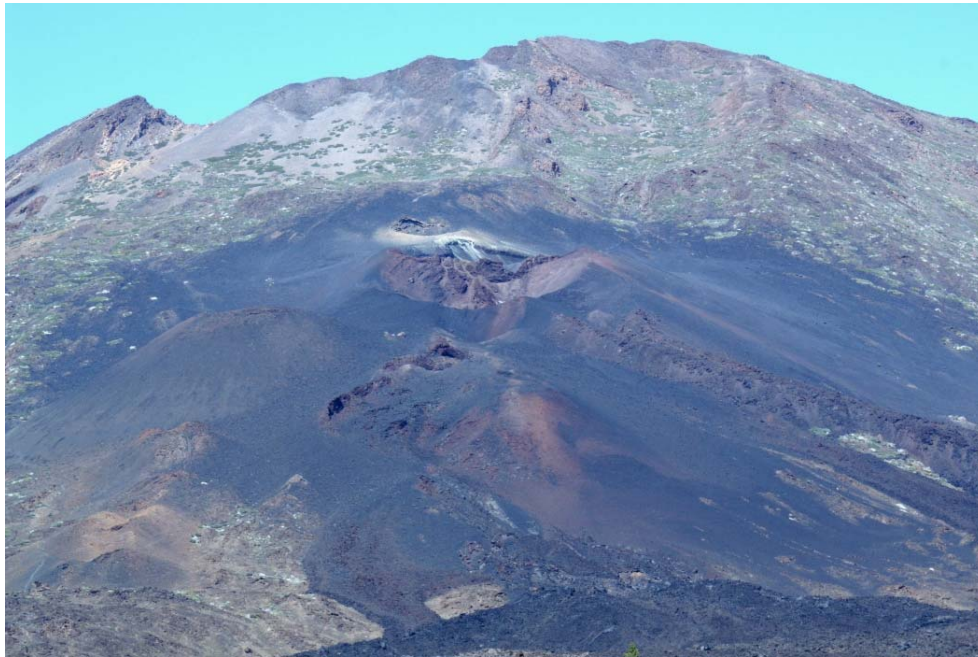


Figura 12. Especialización de cráteres en la erupción de Chahorra. La boca superior presenta las coloraciones blanquecinas propias de la emisión de gases. Las intermedias emiten piroclastos y las bajas coladas

La erupción de Chahorra se sitúa en una de las líneas de máxima debilidad de Tenerife. Es una erupción fisural en la que se emiten magmas basálticos de carácter alcalino. La erupción se inicia en la parte más baja de la fisura, comenzando por una explosión coincidente con la apertura de la misma. La actividad es típicamente estromboliana con explosiones rítmicas y emisión de coladas. Con posterioridad se abren las bocas de emisión

superiores que actúan como conductos de desgasificación para, posteriormente, emitir casi exclusivamente piroclastos y coladas de escasa entidad (Fig. 13).

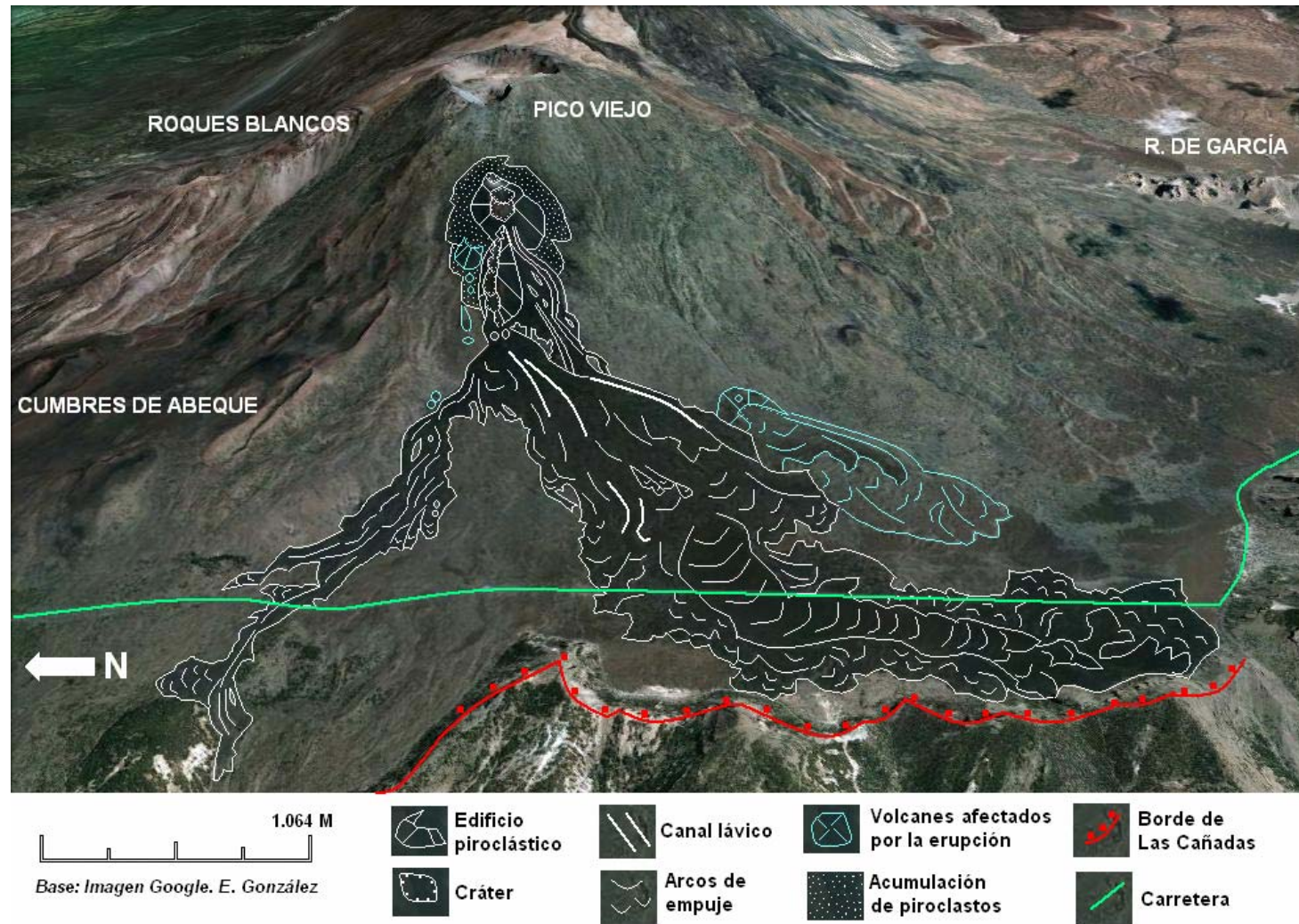


Figura 13. Esquema geomorfológico de la erupción de Chahorra

Textos sobre la erupción de Chahorra

Webb, B. y Berthelot, S. (1839)

" En la noche del 9 de junio, hacia las diez, los pueblos de la banda meridional de Tenerife, y especialmente los de Guía y Chío los más próximos a Las Cañadas, escucharon una fuerte detonación, observando que la montaña de Chajorra (copia textual) contigua al pico del Teide, lanzaba llamas y materias volcánicas "

Nicolás Segundo de Franqui (1829)

" No observé en el camino novedad alguna hasta las cercanías de Buenpaso, donde se oía un rumor interminable y en paraje preciso, acompañado de una trepidación de la tierra acelerada y continua, un bramido continuo semejante al trueno que hacía estremecer los fundamentos de aquella larga cordillera, pareciendo que nos huía la propia tierra que pisábamos "

"...desde donde se divisan los efectos de las tres bocas superiores y del actual, colocadas en el declive de la montaña de Venge... La primera y más alta, arrojaba espesos torbellinos de humo: la segunda piedra y fuego y la tercera sólo fuego... Casi al pie de la montaña se ven las primeras bocas que abrió la erupción ... Brotan las primeras una abundante lava que divide en tres brazos y reunidos a poca distancia forman un río de fuego "

"...Una nueva explosión trastornó enteramente el orden anterior: cesó de un todo el humo de la primera boca, y pasó a la inmediata, quedando en aquella un vapor claro y plateado tan brillante como la nieve... De este mismo, salían pequeños globos, que elevándose sobre las demás materias se equivocaban con la luna más clara, a la que en todo se asemejaban a través del humo por donde penetraban. Avivose con este motivo el hermoso iris que en el intervalo de las explosiones guarnece las bocas. "

Bernardo Cóllogan

"Los vómitos de tan monstruoso vientre están acompasados de un terrible estruendo, que según su más o menos violencia ha llegado a estremecer los montes y riscos inmediatos."

"Algo más bajo de su cima, hace un repecho que es la boca principal por donde arroja llamas, piedras enteramente rojas y otras materias, el todo envuelto en humo negro y espeso. La segunda boca está por debajo de la primera y se supone ser un respiradero que tiene, o para dar mejor idea, una hornilla de la caldera que echa el mismo material. La tercera boca está mucho más baxa, y al pie de otro lomo que tiene la apariencia de una fragua...hay una cuarta boca que apenas echa alguna llama, aunque a veces bastante humo."

" Las piedras que arrojan las dos bocas grandes deben ser de buen tamaño cuando se alcanza a ver desde muy lejos, y aun parece increíble la elevación a que suben; a las nueve y media de la noche, se observó con relax en mano y a muy corta distancia de la tercera boca, el tiempo que desde

su mas alto punto de elevación hasta perderlas de vista en su caída, gastaban las fáciles de distinguir y de tres con que se hizo la experiencia, dos cayeron en 10 segundos cada una y la otra en quinze."

ERUPCIÓN DEL VOLCÁN CHINYERO.

La erupción de este volcán es la última que se produce en la isla. Se inició al medio día del 18 de noviembre y termina 10 días después, es por tanto una de las más cortas, junto con Fasnía, de todas las erupciones históricas. Estuvo precedida de crisis sísmicas y de fuertes detonaciones y finalizó el 27 del mismo mes sin haber causado muertes ni daños materiales de importancia. La erupción se produce a través de una fisura de 625 m. de longitud. La erupción, de carácter estromboliano, levanta un edificio volcánico de gran sencillez que ve condicionada su morfología por la topografía preexistente y por la presencia de vientos dominantes, junto a la efusión de coladas que impiden el desarrollo de un edificio cónico completo (Fig. 14).



Figura 14. Cráter y cono del Chinyero.. En primer término las coladas emitidas con morfología superficial A-A

El resultado es la formación de un cono altamente disimétrico (Fig. 15), abierto al sur, con un amplio cráter en herradura por el que se emiten coladas lávicas que se organizan en dos corrientes principales cada una de las cuales se subdivide a su vez en varios ramales y que forman un típico mal país (Fig. 16). Las características composicionales y de movimiento del flujo condicionaron la formación de muros laterales de enfriamiento (levées) y canales de circulación internos (Fig. 17 a y b).



Figura 15. Cono disimétrico del Chinyero. Se observa el escurrimiento de los piroclastos negros desde la cima

Las coladas del Chinyero se vieron obstaculizadas en su recorrido por la presencia de conos volcánicos anteriores como los de Montaña de La Cruz y Montaña de Los Poleos, y sobre todo la Montaña de Bilma. La presencia de núcleos de población próximos, propició que se realizara un intento de desvío de coladas lávicas. Las lavas alcanzaron una longitud máxima de 4'5 Km. levantándose un cono de 70 m. de altura relativa. La presencia de bombas, tanto fusiformes como redondeadas, y de tamaño muy pequeño, es abundante, siendo también importante la presencia de plastrones de lava.



Figura 16. Coladas A-A del volcán Chinyero



Figura 17 a. Volcán Chinyero. Imagen Google

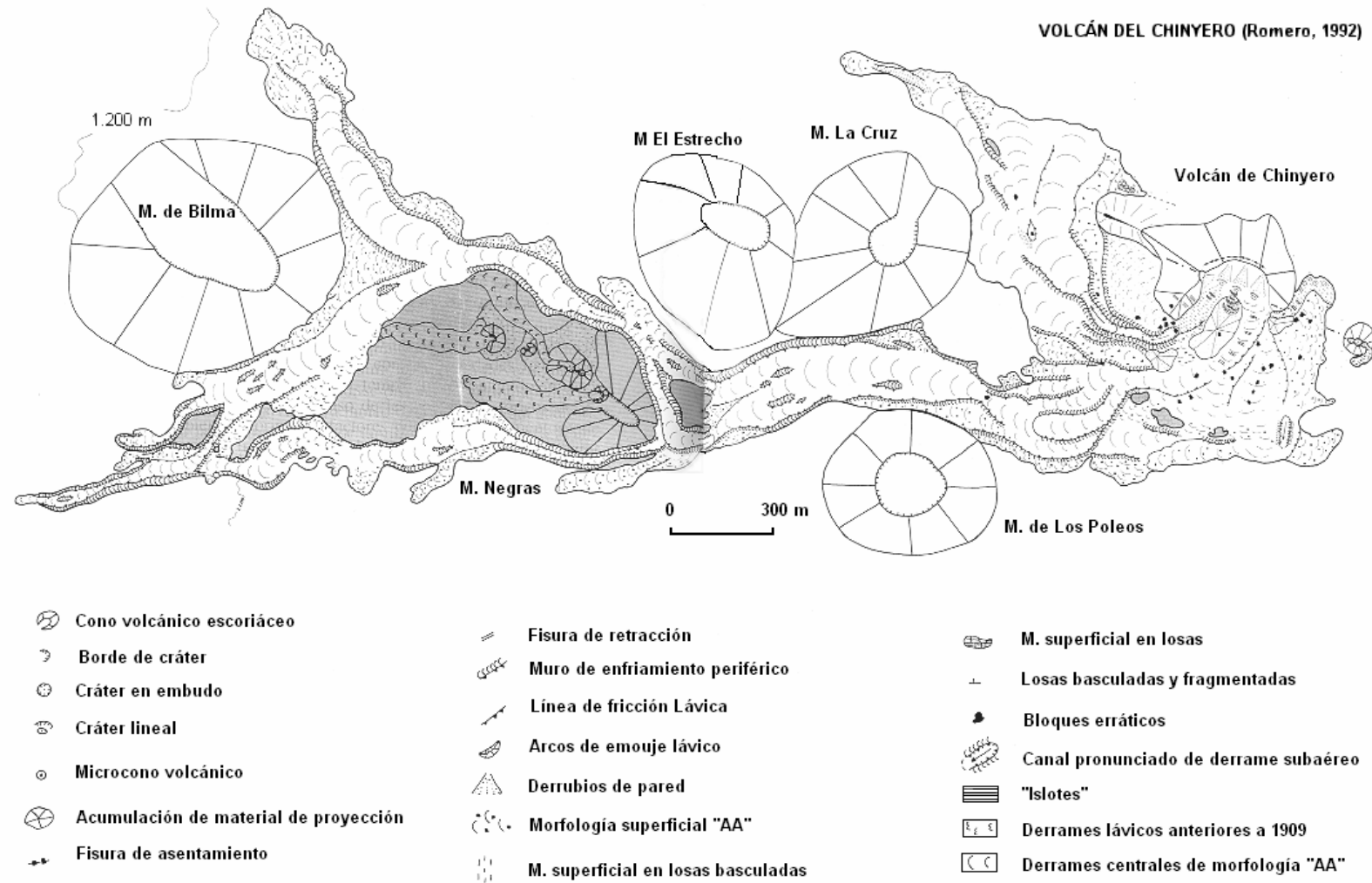


Figura 17 b. Croquis geomorfológico del volcán Chinyero. Según Romero, 1992.

Como precursores de esta erupción aparecen terremotos con una anterioridad de tres años, que se van haciendo más frecuentes e intensos a medida que se aproximaba el comienzo de la erupción. También se dejan sentir ruidos subterráneos, a la vez se produce una cierta reactivación de las fumarolas terminales del Teide, que algunos relacionan con un signo precursor de la erupción. De forma muy localizada se perciben anomalías térmicas superficiales. La erupción se inicia con una fuerte explosión, acompañada de una intensa sacudida y de la emisión de una columna formada por material volcánico, fragmentos arrancados al substrato, polvo y gas (Fig. 18). La nueva fisura se abre en el antiguo cráter de la montaña de Chinyero. La erupción es tanto explosiva como efusiva, produciéndose nubes de cenizas que en función de su tamaño se dispersaron, impulsadas por vientos de componente sur, llegando a lugares tan alejados como Icod, La Orotava y Punta del Hidalgo. Las coladas se derraman hacia el sur, siendo interceptadas en su camino por los relieves preexistentes.

Ponte y Cologan, así como Fernández Navarro, recogen los siguientes relatos de testigos presenciales del inicio de la erupción (Fig.18):

"...a eso de la una nos pusimos a comer en la propia montaña del Chinyero, cuando empezamos a sentir ruidos subterráneos y movimientos del terreno con mucho calor...era tal la trepidación del terreno que el mango del hacha del viejo, que estaba apoyada en las tablas del trillo, temblequeaba produciendo un fuerte repiqueteo contra la madera...después de correr media legua, dejábamos ya atrás la Montaña de La Cruz, cuando sentimos una fuerte detonación, acompañada de violenta sacudida de la tierra, que nos dejó suspensos, pudiendo entonces ver una gruesa columna de humo negro, piedras y fuego..."



Figura 18. Erupción del volcán Chinyero. Cortesía del Cabildo Insular de Tenerife

"... el volcán de Chinyero reventó por la parte de arriba de las calderas. Nosotros estábamos a trescientos metros de donde reventó, y las arenas nos caían encima...y sentía temblar la tierra bajo mis pies. Primero reventó en el mismo morro de la Montaña del Chinyero, donde había un hoyito de volcán. La otra boca que hay separada se abrió a la tardecita. Dio un burrido muy grande, y los escobones saltaron al aire entre el humo y la tierra. Pero no se veía nada de fuego. Los escobones, dando vueltas, subían como tres pinos de los más altos, revueltos con la tierra negra y colorada. También salían piedras grandes."

Se generan cuatro puntos de emisión que proyectan materiales hasta 500 m de altura. Posteriormente se abre una nueva boca de actividad eminentemente efusiva. Todo el conjunto de cráteres se modifica a lo largo de los 10 días que dura la erupción. El conjunto volcánico final se ve alterado por los hundimientos que provoca el movimiento de las coladas y por asientos posteruptivos.

Dentro del volcán de Chinyero se distinguen dos unidades geomorfológicas:

a) Unidad principal, formada por un cono en herradura constituido por una pared de material escoriáceo, situada al norte, sin la existencia de una pared similar situada al sur. De esta estructura se han derramado coladas de lava que han contribuido, junto con el viento, a su formación final (Fig. 19).



Figura 19. Cráter y coladas del Chinyero

b) **Unidad secundaria**, que está constituida por un cono truncado de unos 10 m de altura, formado por material de proyección, en cuyo interior aparecen tres bocas de emisión. Este cono se construye en el primer día de la erupción (Fig. 20).



Figura 20. Cono secundario al edificio principal del volcán Chinyero

Alrededor del edificio volcánico se desarrolla un amplio campo de lapilli en el que son abundantes las bombas volcánicas de diverso tamaño. Este depósito está generado por el viento dominante durante la erupción (Fig. 21 a y b). El cono principal presenta una clara disimetría debida a las causas antes mencionadas (Fig. 15) y también a importantes derrumbes en la pared meridional. Mientras que la pared externa es muy suave con la forma cónica típica de los edificios estrombolianos, la pared interna presenta pendientes superiores al 40° con un aspecto muy verticalizado. Terminada la erupción se produce un asentamiento de los materiales con la formación de grietas concéntricas que acaban de dar a la montaña su morfología actual. En el comienzo de la erupción y alineados sobre la fractura, se abren nueve puntos de emisión que posteriormente van cerrándose para terminar en la configuración actual.



Figura 21 a. Campos de lapilli con formación de rizaduras



Figura 21 b. Acumulaciones de escorias y bombas

Las coladas que se derraman de esta erupción son muy abundantes. Su potencia media es del orden de 6 m, si bien pueden encontrarse lugares en los que sobrepasa los 15 m. Las coladas se derraman hacia el sur impidiendo la formación completa del cono volcánico. Las coladas mueven bloques

erráticos (Fig. 22) y sufren continuas bifurcaciones en función de la existencia de numerosos conos situados en el camino de los flujos lávicos (Fig. 17 a y b). Las estructuras superficiales son del tipo "aa" (Fig. 23), presentando puntualmente formas de transición e incluso morfologías "pahoehoe". Estas coladas presentan estructuras de muros laterales de enfriamiento, más o menos marcados, así como canales centrales de circulación y huellas de fricción (Fig.24).



Figura 22. Colada transportando bloques erráticos



Figura 23. Coladas A-A con huellas de fricción

Romero (1992) distingue dos unidades lávicas individualizadas que se adaptan a topografías anteriores a la erupción, muy diferentes entre si, lo que ha condicionado la morfología final de los derrames lávicos, tanto en sus perfiles longitudinales como transversales, dando lugar a coladas encauzadas con muros de enfriamiento, o bien coladas no confinadas que se desparraman formando lenguas o sectores lobulados.



Figura 24. Morfología del volcán Chinyero



PROCESOS EROSIVOS POST ERUPCIÓN EN LOS VOLCANES HISTÓRICOS DE TENERIFE

Los edificios volcánicos tienen una dinámica morfológica que les lleva a auto destruirse aún durante los procesos eruptivos. Una vez que han finalizado las erupciones los edificios volcánicos comienzan sus procesos de desmantelamiento. Estos procesos se derivan del asentamiento posteruptivo que genera una fracturación que es aprovechada por los agentes erosivos para iniciar su labor desmanteladora. Los procesos erosivos se suelen iniciar en las vertientes internas de los cráteres como consecuencia de la caída de materiales por gravedad (Fig. 25). La alta porosidad de estos edificios, cuyos conos están formados por materiales sin compactar, impide los procesos de escorrentía superficial y por tanto una rápida erosión en base a la formación de barrancos. En el volcán de Garachico se observan trazas de procesos de erosión radial, ligada a una mayor precipitación (Romero, 1992). En otras ocasiones la formación de pequeños regatos puede efectuar una labor de zapa que permite el deslizamiento en seco como los que se observan en el volcán de Arafo. En los materiales de proyección se inicia la apertura de antiguos barrancos o la formación de otros nuevos. Donde el viento presenta una cierta intensidad pueden aparecer montículos de poca entidad tipo duna. Donde la presencia de agua, nieve y temperaturas bajas lo permite, se insinúan débiles formas periglaciares como ocurre en Chahorra.

En las coladas el grado de conservación es alto debido a la gran permeabilidad de los materiales escoriáceos. Pueden producirse alteraciones como consecuencia de la infiltración y también del desplome de algunos sectores inestables.

Romero destaca la alteración que sufren las bombas volcánicas que se desgajan en placas concéntricas, hecho que se ve favorecido por las condiciones climáticas que actúan sobre los volcanes situados a más de 2.000 m de altura,

Los procesos erosivos que afectan a estos volcanes son de naturaleza mecánica, siendo inexistentes o muy débiles los de carácter químico que sólo se encuentran iniciados en el volcán de Garachico, debido a la mayor humedad que soporta.

Dóniz (2001) plantea la influencia que la topografía previa ha tenido en las características morfológicas de los volcanes monogenéticos de Tenerife.



Figura 25. Canales y depósitos de derrubios en el cráter del volcán Chinyero.

RIESGO VOLCÁNICO EN TENERIFE

Tenerife es una isla en la que existe un volcanismo activo, patente en el estratovolcán Teide-Pico Viejo, así como vinculado a los tres ejes de actividad definidos para la isla. Los posibles riesgos volcánicos se derivan de la alta población flotante de la isla, de la baja formación en reconocimiento y aceptación de los peligros volcánicos por parte de sus habitantes, y de las propias características del volcanismo y de la topografía y geomorfología de Tenerife.

La historia volcanotectónica de Tenerife plantea la existencia de los siguientes peligros volcánicos:

- ☛ Sismos volcanotectónicos
- ☛ Caída de piroclastos de diferente composición e intensidad
- ☛ Desarrollo de flujos piroclásticos
- ☛ Emisión de coladas lávicas de diferente naturaleza, composición y comportamiento
- ☛ Emisión de gases volcánicos
- ☛ Posibles deslizamiento de flanco en el Teide

Como se ha comentado, las características topográficas y morfológicas de Tenerife, así como el grado de concentración de la población, permite desarrollar una zonificación de cara a los posibles riesgos derivados de la existencia de peligros volcánicos reales y probados a lo largo del tiempo y de los ciclos eruptivos desarrollados en la isla.

Se han determinado para Tenerife las siguientes zonas de peligrosidad volcánica (Carracedo *et al*, 2009):

- ☛ Zona 1.- Cumbres de la Dorsal de Bilma: Alta probabilidad de ocurrencia y riesgo bajo por el tipo de erupción
- ☛ Zona 2.- Flanco sur de la Dorsal de Bilma: Muy alta a moderada probabilidad de ocurrencia y riesgo bajo por el tipo de erupción
- ☛ Zona 3.- Flanco norte de la Dorsal de Bilma: Muy alta probabilidad y riesgo bajo por el tipo de erupción
- ☛ Zona 4.- Ladera sur del Teide: Moderada a alta probabilidad y riesgo moderado-alto por el tipo de erupción
- ☛ Zona 5.- Cima y ladera norte del Teide-Pico Viejo: Moderada a alta probabilidad y riesgo alto por el tipo de erupción y la topografía
- ☛ Zona 6.- Flanco oriental del Teide: Moderada a baja probabilidad y riesgo bajo por el tipo de erupción
- ☛ Zona 7.- Cumbre de la Dorsal de Pedro Gil: Muy baja probabilidad y riesgo muy bajo por el tipo de erupción
- ☛ Zona 8.- Flanco sur de la Dorsal de Pedro Gil: Muy baja probabilidad y riesgo muy bajo por el tipo de erupción
- ☛ Zona 9.- Flanco Norte de la Dorsal de Pedro Gil y parte del valle de La Orotava: Muy baja probabilidad y muy bajo riesgo

En cualquier caso, factores como las áreas de mayor concentración de la población, la situación de los puertos y aeropuertos, las defensas topográficas, la situación de las obras de infraestructura y los servicios "vitales", junto a los condicionantes climáticos, modifican sustancialmente cualquier previsión llevada a cabo sólo desde el punto de vista de la historia eruptiva de un volcán.

REFERENCIAS

- ☛ CABRERA, M.P. HERNÁNDEZ PACHECO, A. (1987) : "Las erupciones históricas de Tenerife (Canarias) en sus aspectos volcanológicos, petrológicos y geoquímicos". *Rev. Materiales y Procesos Geológicos*, nº 5, pp. 143-182
- ☛ CARRACEDO, J.C.; RODRÍGUEZ, E.; PARIS, R.; PÉREZ, F.J., RODRÍGUEZ, A. Y SERGIO, J. (2009) "Erupciones históricas de Tenerife" En: *El volcán Teide*. El Día, Tenerife
- ☛ DONIZ, F.J. (2001): "La influencia de la topografía en las características geomorfológicas y morfométricas de los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife (Islas Canarias)". *Cuaternario y Geomorfología* , Vol. 15 (3-4) pp. 125-131
- ☛ FERNÁNDEZ, J. (1911):" Sobre la erupción volcánica del Chinyero (Tenerife)" *Bol. R. S. Española de Hª Natural*. Nº 10, pp. 104-122
- ☛ FERNÁNDEZ, J. (1911): "Erupción volcánica del Chinyero (Tenerife) en noviembre de 1909". *Anales de la Junta de Ampliación de Estudios e Investigación Científica*, nº 5, pp. 1-98
- ☛ PONTE Y COLOGAN, A. (1911): *Volcán del Chinyero. Memoria histórica-descriptiva de esta erupción volcánica acaecida en 18 de noviembre de 1909*. Típolit. De A.J. Benítez, Tenerife
- ☛ ROMERO, C. (1992): *Estudio geomorfológico de los volcanes históricos de Tenerife*. Aula de Cultura de Tenerife.
- ☛ SEGUNDO DE FRANKI, N. (1929): "Carta sobre la erupción del volcán de la Montaña de Venge, cerca del Pico del Teide, en la isla de Tenerife, el 9 de junio de 1798". *Anales de Hª Natural*, Madrid

BIOGEOGRAFÍA



Notas para una zoogeografía en islas volcánicas: el caso de Canarias

Dr. Rafael Ubaldo Gosálvez Rey. Profesor Ayudante
Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio
(Universidad de Castilla-La Mancha)

INDICE

Presentación.

1. La Región Biogeográfica de la Macaronesia.
 2. Las Islas Canarias: Caracterización geográfica.
 3. El paisaje vegetal canario como base de los hábitats para la fauna.
 4. La fauna vertebrada canaria.
 5. La fauna amenazada: El Catálogo regional de especies amenazadas.
 6. Bibliografía.
- Apéndice 1. Interés biogeográfico de distintos espacios de la isla de Tenerife.

PRESENTACIÓN

El diccionario de la Real Academia Española define a la fauna en su primera acepción como el conjunto de los animales de un país o región y en su segunda acepción como la obra que los enumera y describe. Etimológicamente atribuye el origen de esta palabra al latín, en concreto a *Fauna* la diosa romana de la fecundidad.

La fauna, tradicionalmente no ha sido objeto de estudio y atención por parte de la geografía española. Esto no ha sido así en la geografía anglosajona o en la centroeuropea, y cabe citar simplemente tres de las obras más interesante y conocidas como son el *Cosmos* de Alejandro Von Humboldt (1852), la *Geografía de Animales y Plantas* de Marion Newbigin (1936) o el *Tratado de Geografía Física* de Emmanuel de Martonne (1955) para comprobar que este elemento de la naturaleza ya era objeto de análisis por parte de los geógrafos.

En el ámbito de España, los científicos que han tratado la fauna provenían de las ciencias de la naturaleza, debiendo destacar cinco figuras a finales del siglo XIX y comienzos del XX: Eduardo Boscá Casanoves, José Arévalo y Baca, Ángel Cabrera, Luís Lozano-Rey y José María de la Fuente.

A pesar de esta tradición naturalista española, no es hasta finales del siglo XX y principios del siglo XXI cuando aparecen en nuestro país los atlas de distribución para todos los grupos de vertebrados (Doadrio, 2001; Palomo y Gisbert, 2002; Pleguezuelos, Márquez y Lizana, 2002; Martí y Del Moral, 2003). De esta manera, se carecía de una información básica inicial que permitiera abordar un análisis desde una perspectiva geográfica y global. Aún así, para los invertebrados se carece aún de un atlas de este tipo y en las próximas décadas seguirá siendo así.

Las Islas Canarias conforman uno de los cinco archipiélagos del Atlántico Oriental (Azores, Madeira, Islas Salvajes, Canarias y Cabo Verde) que constituyen la región biogeográfica conocida como Macaronesia. Dentro de este contexto el Archipiélago Canario es uno de los más estudiados desde el siglo XIX, proporcionando un buen ejemplo de cómo ha tenido lugar la colonización biológica de esta región.

Destacan en las Islas Canarias una vegetación y una fauna muy importante desde el punto de vista de la biodiversidad por su carácter único y exclusivo. Sirva de ejemplo una simple comparación: si en las Islas Británicas el nº de plantas endémicas (exclusivas) no llega a media docena, en Canarias, a pesar de ser un territorio minúsculo (7.500 km²) supera las cuatrocientas. El Drago, la Violeta del Teide o los Tajinastes Rojos del Teide, son especies florísticas que han sido objeto de admiración y estudio.

Los animales, sin embargo, al tratarse en su mayoría de insectos y otros invertebrados (caracoles, arañas, etc.) han pasado más desapercibidos,

aunque no por ello carecen de menor interés. De esta manera, se calcula que en Canarias habitan unas 2000 especies de escarabajos (coleópteros), siendo más de la mitad exclusivos de estas islas. Los vertebrados terrestres, por el contrario, son escasos, pues salvo las aves y murciélagos, no les resulta fácil colonizar las islas, al tener que atravesar el brazo de mar que las separa de tierras continentales.

Esta amplia diversidad biológica se combina con otra: la del paisaje. En pocos kilómetros se puede pasar de un mar de dunas, a una selva subtropical; del desierto a un pinar surcado por arroyos, para terminar en agrestes cumbres cubiertas por nieve y escasa vegetación.

La configuración volcánica de las islas, unida a su posición latitudinal, favorece esta diversidad paisajística, pues el constante proceso de construcción (erupciones volcánicas) y, sobre todo, de desmantelamiento (erosión y desplomes), producen una morfología abrupta y contrastada: barrancos profundos, calderas, mesas, laderas, roquedos, etc. Esta distribución discontinua de los elementos geomorfológicos favorece la presencia de microclimas distintos en poco espacio y, por lo tanto, una importante compartimentación ambiental, muy notable en la isla de Tenerife.

La combinación de estas características, unida a la benignidad del clima canario, determinada por la corriente fría que lleva su nombre y por el constante aporte de humedad de los vientos alisios, han convertido a Canarias en uno de los centros mundiales de máxima concentración de endemismos biológicos, junto con las Islas Hawaii y Galápagos.

Con esta contribución aproximaremos al lector al conocimiento de los valores ambientales y paisajísticos de este archipiélago "afortunado".

1. LA REGIÓN BIOGEOGRAFICA DE LA MACARONESIA

Los archipiélagos de Azores, Madeira, Salvajes, Canarias y Cabo Verde se encuentran comprendidos entre los 14° 49' y 39° 45' de Latitud N y los 13° 20' y 31° 17' de Longitud W. Se encuentran a una distancia lineal de 2.700 Km. entre Corvo, la isla más septentrional de las Azores, y Brava, la isla más meridional de Cabo Verde. En sentido longitudinal, entre la isla más próxima al continente, Fuerteventura (Canarias) y la isla más alejada, Flores (Azores) media una separación de 1800 km. Todos estos archipiélagos están formados por islas muy cercanas al continente (Islas Canarias, con 100 Km. de Fuerteventura), o alejadas del mismo (unos 1500 Km. de las Islas Azores), comprendiendo una superficie total aproximada de 15.000 km².

El origen de todas estas islas oceánicas se encuentra en el volcanismo asociado a la formación de la cordillera dorsal-atlántica y la deriva continental, aunque sus posiciones y configuraciones han cambiado considerablemente a lo largo de la historia. Las edades de estas islas varían entre los 27 m.a. de las Islas Salvajes y los 8 m.a. de Las Azores, existiendo volcanismo histórico (últimos 500 años) en las islas Canarias, en Las Azores y en Cabo verde. Muchas islas han variado en forma y tamaño como resultado de los cambios en el nivel del mar y de una continua actividad volcánica a lo largo del tiempo.

Este conjunto de islas tienen en común estructuras paisajísticas y geológicas similares. Por otra parte, la situación atlántica y la influencia que ejercen los vientos alisios del noreste, condicionan analogías climáticas. Además, desde el punto de vista florístico, también existe una gran afinidad entre los archipiélagos, más acentuada cuando se trata de grupos de islas adyacentes, como Madeira y Canarias, y mucho menor respecto a Cabo Verde, debido a la gran influencia que aquí presenta la flora afrotropical.

Será en 1845 cuando P. Barker Webb acuñe el término Macaronesia, al unir los términos griego de *Makarion* (feliz, afortunado) y *Nesoi* (islas, insular), en alusión al nombre romano con que se conocía a estas islas "*Insulae Fortunatae*": Islas Afortunadas.

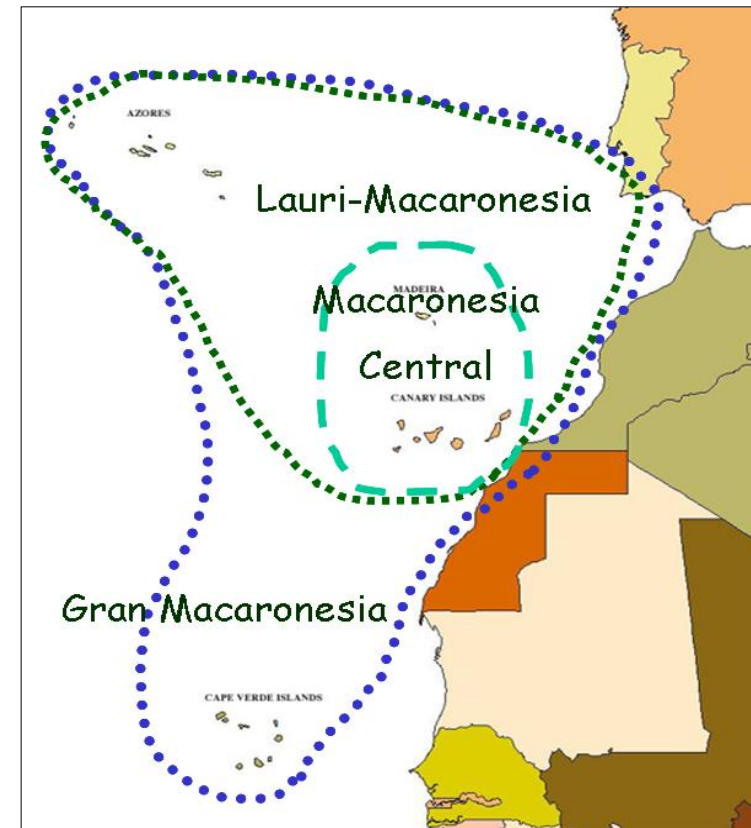


Figura 1. La región biogeográfica de la Macaronesia y subregiones identificadas

Desde el punto de vista corológico, la Macaronesia se incluye en el Reino Holártico, siendo considerada como Región Biogeográfica por los botánicos y Subregión o Provincia para los zoogeógrafos. En cualquier caso, su entidad como región biogeográfica (Figura 1) es muy discutida en la actualidad.

En cuanto a la Flora, existe una notable heterogeneidad:

- Azores presenta una afinidad eurosiberiana-atlántica
- Madeira una afinidad mediterránea
- Canarias presenta una afinidad mediterránea-sahariana
- Cabo Verde una afinidad sahariana-sudanesa

Algunos autores además incluyen enclaves portugueses, marroquíes y mauritanos en esta región, áreas que se denominan Macaronesia Continental.

En cuanto a la Fauna, las características de las comunidades zoológicas se resumen a continuación:

- Presencia de muy pocos mamíferos terrestres autóctonos, siendo la mayoría introducidos por el hombre
- Las aves e insectos presentan una afinidad europea y norteafricana en Azores y Madeira
- Canarias presenta una fauna con una fuerte impronta mediterránea
- Cabo Verde presenta una afinidad con fauna africana

La causa de todo ello se encuentra en gran medida en que el clima no es uniforme en esta región, debido al amplio rango latitudinal existente (25°), lo que permite distinguir un gradiente N-S (Figura 2):

- ☞ Clima atlántico en Azores
- ☞ Clima mediterráneo en Madeira, Salvajes y Canarias (con invasiones regulares de aire sahariano)
- ☞ Clima monzónico en Cabo Verde (incidencia de un régimen tropical de vientos tipo monzónico)

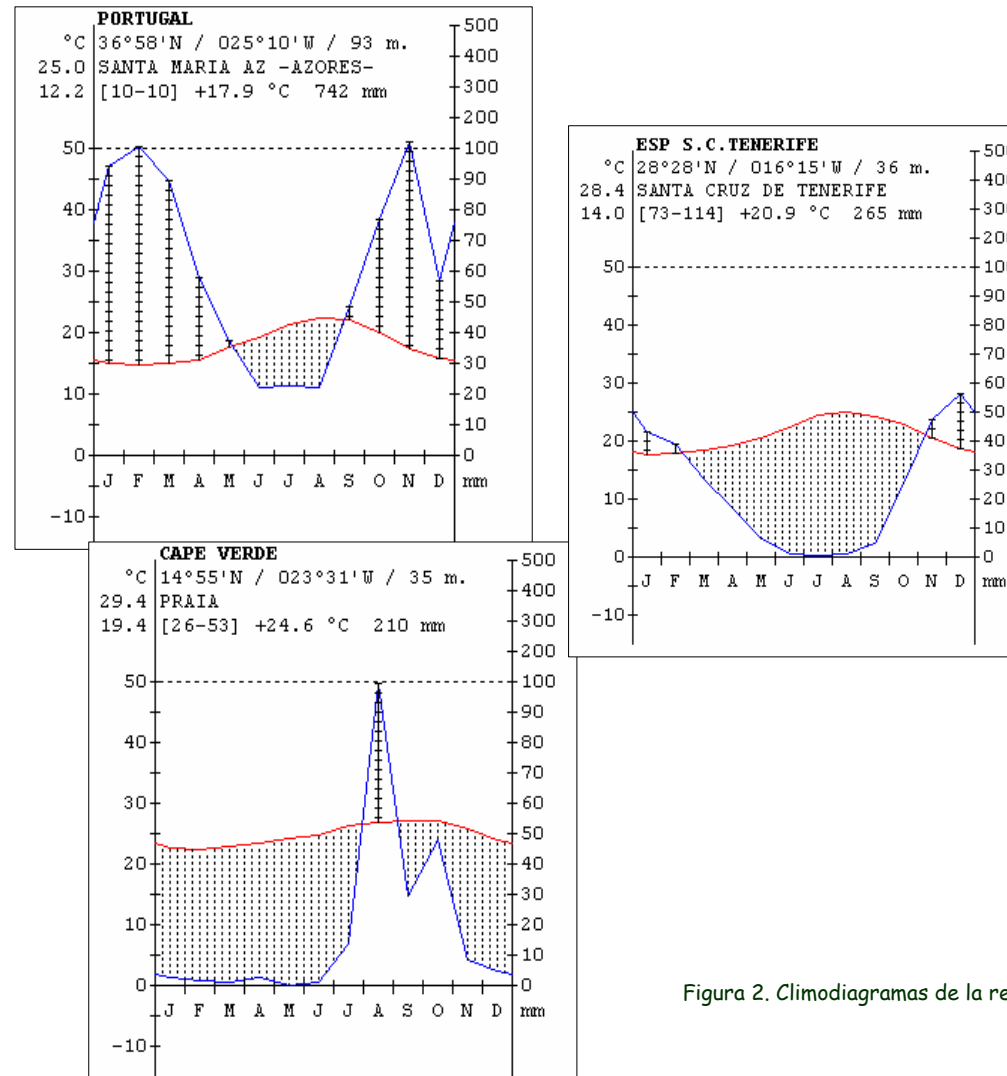


Figura 2. Climodiagramas de la región macaronésica. Fuente: CIF, 2008

2. LAS ISLAS CANARIAS: CARACTERIZACIÓN GEOGRÁFICA

El archipiélago canario se encuentra situado entre los 27° 37' (Punta de la Restinga en la isla de El Hierro) y los 29° 35' (Punta de los Mosegos en la isla de Alegranza) de Latitud N y entre los 13° 20' (Roque del Este) y los 18° 10' (Punta de la Orchilla en la isla de El Hierro) de Longitud W, a distancias comprendidas entre los 100 y los 500 Km. de la costa noroccidental africana.

Esta constituido por siete islas mayores (Figura 3): Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canarias, Tenerife, La Gomera, La Palma y el Hierro; cuatro islas menores: Lobos, La Graciosa, Montaña Clara y Alegranza, y varios roques. La superficie total del archipiélago es de unos 7.491 km², siendo la longitud de sus costas de 1.126 km.



ISLA	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÁXIMA/DESNIVEL ABSOLUTO (m)
Tenerife	2034	Teide (3718)
Fuerteventura	1660	Jandía (807)
Gran Canaria	1560	Pozo de las Nieves (1949)
Lanzarote	846	Atalaya del Femés (679)
La Palma	708	Roque de los Muchachos (2423)
La Gomera	370	Garajonay (1487)
El Hierro	269	Malpaso (1501)

Figura 3. Archipiélago Canario extensión y elevación de cada isla

El origen de estas islas se inicia a mediados del Terciario, hace entre 150 y 180 millones de años, por acumulación de emisiones volcánicas sobre una corteza jurásica; tratándose, pues, de islas oceánicas de origen volcánico y no continentales. A partir de dataciones radiométricas de los materiales volcánicos emergidos más antiguos de cada isla, se barajan en la actualidad las siguientes edades en millones de años para cada una de ellas: Lanzarote, 19; Fuerteventura, 16'6; Gran Canaria, 13'9; Tenerife, 7'18; La Gomera, 12; La Palma, 1'6 y El Hierro 0'7. En consecuencia, parece existir una progresión de envejecimiento hacia el E, lo cual, por otra parte, resulta evidente en el grado de erosión de los edificios insulares.

El clima de las islas canarias (Tabla 1) tiene una impronta mediterránea, es decir, existe un largo periodo de aridez anual ($P < 2T$) coincidente con la época más cálida del año. Las temperaturas medias anuales de las tierras bajas no alcanzan los 21 °C (Santa Cruz, 20'8 °C; Las Palmas, 19'8 °C; Arafo, 17,9) (Figura 4). Con la altitud estos valores disminuyen, destacando Los Rodeos, que a 641 m, tiene 15'2 °C de media.

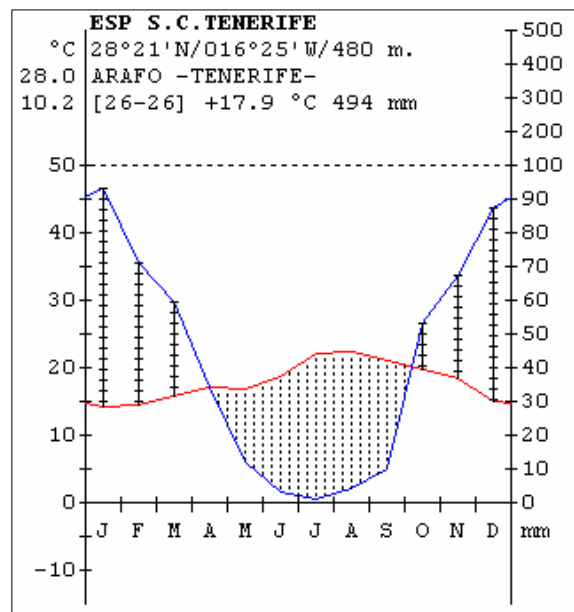


Figura 4. Climodiagrama de Arafo. CIF, 2008

La amplitud térmica es de 6-7 °C en las zonas bajas, valor que se llega a duplicar en los observatorios de alta montaña, aunque lo más destacable es la diferencia, a una misma altitud, entre las vertientes de barlovento (N) y de sotavento (S). Estas últimas son 1'5 °C más cálidas en invierno y 3 °C en verano por influencia de los vientos alisios. En cuanto a las precipitaciones, ofrecen un profundo contraste entre los 100 mm de las zonas más secas y los 800 mm de las más húmedas, que pueden superar los 1000 mm si añadimos las criptoprecipitaciones (nieblas, brumas, etc.). Como norma general disminuyen de N a S y de W a E, pero es la altitud y la orientación del relieve las que marcan las diferencias pluviométricas.

El relieve adquiere, como vemos, un papel fundamental a la hora de determinar las características climáticas. Fenómenos como las inversiones térmicas, el "mar de nubes" o las criptoprecipitaciones están íntimamente asociados a la altitud. La capa de aire del alisio tiene un espesor de unos 1200 m en verano y de unos 1700 m en invierno, es húmeda y sopla desde el NE. Por encima fluye otra capa más seca y cálida alimentada por los vientos del NW.

TABLA 1. DATOS CLIMÁTICOS SOBRE LAS ISLAS CANARIAS

OBSERVATORIO	Altitud (m)	TEMPERATURAS (°C)			PRECIPITACIONES (mm)				
		Anual	Enero	Julio	Anual	Otoño	Invierno	Primavera	Verano
Arrecife (L)	10	20,2	16,5	23,9	146	34	87	24	1
Los Estancos (L)	230	18,8	15,6	23,0	105	42	50	12	1
Las Palmas (GC)	15	21,0	20,8	26,0	152	50	64	21	17
Tafira (GC)	375	15,2	12,7	17,4	366	150	153	51	12
Tamadaba (GC)	1444	17,3	12,2	25,6	616	210	283	111	12
Santa Cruz (T)	35	20,8	17,4	24,7	252	79	126	47	-
Los Rodeos (T)	617	15,1	11,7	19,2	697	216	307	145	29
Izaña (T)	2367	9,4	3,9	17,4	464	172	211	76	5
Santa Cruz (P)	10	20,3	17,8	22,3	499	194	225	70	10
Mazo (P)	29	20,0	17,2	23,3	310	78	153	76	3

3. EL PAISAJE VEGETAL CANARIO COMO BASE DE LOS HÁBITATS PARA LA FAUNA

La distribución espacial de la fauna viene regida por las diferencias visibles existentes en el paisaje, que es el que sintetiza la influencia de todos los factores ambientales comentados anteriormente y que convergen en un espacio concreto, incluyendo la intervención que el hombre impone a través de sus sistemas socioeconómicos.

En el ámbito de Canarias podemos distinguir los siguientes tipos de paisaje que constituyen hábitats significativos y diferenciados para la fauna: el matorral costero o tabaibal-cardonal, el monteverde, los pinares canarios, el matorral de cumbre y los medios antropizados (medianía y zonas urbanas)

En cada uno de ellos vamos a encontrar a una serie de especies características, muy bien adaptadas a las condiciones ambientales concretas de cada tipo de hábitat, junto a una lista más larga de especies que no son exclusivas.

Matorral costero (Tabaibal-Cardonal): Se localiza en el piso bioclimático infracanario, el más térmico y árido, pudiéndose diferenciar dos facies en función de la mayor o menor afinidad por la aridez del biotopo: la dominada por las tabaibas (*Euphorbia balsamifera* y *Euphorbia obtusifolia*) y la dominada por el cardón *Euphorbia canariensis*.

En ambos casos se corresponde en su etapa óptima a un matorral abierto en el que dominan los nanofanerófitos paquicaules (tabaibas, cardones, balos *Plocama sp.*, verodes *Kleinia sp.* y aulagas *Launaea sp.*), ocupando las áreas de clima árido y semiárido de todas las islas canarias, siendo algo más exigente en suelo y precipitaciones el cardón, por lo que no aparece en Lanzarote.

El estrés hídrico que ha de soportar la flora se manifiesta en la adaptación de las plantas mediante el desarrollo de una serie de mecanismos adaptativos entre los que destaca la "suculencia" o capacidad de retener el máximo de agua posible en sus tejidos; la reducción de la superficie foliar (espinas) y la adopción de formas achaparradas con porte de matorral, todo ello con el objeto de evitar la rápida evapotranspiración por la elevada insolación. Todas estas adaptaciones confieren un aspecto característico de vegetación de desiertos. El aprovechamiento tradicional de este paisaje es el pastoreo extensivo (caprino) y los cultivos cerealistas y cultivos tropicales (mangos, aguacates y plátanos).

El Monteverde: Corresponde en su etapa óptima a una formación denominada laurisilva, es decir, a un bosque perennifolio lauroide denso ombrófilo y pluriespecífico. La laurisilva se localiza en la transición entre los pisos bioclimáticos termocanario y mesocanario. En las áreas más lluviosas de este piso, sobre todo en los fondos de barrancos y en los suelos más profundos, aparecen las facies clímax de este bosque, dominando laureles, viñatigos y tilos (géneros *Laurus*, *Persea*, *Ocotea*), con un importante sotobosque rico en helechos (*Dryopteris oligodonta*, *Woodwardia radicans*, *Aplenium hemionitis*, etc.).

La laurisilva es tanto más común cuanto mayor es la precipitación y las nieblas que originan los vientos alisios. Hay que destacar, en este sentido, la importancia de las criptoprecipitaciones debidas a la condensación de las nieblas sobre las hojas lustrosas de la mayoría de las especies de estos bosques. La destrucción o explotación abusiva de la laurisilva favorece la extensión de brezales con helechos (*Pteridium aquilinum*, principalmente) y codesos *Adenocarpus foliolosus*, algo más pobre en especies, aunque pueden albergar fayas y otros elementos propios de la laurisilva cuando se recuperan. En las crestas, laderas inclinadas, suelos poco profundos o que retienen menos la humedad, así como en áreas algo menos lluviosas, el bosque de laureles y viñatigos es sustituido por otros tipos más xerofíticos, cuya estructura es la de un monte verde alto y denso, en el que predominan los brezos arborescentes de *Erica arborea*, fayas *Myrica faya*, acebiños *Ilex canariensis* y laureles *Laurus azorica*.

En zonas de ecotonía entre los pisos infra y termocanario aparece otro tipo de laurisilva más termófila, caracterizada por la presencia de barbusanos *Apollonias barbujana* y Palo blanco *Picconia excelsa*.

El tipo de bosque más higrófilo es el existente en ciertos fondos de barranco y cursos de agua, en los que existe ya una activa pseudogleización. Tales bosques riparios o temporalmente encharcados son ricos en tilos *Ocotea foetens* y en ciertos helechos.

El aprovechamiento tradicional de estos paisajes se ha basado fundamentalmente en los cultivos agrícolas (papas y cereales) donde hay un mayor desarrollo edáfico y en el ganadero (ovino, caprino y bovino) y forestal en los relieves más abruptos y con suelos más esqueléticos.

Pinares canarios: En la vegetación del piso bioclimático mesocanario se ha reconocido tan solo la presencia del pinar canario *Pinus canariensis*, que en su etapa madura origina un bosque de coníferas de gran porte, más o menos denso dependiendo de su ombroclima, exposición y profundidad de los suelos. Estos pinares solo se localizan en las islas de Gran Canaria, Tenerife y La Palma.

Los pinares canarios se ponen en contacto con los sabinares, la laurisilva y el Retamar del Teide, por lo que a pesar de la relativa pobreza florística de su sotobosque, en estas áreas de ecotonía pueden llegar a mostrar una elevada diversidad biológica. El aprovechamiento tradicional ha sido el forestal, extendiéndose su superficie a costa de la laurisilva mediante repoblaciones forestales.

Matorral de cumbre: La vegetación dominante en el piso supracanario esta mediatizada por la presencia de la Retama del Teide *Spartocytisus subranubius* y sus especies acompañantes, la cual da lugar a un matorral más o menos denso, en el que dominan un cierto número de nanofanerófitos y caméfitos endémicos, de porte almohadillado, como respuesta evolutiva de esta formación vegetal al estrés térmico imperante (gran amplitud térmica diaria y heladas nocturnas).

Por encima de este matorral se extiende el paisaje del pico del Teide, con una vegetación muy poco aparente, caracterizada por algunas gramíneas y por la Violeta.

En el horizonte inferior de este piso puede prosperar de modo natural algún árbol de pequeño porte como el Cedro Canario *Juniperus cedrus*. Cuando se encuentra en su óptimo, el matorral cubre por completo el suelo, en el caso de que se trate de rocas volcánicas muy antiguas y se hayan formado ya suelos (andosoles y suelos fersialíticos).

Las coladas de lavas históricas, muy visibles en las Cañadas del Teide, todavía no han sido colonizadas por los elementos propios del matorral de cumbre, debido a la lentitud de la edafogénesis, sobre todo si tenemos en cuenta la sequedad o semiaridez de este piso bioclimático por el frío. El aprovechamiento tradicional de este territorio ha sido la ganadería, aunque en las cotas inferiores aparecen repoblaciones forestales a base de pino canario y cedro canario.

Medianías y núcleos urbanos: Se trata de las áreas más intensamente intervenidas por el hombre en la isla de Tenerife, correspondiendo con las zonas denominadas por la población local como medianías, por su localización entre la costa y las áreas más abruptas de las islas, dedicándose en la actualidad a los cultivos y a los asentamientos humanos. La vegetación original ha desaparecido prácticamente en su totalidad, correspondiéndose en su etapa óptima a bosquetes y matorrales densos en los que dominaban algunos arbustos de claro parentesco mediterráneo (*Rhamnus*, *Olea*, *Pistacia*, etc.), el drago y la palmera canaria.

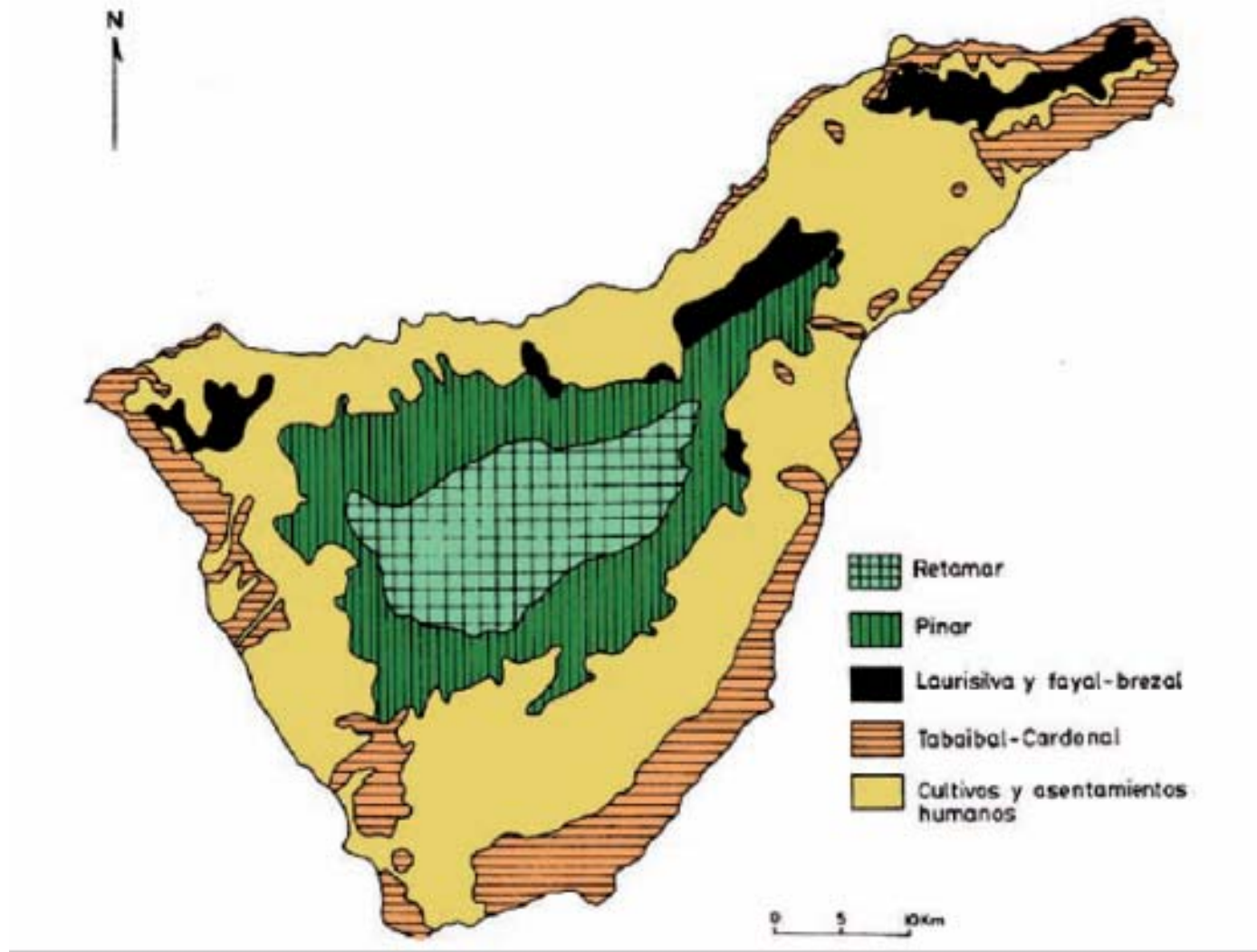


Figura 5. esquema general de la distribución de la vegetación en Tenerife. Según Santos, 1980, modificado

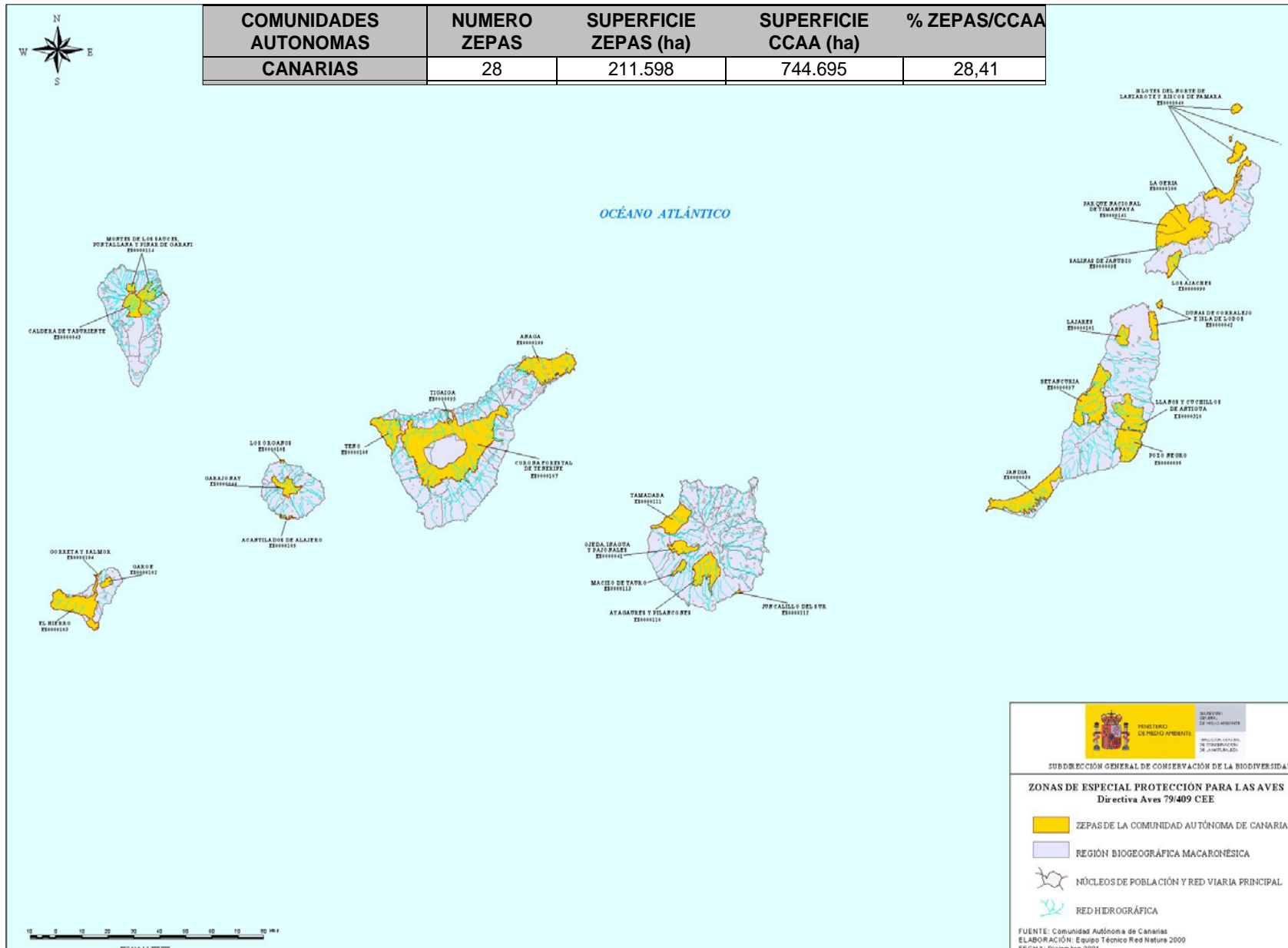
El aprovechamiento tradicional de este territorio ha sido la agricultura cerealista, los viñedos y la explotación de ciertos árboles frutales de secano. También es usual la ganadería extensiva (ovino y caprino). Es aquí donde aparecen también los principales asentamientos urbanos.

Aquí encuentran un buen óptimo ecológico especies como los perinquenes, los vencejos *Apus sp.* o los gorriones *Passer sp.*, que tanto alegran el ambiente y tan buen servicio realizan en la captura de invertebrados voladores, especialmente mosquitos.

En consecuencia, podemos afirmar que la fauna canaria esta estrechamente relacionada con la diversidad de paisajes con que cuenta esta comunidad autónoma, siendo el resultado de una combinación de los distintos factores geográficos y ambientales que convergen en este territorio, en el que juega un papel trascendental la actividad humana, modelando unas veces los paisajes primitivos o generando otros nuevos a los que la fauna se ha ido adaptando paulatinamente y cuando no lo ha podido hacer, reduciendo su área, desplazándose o incluso extinguiéndose.

Una manera de espacializar la importancia que para la fauna presentan los distintos territorios de Canarias es remitir a una fuente independiente, al menos en teoría, que nos desvele cuales son las "áreas importantes" para la conservación de la fauna y que nos revele también cuales son los hábitats más importantes para garantizar su protección.

De todas ellas, por el proceso metodológico que llevó a su configuración, por la extensión superficial contenida y por las implicaciones jurídicas que conlleva, hemos seleccionado la **Red NATURA 2000**, la red de espacios naturales protegidos de la Unión Europea aprobada por la Directiva 92/43/CEE, que agrupa aquellas áreas designadas para conservar a las aves, lo que se conocen como *zonas de especial protección para las aves (ZEPA)*, y para el resto de la fauna las *zonas de especial conservación (ZEC)*, transitoriamente denominadas como *lugares de interés comunitario (LIC)*.



4. LA FAUNA VERTEBRADA CANARIA

La fauna canaria se caracteriza por una elevada presencia de endemismos condicionados por la insularidad, aunque el número de especies endémicas incluye solo a reptiles y aves. Los mamíferos no han tenido oportunidad ni tiempo suficiente para instalarse y desarrollar sus peculiaridades insulares. Los murciélagos y la Musaraña Canaria son la única excepción, pues el resto de especies, que con peor o mejor fortuna han logrado adaptarse a este nuevo nicho ecológico, debe su presencia al hombre.

4.1. Los anfibios y reptiles en la Islas Canarias

Como en todas las islas oceánicas, la herpetofauna de la Macaronesia es pobre en especies y carece de algunos niveles taxonómicos, como los Ofidios (serpientes) dentro de los Reptiles. Incluso la clase de los Anfibios no está representada en el archipiélago canario, salvo por especies introducidas por el hombre, la Rana Común *Rana perezi* y la Ranita Meridional *Hyla meridionalis*.

La limitada capacidad de dispersión de los reptiles y anfibios por la presencia del océano y la distancia al continente, son dos factores que limitan o incluso impiden la colonización de las islas por representantes de estos grupos. A pesar de todo, los reptiles han experimentado en las islas canarias un importante proceso de especiación por radiación adaptativa, de modo que presentan un extraordinario interés para los biogeógrafos.

En el archipiélago canario los reptiles constituyen un grupo muy interesante por su carácter exclusivamente endémico. Buena parte del interés de la herpetofauna canaria reside en la diferenciación que han experimentado sus poblaciones, como consecuencia de un prolongado aislamiento, que se detecta a nivel genérico, específico y subespecífico.

Cabe resaltar las peculiares áreas de distribución que exhiben las distintas especies y subespecies en las Islas Canarias, el gran tamaño alcanzado por algunas formas fósiles y vivientes, la variabilidad altitudinal intrainsular de algunas especies y los fenómenos evolutivos que han tenido lugar en el seno de sus poblaciones.

En la actualidad los reptiles canarios son abundantes, aunque es destacable, como ya hemos adelantado anteriormente, la ausencia de serpientes. Entre los lagartos existían tres especies que alcanzaban el metro y medio de longitud, pero con la llegada de los conquistadores hispanos desaparecieron casi por completo en el S. XVI. Solo el Lagarto Gigante del Hierro ha perdurado hasta nuestros días, aunque en una situación muy precaria, siendo considerado actualmente como el saurio con mayor riesgo de desaparición del mundo, con una población que apenas sobrepasa los 300 individuos. El Lagarto Tizón, originario de Tenerife, se ha extendido por todo el archipiélago, pudiendo alcanzar los 50 cm de largo, siendo un gran devorador de todo tipo de vegetales, por lo que los agricultores le persiguen con saña, aunque también destruye gran cantidad de insectos dañinos. Existen también varias especies endémicas de tortugas marinas (Boba, Laúd y Verde).

TABLA 2. INVENTARIO Y DISTRIBUCIÓN DE LOS ANFIBIOS Y REPTILES DE LAS ISLAS CANARIAS. FUENTE: PLEGUEZUELOS, MÁRQUEZ Y LIZANA, 2002.

ESPECIE	PA	HI	GO	TE	GC	FU	LA	OBS.
Ranita Meridional	*	*	*	*	*	*	*	
Rana Común	*	*	*	*	*			
Lisa Variable					*			
Lisneja						*		
Lisa Común		*	*	*				
Salamanquesa Rosada				*	*			
Perinquéñ Majorero						*	*	
Perinquéñ de Boettger		*			*			
Perinquéñ Común	*			*				
Perinquéñ Gomero			*					
Lagarto Atlántico					*	*	*	
Lagarto de Lehrs		*	*					
Lagarto Tizón	*			*				
Lagarto de El Hierro		*		*				
Lagarto de Gran Canaria					*	*		
Tortuga Boba	*	*	*	*	*	*	*	
Tortuga Verde	*			*			*	
Tortuga Laúd						*		
TOTAL SP = 18	6	7	6	9	8	7	5	
PA: Palma; HI: Hierro; TE: Tenerife; GC: Gran Canaria; FU: Fuerteventura; LA: Lanzarote								

4.2. La avifauna del Archipiélago Canario

Las aves es el grupo de vertebrados más numeroso y variado, distribuyéndose entre los diversos hábitats que les ofrece las Islas Canarias: costa, bosques, matorrales, cultivos, tierras secas y desérticas del litoral y altas cumbres. Gaviotas, charranes, petreles, paíños, pardelas y águilas pescadoras utilizan alternativamente el medio acuático y el terrestre en función de sus necesidades.

ESPECIE	PA	HI	GO	TE	GC	FU	LA	VISTO
Petrel de Bukver	+	+	+	+		+	+	
Pardela Cenicienta	+	+	+	+	+	+	+	
Pardela Chica (subsp. baroli)	+	+	+	+		+	+	
Paíño Europeo (subsp. pelagicus)		+		+				
Paíño de Madeira		+		+		+		
Alimoche				+		+	+	
Gavilán Común (subsp. ganti)	+	+	+	+				
Busardo Ratonero (subsp. insularum)	+	+	+	+	+	+		
Águila Pescadora		+	+	+		+	+	
Cernícalo Vulgar (subsp. canariensis)	+	+	+	+	+	+	+	
(subsp. dacotiae)						+	+	
Halcón de Eleanora							+	

ESPECIE	PA	HI	GO	TE	GC	FU	LA	VISTO
Perdiz Roja						+		
Perdiz Moruna (subsp. koenigi)	+	+	+	+		+	+	
Codorniz Común (subsp. confisa)	+		+	+		+	+	+
Gallineta Común				+		+	+	
Avutarda Húbara						+	+	
Alcaraván Común (subsp. distinctus)	+		+	+		+		
(subsp. insularum)						+	+	
Corredor Sahariano						+	+	+
Chorlizo Chico				+		+	+	
Chorlizo Patinegro				+		+	+	+
Chocha Perdiz	+		+	+				
Gaviota Patamarilla (subsp. atlantis)	+	+		+			+	
Charrán Común	+	+	+	+		+	+	+
Ganga Ortega						+	+	+
Paloma Bravía	+	+	+	+		+	+	+
Paloma Rabiche	+	+	+	+				
Paloma Turqué	+	+	+	+				
Tórtola Turca								+
Tórtola Común	+	+	+	+		+	+	+
Cotorra de Argentina	+			+		+	+	
Lechuza Común (subsp. alba)								+
(subsp. gracirostris)								+
Búho Chico (subsp. canariensis)	+	+	+	+		+		
Vencejo Pálido (subsp. brehmorum)			+	+		+	+	+
Vencejo Unicolor	+	+	+	+		+	+	+
Vencejo Cafre		+						
Abubilla	+	+	+	+		+	+	+

ESPECIE	PA	HI	GO	TE	GC	FU	LA	VISTO
Pico Picoapinos (subsp. canariensis)				+				
(subsp. thanneri)								+
Terrera Marismaña (subsp. rufescens)				+				
(subsp. polatzeki)								+
Bebita Caminero (subsp. bertheloti)	+	+		+		+	+	+
Lavandera Cascadeña (subsp. canari.)	+	+	+	+				
Petirrojo Tarabilla Canaria (subsp. dacotiae)	+	+	+	+				+
(subsp. muriei)								
Mirlo Común (subsp. cabreræ)	+	+	+	+		+		
Currucá Tomillera (subsp. orbitalis)	+	+	+	+		+	+	+
Currucá Cabeçin. (subsp. leucogastra)	+	+	+	+		+	+	
Currucá Capriolada	+	+	+	+		+		
Mosquitero Común (subsp. canariensis)	+	+	+	+		+		
Reyezuelo Sencillo (subsp. tenerife)	+	+	+	+				
Herrerillo Común (subsp. ombriosus)		+						
(subsp. palmerensis)		+						
(subsp. tenerife)				+		+		
(subsp. degener)								+
Alcaudón Real				+		+	+	+

ESPECIE	PA	HI	GO	TE	GC	FU	LA	VISTO
Chova	+							
Piriquirroja (subsp. barbarus)								
Cuervo (subsp. canariensis)	+	+	+	+	+	+	+	
Estornino Pinto				+	+			
Gorrión Moruno	+	+	+	+	+	+	+	
Gorrión Molinero					+			
Gorrión Chillón	+	+	+	+	+			
Pinzón Vulgar (subsp. canariensis)			+	+	+			
(subsp. palmae)	+							
(subsp. ombrosia)		+						
Pinzón Azul (subsp. teydea)				+	+			
(subsp. polatzeki)					+			
Verdecillo Canario	+	+	+	+	+			
Verderón Común			+	+	+	+		
Jilguero	+		+	+	+	+		
Pardillo Común (subsp. meadewaldoi)	+	+	+	+				
(subsp. harterti)						+	+	

ESPECIE	PA	HI	GO	TE	GC	FU	LA	VISTO
Camachuelo Trom. (subsp. amantum)			+	+	+	+	+	
Tigüero	+	+	+	+	+	+	+	
Pardela	+	?	?	+				
Pichoneta								
Paño Pechialbo								
Tarro Canelo						+		
Halcón Tagarote	?		?	+		+	+	
Pintada Común				+				
Charrián Rosado		+						
Tórtola de Collar			+	+	+	+	+	
Cotorra de Kramer				+	+			
Pico de Coral Común				+	+			
TOTAL ENDESMOS = 46								
TOTAL SP + SUBSP = 87	41	37	43	60	47	43	36	
PA: Palma; HI: Hierro; TE: Tenerife; GC: Gran Canaria; FU: Fuerteventura; LA: Lanzarote								

TABLA 3. INVENTARIO Y DISTRIBUCIÓN DE LAS AVES NIDIFICANTES EN EL ARCHIPIÉLAGO CANARIO. FUENTE: MARTÍ Y DEL MORAL, 2003.

Por las áreas secas de las tierras bajas caminan, pues excepcionalmente levantan el vuelo, el Bisbita Caminero, la Avutarda Húbara, el Alcaraván, el Corredor Sahariano y otras aves más comunes como la Perdiz Moruna y la Codorniz. En la Laurisilva y en los pinares canarios abunda las especies endémicas como la Paloma Rabiche, la Paloma Turqué, la Tarabilla Canaria, el Pinzón del Teide o Azul y el famoso Canario, este último extendido por todo el mundo como ave canora en cautiverio y que aquí vive en estado salvaje. Sobrevolando las altas cumbres, los pinares o los desiertos costeros, hay otro grupo de aves que han adquirido algunas características peculiares que permiten catalogarlas como subespecies. Nos referimos al Halcón de Tagarote, el Cernícalo, el Gavilán y el Alimoche o Guirre.

4.3. Los mamíferos de las Islas Canarias

Este grupo de vertebrados se halla pobremente representado en el archipiélago canario, siendo la mayoría de ellos introducidos por el hombre, salvo los murciélagos y la Musaraña Canaria, que fueron capaz de conquistar estas islas por ellos mismos.

Cerca de las costas aparecen con cierta frecuencia cachalotes y delfines. En tierra firme, nos encontramos a la Musaraña Canaria, al Erizo Moruno y a la Ardilla Moruna, éstas dos últimas especies provenientes del NW africano, ocupando las tres terrenos bajos. A ellos habría que añadir el ubicuo Conejo que ha proliferado hasta el extremo de tener que utilizar hurones para su control. En la Laurisilva y en los pinares canarios abundan la Rata Común y la Rata Negra, controladas por el gato cimarrón y las aves rapaces. Finalmente, a mediados del siglo XX y con fines cinegéticos se introdujo en las altas serranías canarias el Muflón y el Arruí, con tanto éxito que está suponiendo un peligro real en la actualidad para la conservación y mantenimiento de algunas comunidades y especies florísticas amenazadas.

ESPECIE	PA	HI	GO	TE	GC	FU	LA	OBS.
Musgaño Enano				*				
Musaraña Canaria						*	*	
Musaraña del Osorio					*			
Murciélago de Borde Claro					*	*	*	
Murciélago Madeira	*	*	*	*				
Murciélago Montaña		*	*	*	*			
Nóctulo Menor	*			*				
Murciélago de Huerta							*	
Murciélago Bosque			*	*				
Murciélago Orejudo Canario	*	*		*				
Murciélago Rabudo	*	*	*	*	?			
Erizo Moruno				*	*	*	*	
Conejo Común				*	*			
Ratón Casero	*	*	*	*	*	*	*	
Ratón Moruno				*	*			
Rata Común	*	*	*	*	*	*	*	
Rata Campestre	*	*	*	*	*	*	*	
Muflón				*				
Argüí				*				
Ardilla Moruna	*	*	*	*	*			
TOTAL SP = 20	8	8	8	16	10	6	7	

PA: Palma; HI: Hierro; TE: Tenerife; GC: Gran Canaria; FU: Fuerteventura; LA: Lanzarote

TABLA 4. INVENTARIO Y DISTRIBUCIÓN DE LOS MAMÍFEROS EN EL ARCHIPIÉLAGO CANARIO. FUENTE: PALOMO Y GISBERT, 2002.

5. LA FAUNA AMENAZADA: EL CATÁLOGO REGIONAL DE ESPECIES AMENAZADAS.

La conservación de la fauna, al igual que la flora, queda garantizada en Canarias por el Decreto 151/2001, de 23 de julio, por el que se crea el Catálogo de Especies Amenazadas de Canarias. Este catálogo constituye la herramienta básica de gestión de las especies amenazadas que habitan en esta comunidad autónoma, basándose la inclusión de ellas en el mismo a partir de la información científica disponible sobre la distribución y sobre los efectivos poblacionales.

En la actualidad, el catálogo incluye a 26 especies de invertebrados, 7 especies de reptiles, 8 de aves y 5 de mamíferos en la *Categoría C.1. Especies en Peligro de Extinción*, 22 especies de invertebrados, 1 especie de pez, 3 de reptiles, 11 de aves y 3 de mamíferos en la *Categoría C.2. Especies Sensibles a la alteración del hábitat*, 26 especies de invertebrados, 5 especies de peces, 12 de aves y 11 de mamíferos en la *Categoría C.3. Especies Vulnerables* y 4 especies de invertebrados, 3 de peces, 2 de reptiles, 34 de aves y 6 de mamíferos en la *Categoría C.4. Especies de Interés Especial*. En consecuencia, 111 especies de vertebrados y 56 especies de invertebrados presentes en Canarias se encuentran amenazadas.

Tabla 5. Especies de la fauna vertebrada terrestres incluidas en la categoría de *En Peligro de extinción* según el Catálogo Regional de Especies Amenazadas de Canarias. (Sombreado gris: especies presentes en Tenerife).

Nombre vernáculo	Nombre científico	Tipo de hábitat	Islas
Lagarto moteado	<i>Gallotia intermedia</i>	Acantilados	Tenerife (Teno)
Lagarto gigante	<i>Gallotia simonyi</i>	Acantilados	El Hierro (Risco de Tibajate)
Terrera marismeña	<i>Calandrella rufescens rufesc.</i>	Espacios abiertos	Tenerife, Gran Canaria, Lanzarote y Fuerteventura
Hubara canaria	<i>Chlamydotis undulata</i>	Espacios abiertos	Fuerteventura, Lanzarote y La Graciosa
Halcón tagarote	<i>Falco pelegrionoides</i>	Acantilados y barrancos	Todas las islas
Pinzón azul	<i>Fringilla teydea polatzeki</i>	Pinar canario	Gran Canaria
Cerceta pardilla	<i>Marmaronetta angustirostris</i>	Humedales	Fuerteventura (Las Peñitas)
Guirre	<i>Neophron percnopterus</i>	Acantilados	Lanzarote y Fuerteventura
Guincho	<i>Pandion haliaetus</i>	Acantilados	Todas las islas menos Gran Canaria
Paiño pechialbo	<i>Pelagodroma marina</i>	Matorral costero y dunas	Islotes al norte de Lanzarote

6. BIBLIOGRAFÍA

AA.VV. (1996): *Atlas de aves y plantas de las Islas Canarias*. Serie Monografías. INM-MOPTMA. Madrid.

BARBADILLO, L.J. (1987): *La guía INCAFO de los anfibios y reptiles de la Península Ibérica, Islas Baleares y Canarias*. INCAFO, Madrid.

BLANCO, J.C. (1999): *Guía de campo de los mamíferos de España*. 2 Tomos. Geoplaneta. Barcelona.

BLONDEL, J. (1986): *Biogeografía y ecología*. Editorial Academia, S.L. León.

BRAQUE, R. (1987): *Biogéographie des continents*. Barcelona. Masson, S.A.

CARRASCAL, L.M. y PALOMINO, D. (2005): "Preferencias de hábitat, densidad y diversidad de las comunidades de aves en Tenerife (Islas Canarias)". En *Animal Biodiversity and Conservation*, 28.2:101-119.

CHAPMAN, A. y BUCK, W.J. (1910): *La España inexplorada*. (1989, edición facsímil) Sevilla. Junta de Andalucía.

DOADRIO, I. (eds.). (2001): *Atlas y libro rojo de los peces continentales de España*. Madrid. CSIC/Ministerio de Medio Ambiente.

FRANCO ALIAGA, T. (1996): *Geografía Física de España*. UNED. Madrid.

FERNÁNDEZ-PALACIOS, J.M^a. y MARTÍN ESQUIVEL, J.L. (cords.). (2001): *Naturaleza de las Islas Canarias. Ecología y Conservación*. Publicaciones Turquesa, S.L. Santa Cruz de Tenerife.

HUMBOLDT, A. (1852): *Cosmos: A sketch of a physical description of the universe*. London. Henry G. Bonhn.

MARTÍ, R. y DEL MORAL, J.C. (eds.). 2003: *Atlas de las aves reproductoras de España*. Madrid. SEO/Birdlife/Ministerio de Medio Ambiente.

MARTONNE, E. (1955): *Traité de Géographie physique*. Librairie Armand Colin.

MOMPÓ, V. (1876): *Catálogo de las Aves de Tenerife*. Separata de Anales de la Soc. Esp. de His. Nat., Tomo V. Facsímil. 1995: Librerías París-Valencia. Valencia.

NEWBIGIN, M. (1936): *Plant and Animal Geography*. London. Methuen.

PALOMO, L.J. y GISBERT, J. (eds.). (2002): *Atlas de los mamíferos terrestres de España*. Madrid. SECEM/SECEMU/Ministerio de Medio Ambiente.

PLEGUEZUELOS, J.M.; MÁRQUEZ, R. y LIZANA, M. (2002): *Atlas y libro rojo de los anfibios y reptiles de España*. Madrid. AHE/Ministerio de Medio Ambiente.

RIVAS-MARTÍNEZ, S. (1987): *Memoria del mapa de series de vegetación de España*. Serie Técnica. ICONA-MAPA. Madrid.

RODRÍGUEZ, J.L. (1993): *Guía de campo de los mamíferos terrestres de España*. Editorial Omega, S.A. Barcelona.

RUBIO RECIO, J.M. (1989): *Biogeografía. Paisajes vegetales y vida animal*. Geografía de España nº 5. Editorial Síntesis, S.A. Madrid.

MÜLLER, P. (1979): *Introducción a la Zoogeografía*. Madrid. Ed. Blume.

RECURSOS WEB:

Ministerio de Medio Ambiente. www.mma.es

Comunidad Autónoma Canaria (Consejería de Política Territorial y Medio Ambiente). www.gobcan.es

Apéndice 1. INTERÉS BIOGEOGRÁFICO DE DISTINTOS ESPACIOS DE LA ISLA DE TENERIFE

Los macizos antiguos: Anaga y Teno

Paisajes a visitar: Matorral costero, Acantilados y barrancos, Medianías y espacios abiertos y Monteverde

Especies de interés: Lagarto tizón, Mosquitero canario, Palomas turqué y rabiche, Pinzón vulgar, Reyzeulo sencillo, Mirlo común, Herrerillo común, Currucas, Vencejo unicolor, Cernícalo vulgar, Tórtola turca y común, Lavandera cascadeña, Gaviota patiamarilla.

Dorsal de Pedro Gil

Paisajes a visitar: Fayal-Brezal, Pinar canario, matorral de cumbre y Medianías y espacios abiertos

Especies de interés: Lagarto tizón, Pinzón Azul, Reyzeulo sencillo, Herrerillo común, Pico picapinos, Bisbita caminero, Cernícalo vulgar, Busardo ratonero.

Morfología litoral: islas bajas

Paisajes a visitar: Matorral costero, Medianías y espacios abiertos, Acantilados y barrancos.

Especies de interés: Lagarto tizón, Alcaudón real, Abubilla, Mirlo común, Herrerillo común, Currucas, Vencejo unicolor, Cernícalo vulgar, Tórtola turca y común, Terrera marismeña, Estornino pinto, Halcón Tagarote, Gorriones y Triguero.

Circo de Las Cañadas. - Caldera de Las Cañadas y el estratovolcán Teide-Pico Viejo

Paisajes a visitar: Matorral de cumbres y Pico del Teide

Especies de interés: Lagarto tizón, Pinzón Azul, Bisbita caminero y Cernícalo vulgar.

Volcanes históricos

Paisajes a visitar: Pinar canario, Matorral de cumbres, Medianías y espacios abiertos

Especies de interés: Lagarto tizón, Pinzón Azul, Reyzeulo sencillo, Herrerillo común, Pico picapinos, Bisbita caminero, Cernícalo vulgar, Busardo ratonero, Estornino pinto, Vencejo Unicolor y Golondrina común.



LAGARTO TIZÓN. CORTESÍA DE FOTONATURA.COM



PALOMA RABICHE. CORTESÍA DE ESPECIES AMENAZADAS DE CANARIAS



BISBITA CAMINERO. CORTESÍA DE CANARIAS MEDIO AMBIENTE. COM



PINZÓN AZUL. CORTESÍA DE GUILLERMO LÓPEZ ZAMORA.



ALCAUDÓN. CORTESÍA DE CANARIAS MEDIO AMBIENTE. COM

DISTRIBUCIÓN DE LA VEGETACIÓN EN LA ISLA DE TENERIFE

Los factores que determinan la distribución de la vegetación son; el clima, la orientación y la altura. Así en función de estas variables se diferencian los siguientes pisos bioclimáticos:

- ☛ **Piso infracanario.**- Zona costera. Media anual 19-22°C, precipitación 350-550 mm. Vegetación árida-semiárida. *Euphorbia canariensis*, Cardón, *Euphorbia balsamifera*. Tabaiba dulce
- ☛ **Piso termocanario.**- Aumento de las temperaturas y las precipitaciones.
 - **Termocanario seco:** acebuchales, almacigares, lenticares, palmerales y sabinares
 - **Termocanario subhúmedo:** laurisilva y monte verde
- ☛ **Piso mesocanario.**- 1.300-2.000 m. descenso de la temperatura y posibilidad de heladas. Pinar canario= Corona Forestal
- ☛ **Piso supracanario.**- Más de 2.000 m. presencia de nieve. Retama del Teide *Spartocytisus supranubis*
- ☛ **Piso orocanario.**- Más de 3.100 m. inviernos largos y rigurosos. Violeta del Teide *Viola cheiranthifolia*



CARDÓN. CORTESÍA DE ESPECIES AMENAZADAS DE CANARIAS. COM



TABAIBA. CORTESÍA DE BARRES FOTONATURA



FAYAL-BREZAL. CORTESÍA DE BARRES FOTONATURA



HIERBA PAJONERA. CORTESÍA DE BARRES FOTONATURA



RETAMA DEL TEIDE. CORTESÍA DE FLORA TENERIFE



TAJINASTE ROJO. CORTESÍA DE FREEDIVING.ES



VIOLETA DEL TEIDE. CORTESÍA DE BARRES FOTONATURA

POBLAMIENTO Y CONQUISTA DE LA ISLA DE TENERIFE

DEA María del Carmen Becerra Ramírez
Departamento de Historia (Universidad de Castilla-La Mancha)

"Con todo esto conocían haber infierno, y tenían para sí que estaba en el pico de Teide, y así llamaban al infierno Echeyde, y al demonio Guayota". (Fray Alonso de Espinosa escribe sobre los guanches y sus creencias en su Historia de la Virgen de Candelaria)¹

"...Tenerife dista de Gran Canaria doce millas...En medio de ella está un altísimo monte redondo y precipitado, llamado el Pico de Tenerife, al pie del cual hasta lo más alto se cuentan cinco leguas. Éste está perpetuamente vomitando llamas y azufre por su boca a modo de caldera. Alrededor de ella por espacio de dos millas no hay sino piedra pómez y cenizas; debajo de éstas por el espacio de otras dos millas, no hay más que nieve perpetua..."
(Fray Manoel dos Anjos, escribe sobre Canarias en *Historia Universal*)²

Poblamiento Prehistórico de las Islas Canarias

Antes de iniciar la explicación hay que señalar que a pesar de que el tema principal que nos ocupa sea el poblamiento y la conquista de la Isla de Tenerife, lo que se hará será un breve repaso que englobe a todas las islas para comprender el proceso de una manera general, aunque sí se debe indicar que se hará un análisis más profundo para el caso de la isla de Tenerife.

La Prehistoria del Archipiélago Canario se considera a la etapa que se desarrolla desde la llegada de los primeros grupos poblacionales provenientes del Norte de África (hacia la primera mitad del I Milenio a.C.) hasta la llegada de los europeos (en los siglos XIV-XV). No se conocen con seguridad la características de las poblaciones que llegan de África a Canarias, quiénes eran, cuándo llegan y cómo, pero con datos arqueológicos y lingüísticos se ha podido llegar a la conclusión de que esas poblaciones procederían del mundo norteafricano, siendo poblaciones líbico-bereberes.

Los datos arqueológicos coinciden en señalar que algunas islas del archipiélago fueron pobladas en el I Milenio a.C. Tradicionalmente, en trabajos de investigación del S.XX, se han apuntado edades más tempranas, como el Neolítico (V-IV Milenio a.C.), basándose en la caracterización de unos pobladores procedentes del Paleolítico (cromañoïdes norteafricanos), es decir, habría formas de vida que permanecen inalteradas desde una etapa indeterminada del Neolítico hasta el S.XV d.C.

¹ VILLALBA MORENO, Eustaquio. *El Teide, una mirada histórica*. Ed. Organismo Autónomo de Parques Nacionales, D.L. 2003, p. 25

² JEREZ SABATER, P. "Canarias en la *Historia Universal* de Fr. Manoel dos Anjos (1651), en *Revista de Historia Canaria*, 193, abril 2011, pp. 29-35.

Los antropólogos que se ocuparon de Canarias, elaboraron distintas clasificaciones y tipologías antropológicas a través de los restos de momias, restos óseos y yacimientos arqueológicos. Reconocieron en las islas dos tipos somáticos dominantes: el cromañóide, de cara ancha y robusta; y el mediterranoide, de cara más fina y alta. Las poblaciones primitivas del Archipiélago pueden vincularse a las razas európidas del norte de África. Por tanto, se observan profundas raíces antropológicas de las Islas Canarias en los cromañóides iberomaoritánicos y en los mediterraneos capsioses. En primer lugar, los Metcha-Afalu iberomaoritánicos, se desarrollaron entre el 17.500 y el 8.500 a.C. (se remontan al Paleolítico), y la ocupación de las Canarias no puede ser anterior al 2.000 a.C. En segundo lugar, encontramos la segunda gran cultura del epipaleolítico y neolítico del norte de África, que sucede a la Iberomaoritana, es la conocida como Capsiosa, que se desarrolló entre el 8.000 y el 3.000 a.C.

Todos los datos hablan de un primer poblamiento del I Milenio a.C., pero cuándo exactamente. Las fechas de C_{14} más antiguas parecen concentrarse en torno al S.V a. C., sin embargo, no se debe descartar un poblamiento más antiguo que nos lleve hasta principios de ese milenio basándonos en datos indirectos como transformaciones naturales que hablan de presencia y actividad humana. Los datos que señalan a ese S.V a. C. aproximadamente, hablan de un poblamiento ya estabilizado y asentado, lo que hace pensar que, como todo proceso de asentamiento, la llegada de esos pueblos debería haber sido anterior a ese momento. Se contempla la posibilidad de que hubiera habido varias oleadas inmigratorias o una sola ola que, progresivamente, fueran poblando el archipiélago de este a oeste. Pero cuáles fueron las causas o razones que condujeron a esas poblaciones africanas a emigrar del continente y aventurarse al mar para llegar a las islas. Dos son las causas fundamentales que se han planteado. La primera, por motivos económicos y demográficos, es decir, pudo darse una progresiva desecación del Sahara y el consiguiente aumento de la sequedad del Magreb. La segunda, por motivos políticos e ideológicos, provocada por las numerosas influencias exteriores sobre el noroeste africano, desde la fundación de Cartago (814 a.C.) con su posterior expansión territorial, la ocupación romana (entre los siglos I a.C. y III d. C.) y finalmente las invasiones árabes en el S.VII d.C.

El modo en que llegaron esos primeros grupos poblacionales es aún dudoso, pues no se han hallado indicios de que los aborígenes canarios conocieran la navegación (a gran escala), pero sí hay constancia de que fueran buenos nadadores y hay también referencias a medios frágiles de embarcación (balsas con odres inflados, embarcaciones con troncos ahuecados de drago, etc).

La escritura y la lengua:

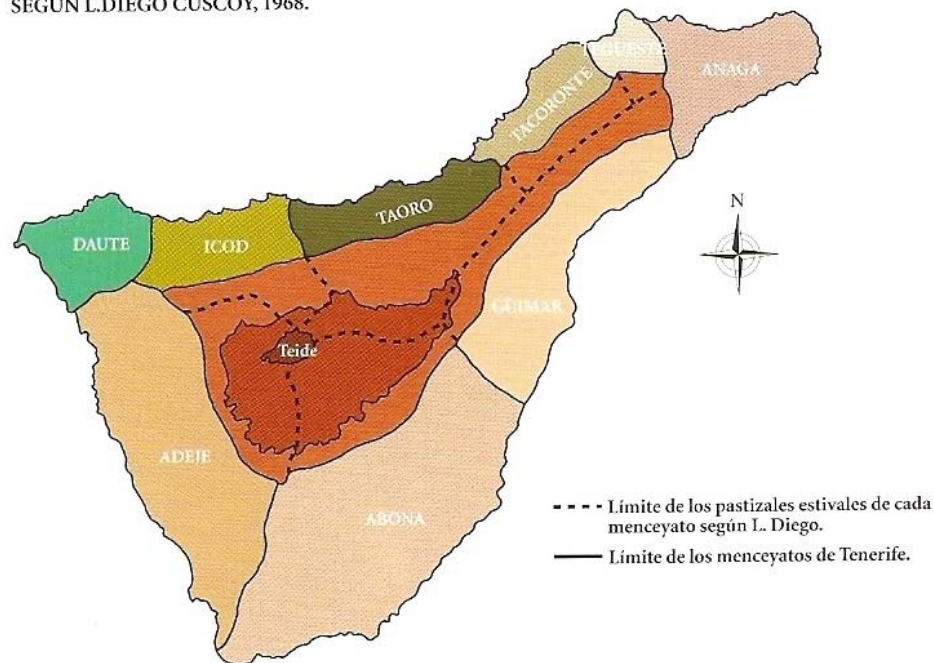
Tradicionalmente se ha mantenido que estas culturas insulares eran ágrafas, es decir, no conocían la escritura, lo que ha limitado hasta hace años el conocimiento de la cultura aborígen, sus mitos y la interpretación de los restos arqueológicos conservados. Pero en los últimos años se han descubierto inscripciones de carácter alfabético en casi todas las islas, habiéndose traducido algunas inscripciones, como la de Sinsicava en Lanzarote, aunque no se han logrado descifrar todos esos letreros aún.

En cuanto al lenguaje hablado, cabe señalar que se extinguió a mediados del siglo XVI, pero en la isla de Tenerife se conservó unos años más y en ámbitos específicos, como entre los pastores.

Sociedad, recursos y hábitat:

La economía indígena canaria se centraba básicamente en la ganadería, fundamentalmente de cabra, ya que era la más extendida, el cerdo, menos extendido y la oveja. El pastoreo era una tarea básicamente masculina. La cabra les proporcionaba la mayoría de los recursos, como la leche, el queso y la grasa, ya que constituían el pilar fundamental junto a la harina de cebada tostada. Para el aprovechamiento de pastos hacían uso de la trashumancia. En el caso de Tenerife, cabe indicar que existieron nueve cantones o distritos, los menceyatos, que se repartían la extensión de la isla de una manera desigual. Los nueve menceyatos eran los siguientes: Tegueste, Tacoronte, Taoro, Icod, Daute, Anaga, Güímar, Adeje y Abona.

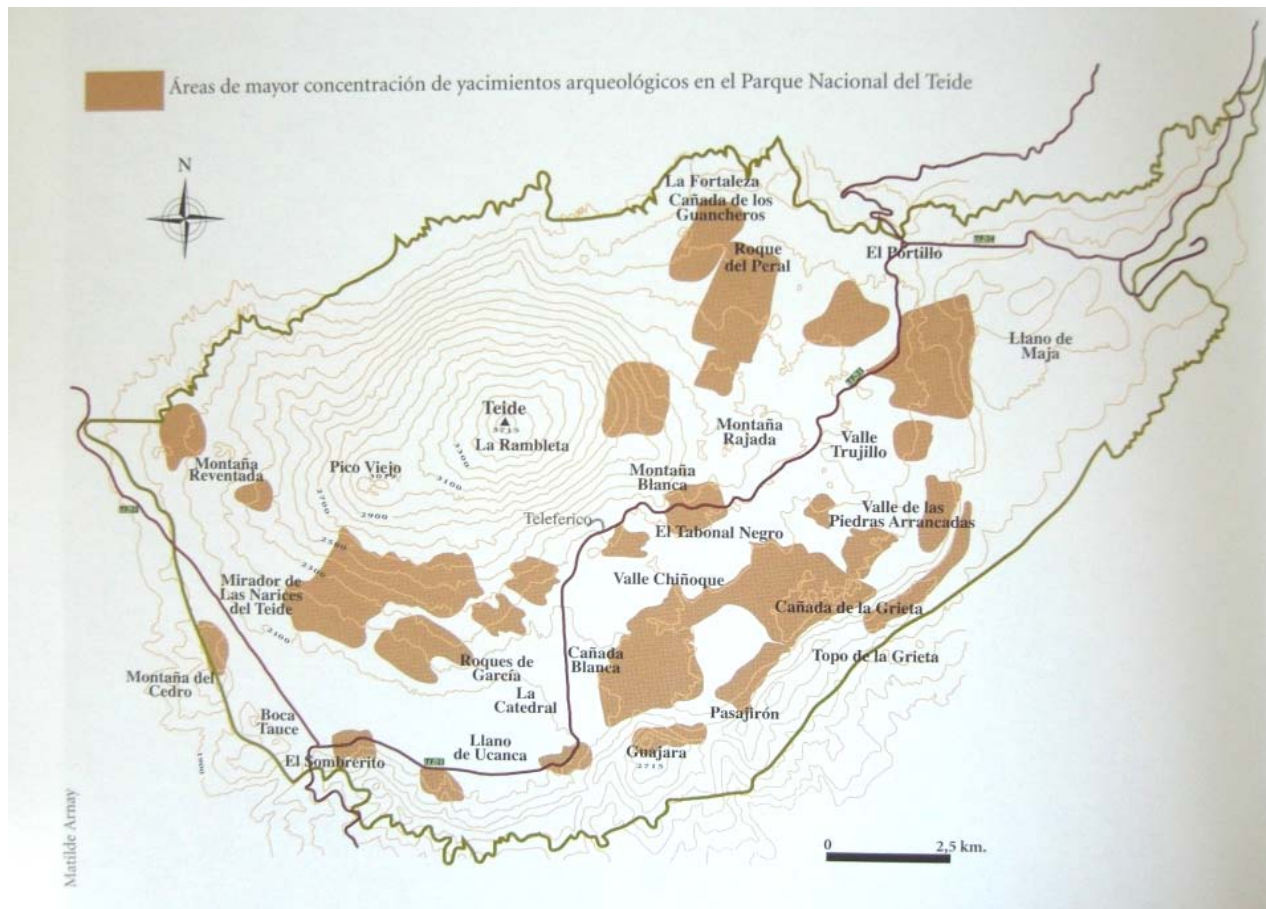
LÍMITE DE LOS MENCEYATOS Y DE LA OCUPACIÓN ESTACIONAL EN LA ALTA MONTAÑA SEGÚN L.DIEGO CUSCOY, 1968.



En esta imagen, se observa la distribución de los nueve menceyatos en los que se dividía Tenerife, siendo zona comunal la parte central de la isla (zonas naranja y roja). (Extraído de Arnay de la Rosa, 2004)

Los menceyatos eran unidades políticas diferenciadas, que reconocen un poder monárquico cada uno de ellos, al frente del cual se sitúa el mencey, cargo que se transmitía de forma hereditaria a los varones. El menceyato era de naturaleza económica y se relacionaba con el aprovechamiento de un área de pasto concreta por un grupo determinado. La cumbre de Tenerife, sobre todo el interior del gran circo de Las Cañadas,

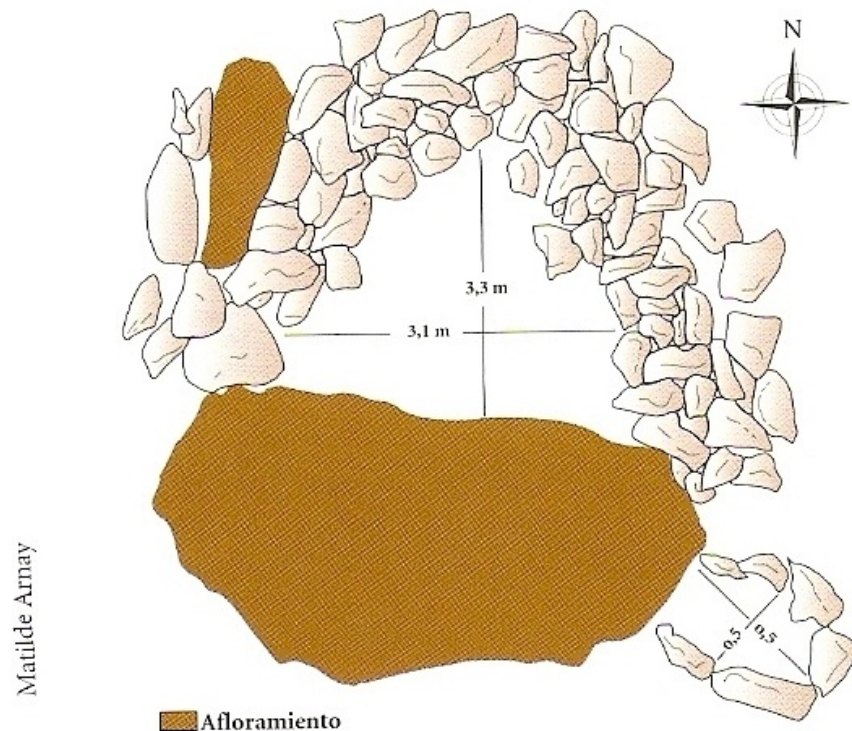
fue el espacio, en época prehistórica, de una intensa actividad económica, relacionada sobre todo con el pastoreo, fruto de ello se han conservado restos arqueológicos en esa zona. Los rebaños de cabras y ovejas se movían en un entorno de recursos y pastos escalonados, lo que condicionaría pronto un pastoreo trashumante estacional de costa a cumbre. En la siguiente imagen se muestran las áreas de mayor concentración de yacimientos arqueológicos (Parque Nacional del Teide):



(Extraído de Arnay de la Rosa, 2004)

La agricultura también era fundamental en la dieta y era una actividad principalmente femenina. De ella formaban parte los cereales, sobre todo la cebada y el trigo. La cebada se cultivaba en las zonas bajas, se consumía tostada formando una especie de harina y no se panificaba. Una actividad recolectora también lo fue el aprovechamiento apícola de las colmenas y la recogida de moluscos marinos. Tampoco hay evidencias de que existiera una pesca a gran escala, pues los aborígenes desconocían la navegación. Es llamativo que a pesar de su carácter insular, crearon una forma de vida volcada hacia el interior.

Croquis de cabaña aborígen de carácter estacional (Planta)



(Extraído de Arnay de la Rosa, 2004)

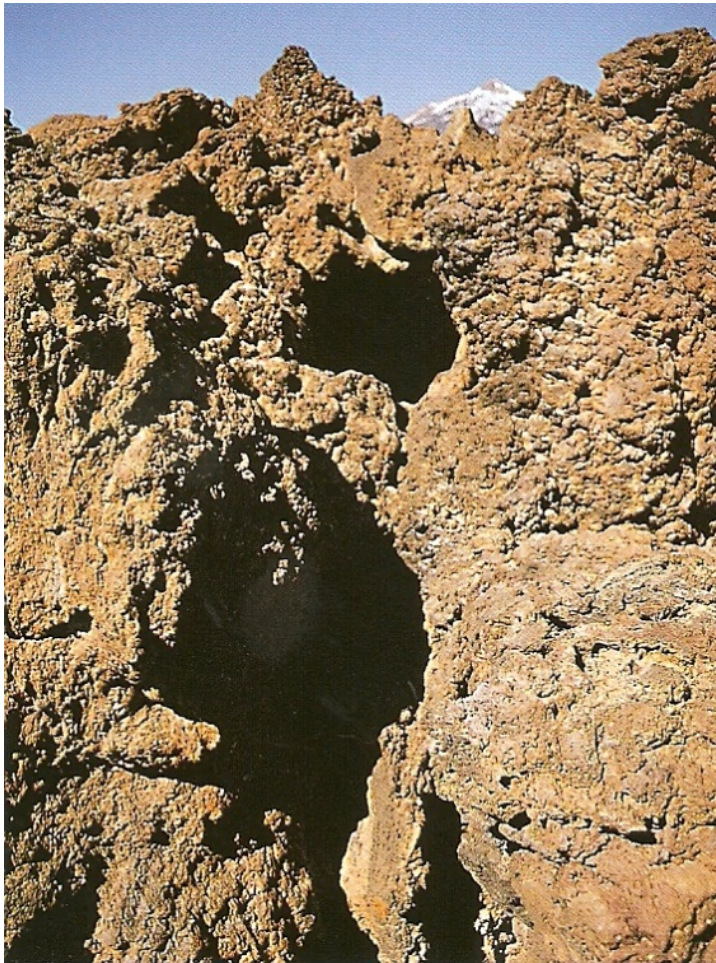
La sociedad no es muy compleja y la forma familiar es monógama y patrilineal, aunque hay excepciones, ya que hay evidencias de poliandría en Lanzarote y de matrilinealidad en Gran Canaria. La población se va a asentar, en Tenerife, La Palma, Gomera y El Hierro, fundamentalmente en los acantilados costeros y desembocaduras de los barrancos. La vivienda se reduce a la cueva sin apenas transformación, a excepción del levantamiento de algún muro de piedras y de mediana altura que serviría como protección en la entrada o como delimitación del espacio interior. Las características de cada cueva determinan su aprovechamiento y distribución interna, pero generalmente los lugares más profundos se dedican a dormitorios, mientras que el lugar de estancia y trabajo será la entrada, ya que está mejor iluminada y aireada. En Tenerife, las cabañas se levantaban con muros de piedra seca, de aparejo y técnicas constructivas variadas, pero siempre preparadas para soportar una cubierta vegetal o de piel que delimitaba un pequeño espacio interior habitable (de 3 a 6 m²). En la siguiente foto se observa el esquema de la planta de una cabaña aborígen de carácter estacional, en Tenerife:



En la imagen se observan restos del muro de una cabaña, que fue utilizada por los pastores durante su estancia en Las Cañadas (Tenerife). (Extraído de Arnay de la Rosa, 2004)

Además, cuevas, grietas y tubos volcánicos de tamaño apropiado se aprovecharon de igual forma como habitación temporal o lugar de descanso durante los desplazamientos. En Las Cañadas (Tenerife), las pequeñas grietas y oquedades en las coladas de lava, también fueron aprovechadas y han sido consideradas como algo característico de los campos de pastoreo. Se trata del "escondrijo", consistente en un hueco natural del terreno en la que se deposita un objeto, generalmente un vaso cerámico, que solía formar parte de los enseres o "ajuar" que los pastores utilizaban durante su estancia en los campos de pastoreo.

El material usado casi exclusivamente para la elaboración del vestido es el cuero (conservando el pelo natural). Se trataba de haldas o sayas con dos costuras laterales (el largo variaba). De Tenerife son muy llamativas las cuentas de collar de barro cocido, con formas variadas (barriliformes, cilíndricas, lisas o en segmentos, tubulares) y no muy grandes de tamaño (de 0 á 4 cm).



En esta imagen se pueden ver cuevas naturales, que se utilizaban como cementerios colectivos. Se encuentran en Las Cañadas (Tenerife). (Extraído de Arnay de la Rosa, 2004)



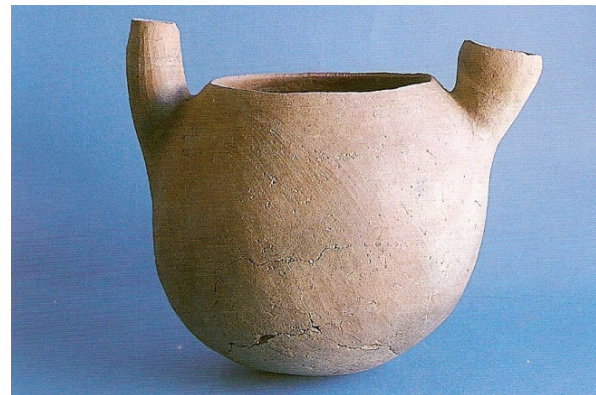
La imagen de la izquierda muestra elementos de decoración personal como lo fueron las cuentas de collar de barro cocido (Tenerife). (Extraído de Castro Alfín, 1983)

La cultura material

La cultura aborígen canaria utilizaba solo tres materiales para la elaboración de instrumentos para la vida cotidiana: la piedra, el hueso y la madera. En cuanto a los instrumentos de piedra, cabe señalar que la obsidiana y el basalto fueron aptos para la confección de útiles líticos. En la isla de Tenerife se utilizó principalmente la obsidiana, ya que en la zona de Las Cañadas este material se encuentra en gran proporción. La obsidiana aparece entre los útiles domésticos y en los ajuares fúnebres. Este material se tallaba por percusión y apenas necesitaba retoque. Entre los objetos más comunes que se obtenían hay que destacar los buriles, raederas y cuchillos, que eran denominados "tabonas"³. Los útiles óseos son también muy sencillos y poco variados. El uso de la madera fue mucho más variado, pues se utilizó desde la construcción hasta la preparación de cadáveres depositados en cuevas y el labrado de sarcófagos para enterramientos en túmulos.



Fragmento de obsidiana, material usado por los guanches para la fabricación de utensilios líticos, que les fueron útiles para la vida diaria. En Las Cañadas hay afloramientos de este material. (Extraído de Arnay de la Rosa, 2004).



(Extraído de Arnay de la Rosa, 2004)

La industria cerámica fue mucho más elaborada. Tenerife, junto a La Gomera y El Hierro, presenta la cerámica más sencilla, pues son vasijas ovoides con fondos cónicos apuntados, en menor medida redondeados. Carecen de asas y los elementos de sustentación suelen ser mamelones toscos y

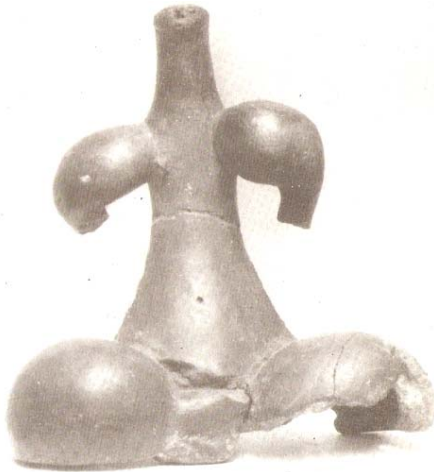
³ "Tomó una tabona, que una piedra prieta y lisa como azabache, que herida una con otra se hacen en rajás, y queda un filo como navaja, con que sangran y sajan" (Alonso de Espinosa), Matilde Arnay de la Rosa, *Arqueología*, en *VVAA, Parque Nacional del Teide*, Canseco Editores, Talavera de la Reina, D.L.2004, p. 209.

mangos de inserción vertical y oblicua. El color de esta cerámica es de tonos oscuros (rojizo, negro, marrón u ocre) y la decoración muy elemental. En la imagen se muestra un vaso cerámico de mango y vertedero, muy relacionado con las actividades de pastoreo aborigen.

Ritos y creencias

Manifestaciones documentadas a través de los ídolos y los rituales funerarios.

Los *ídolos* eran unas figurillas naturalistas de barro cocido. Muy abundantes en Gran Canaria. Hay una gran variedad de ídolos: placas de barro cocido con modelado de pechos femeninos; figuras de barro cocido, más realistas, de tamaño variable (de pocos cm a más de 50 cm), como cabezas pequeñas, con cuello alargado y sin apenas desarrollar las facciones de la cara, como figuras sedentes, femeninas, amplias caderas, cuello fino y cabeza pequeña sin facciones claras; figuras zoomorfas; figuras antropomorfas muy esquemáticas y talladas en roca porosa; por último figuras de tipo fálico y representaciones sexuales femeninas. En la siguiente imagen se ve la figurilla de un ídolo femenino de Gran Canaria: (Extraído de Castro Alfín, 1983)



Los ritos funerarios y enterramientos muestran una clara diversidad. Son enterramientos colectivos y no se trata de inhumaciones, pues los cuerpos se depositaban sobre la superficie de la cueva (previamente acondicionada con losas de piedra y otra capa de astillas, ramas de arbustos, cañas o juncos). La entrada de la cueva se cerraba con una pared de piedra construida con bloques naturales. La mayoría de estas cuevas son tubos volcánicos muy estrechos y de escasa capacidad. Es común encontrar cuevas con 3 ó 4 cuerpos y que se llevasen a cabo enterramientos sucesivos (como en el Barranco de Los Santos, Tenerife). En torno a los cuerpos se encontraba el ajuar, en el que predominaban los vasos cerámicos, las cuentas de collar de barro y otros objetos de adorno, punzones de hueso y tabonas y cuchillos de obsidiana o basalto, también se han encontrado restos de alimentos y perros junto a los cadáveres. Se practicó la momificación en el Archipiélago Canario, muy semejante al que se practicaba en el Perú precolombino. Los cadáveres sufrían manipulaciones externas, siendo escasísimos los casos en que se ha verificado la extracción de vísceras.

En la imagen de la derecha se observan restos humanos momificados, hallados en la cumbre de Tenerife, lo que nos indica que practicaban la momificación o conservación artificial de los cuerpos. (Extraído de Arnay de la Rosa, 2004).



Además, se deben relacionar con el mundo religioso aborigen canario los conjuntos de grabados rupestres localizados en algunas islas. Se trata de figuras geométricas formando grupos (espirales, círculos y semicírculos concéntricos, serpentiformes, laberintos, etc) y localizados en La Palma, Lanzarote y El Hierro; figuras geométricas simples y aisladas (círculos y óvalos), localizados en La Palma, Gran Canaria y Fuerteventura; figuras humanas esquemáticas y animales unidas por trazos geométricos (en Gran Canaria); inscripciones alfabéticas que recuerdan a las líbico-bereberes norteafricanas (Gran Canaria y La Palma).

Las Islas Canarias conocidas desde la Antigüedad hasta el S.XV

Una de las hipótesis sobre el origen de las Islas y su población que se planteó como una realidad incuestionable y a la que se acudió con cierta frecuencia, fue la de que el Archipiélago Canario perteneció a una masa continental que desapareció después de un gran cataclismo, es decir, esta hipótesis sugiere la idea de que el archipiélago fue la mítica Atlántida, aunque esta hipótesis no cuenta con un mínimo de credibilidad.

Cabe hacer referencia a tres aspectos para centrarnos en los problemas relativos al descubrimiento y conquista de las islas: el origen de las poblaciones asentadas en las islas en el momento de la conquista, que ya se ha abordado en el apartado anterior; el conocimiento del archipiélago en la Antigüedad; y su redescubrimiento en la Edad Media.

Las Islas Canarias han sido conocidas y visitadas desde la Antigüedad, a pesar de su carácter atlántico, sirviendo, asimismo, de punto cero para fijar las coordenadas de los mapas fenicios, púnicos y romanos, pueblos estos, que visitaron las islas. Las fuentes antiguas hacen referencia a las navegaciones en época fenicia, púnica y romana en los mares contiguos a Canarias, por ello se habla de la existencia de unas islas paradisíacas, Beatas o Afortunadas, *Fortunatae Insulae* o *Makarón Nésoi*, en el extremo occidente. Desde el siglo I a.C., aunque de manera imprecisa y confusa, las islas eran conocidas en el mundo romano, sobre todo en la zona de la Baja Bética (zona tartésica). Además, hay que insistir en la capacidad marinera de los fenicios, ya que acabaron monopolizando las rutas abiertas anteriormente por la cultura tartésica.

Una de las descripciones más completas que se elaboran es la que lleva a cabo Plinio el Viejo en el siglo I (en *Historia Natural*, Libro VI): "*...más allá están las Fortunatae y algunas otras islas más...La primera llamada Ombrion, no muestra testimonio alguno de construcciones...Otra isla se llama Iunonia, en la cual se ve un templo pequeño construido en piedra. En sus proximidades hay una isla más de igual nombre, pero menor. Luego se encuentra Capraria, llena de grandes lagartos. A la vista de ésta hállase Ninguaría, así llamada por sus nieves eternas, cubierta de nieblas. Próxima a ellas se alza Canaria, llamada así por la multitud de canes de gran tamaño que alberga y de los cuales se llevaron dos a Iuba; en ella se encuentran vestigios de construcciones. Todas estas islas tienen abundancia de frutos arbóreos y pájaros de todas clases...*"⁴. Hace referencia a nueve islas en total, contando con las Iunonia Maior y la Iunonia Minor, por tanto cabe pensar que además de las siete islas mayores alude a los islotes. En el siglo II,

⁴ CASTRO ALFÍN, D. *Historia de las Islas Canarias. De la prehistoria al descubrimiento*. Madrid, Editora Nacional, 1983, pp. 34-35.

Ptolomeo (en sus Tablas) enumera seis islas: Aprósitos Nésos, Héra Nésos, Plouitana Nésos, Kapraría Nésos, Kanaríá Nésos y Ningouaria Nésos. En el siguiente cuadro se observa la relación del nombre de cada isla con el actual, según Plinio el Viejo:

RELACIÓN DEL NOMBRE DE CADA ISLA CON EL ACTUAL SEGÚN PLINIO EL VIEJO

NOMBRE PRIMITIVO	NOMBRE ACTUAL
Junonia	Lanzarote
Pluvialia/Ombria	El Hierro
Ninguaria	Tenerife
Canaria	Gran Canaria
Capraria	La Gomera
Planasia	Fuerteventura
Invale	La Palma

(Extraído de González Lemus y Miranda Bejarano, 2002)

En la Edad Media se producirán cambios, tanto en la mentalidad del hombre medieval como en los progresos técnicos de la navegación, lo que traerá consigo la intencionalidad de la ocupación física de las islas. De este modo, se iniciaría la exploración de las Canarias. La primera visita documentada de la que cabe hablar se da en la Baja Edad Media, se trata del comerciante genovés Lancelotto Malocello, que llegó a las islas probablemente por accidente en 1336, para otros en 1339. La isla de Lanzarote recibiría su nombre en memoria de este comerciante genovés. El siguiente viaje del que hay constancia es el luso-italiano, auspiciado bajo el rey de Portugal Alfonso IV. Es una de las expediciones más importantes, pues gracias a ella quedó una amplia descripción de la cultura aborigen. Partiría el 1 de julio de 1341 de Lisboa, al mando se situaría Angelino Corbizzi (capitán florentino) y Nicolosso de Recco (piloto genovés). En este viaje se combinaron los fines turísticos (espíritu aventurero) con los fines de exploración comercial. El poeta renacentista Giovanni Boccaccio sería el encargado de redactar la expedición, una de las figuras más importantes de la literatura universal. De este modo, las Islas Canarias no dejarían de ser visitadas hasta su conquista por expedicionarios que se encaminaban hacia el Atlántico Sur. Paralelamente hay que hacer referencia a que las Canarias, sin ningún metal en su suelo, tenían un valor muy secundario, pues sus

productos, como el cuero, la madera, tintoreras de baja calidad, la orchilla o sangre de drago, no eran excesivamente rentables. Con lo cual, se convirtieron en fuente principal de suministro y tráfico de esclavos.

El siglo XIV fue un siglo largo de viajes y contactos, que prepararon la conquista. Sus costas fueron abordadas por marinos genoveses, florentinos, portugueses, catalanes, mallorquines, vizcaínos y andaluces. Las islas dejaron ver su importancia estratégica para la expansión política hacia África, que Portugal y Castilla alentaban, y que será la base del enfrentamiento que mantendrán ambos reinos durante el siglo XV.

La conquista de las Islas Canarias

CRONOLOGÍA DE LA CONQUISTA

AÑO	ISLA	CONQUISTADOR
1402	Lanzarote	Jean de Bethencourt
1404-1405	Fuerteventura	Jean de Bethencourt
1405	El Hierro	Jean de Bethencourt
Antes de 1418	La Gomera	Jean de Bethencourt
1478-1583	Gran Canaria	Juan Rejón y Pedro de Vera
1492-1493	La Palma	Alonso Fernández de Lugo
1494-1496	Tenerife	Alonso Fernández de Lugo

(Extraído de González Lemus y Miranda Bejarano, 2002)

Aunque el tema principal que nos ocupa se centra en la isla de Tenerife, se debe hacer referencia a las dos etapas de la conquista de las Islas Canarias para entender cómo se desarrolló el proceso. La conquista de las islas sería consecuencia de todos estos viajes y sería un proceso largo y discontinuo que duraría casi un siglo, iniciándose en 1402 y que culminaría en 1496. Puede dividirse en dos etapas: la primera etapa llevada cabo por Jean de Bethencourt desde 1402. Esta etapa es conocida como "conquista señorial" y abarca desde 1402 hasta 1477, momento en que los Reyes Católicos reclaman los derechos de conquista de las islas hasta entonces insumisas, que serían Gran Canaria, La Palma y Tenerife. La segunda etapa, se desarrollaría desde 1477 hasta 1496 (momento en el que se incorpora finalmente la isla de Tenerife a la Corona de Castilla) y se conoce con el nombre de "conquista realenga". En el cuadro que a continuación se muestra, vemos la cronología de la conquista de las Islas Canarias y el nombre de los conquistadores:

Primera etapa: Conquista señorial (1402-1477)

En la primera etapa, la conquista la lleva a cabo el normando Jean de Bethencourt, cuando en 1402 se produce la primera expedición con fines de conquista y de ocupación permanente. La realiza por mediación de su primo Robert de Braquemont (almirante de Francia), cuya importancia en la corte de Castilla de Enrique III y minoría de edad de Juan II es conocida. Jean de Bethencourt, hombre rico de la región de Caux y propietario del castillo de Garinville-la-Teinturière, tuvo que recurrir a la colaboración de un hombre enérgico y experimentado en las pugnas de la guerra, Gadifer de la Salle, un caballero del círculo del duque de Orleans, con fama bélica y sin fortuna. Jean de Bethencourt aparecerá como vasallo del rey de Castilla (Enrique III y posteriormente su hijo Juan II). En mayo de 1402 parten del puerto de La Rochelle, dirigiéndose hacia La Coruña, su siguiente escala fue Cádiz, ciudad que debieron dejar al iniciarse el verano. Arribaron a la isla de Lanzarote en ocho días, momento en el cual se encuentran con los indígenas, que rehuyeron de ellos en un primer momento. La captura de esclavos fue uno de los propósitos principales de los conquistadores. Los normandos establecieron un asentamiento, el castillo de Rubicón. Durante el verano de 1403, Gadifer de la Salle y algunos soldados, recorrieron Gran Canaria (en busca de sangre de drago), después pasarían a Tenerife (donde se limitaron a costear la isla), de aquí se encaminaron a La Gomera (donde capturaron a varias personas), de aquí a la isla de El Hierro (donde también harían prisioneros), tocaron La Palma y volvieron a Lanzarote.

Bethencourt regresó de Castilla en la primavera de 1404 y durante el verano de ese año se llevó a cabo el asalto definitivo a Fuerteventura, que se prolongó hasta inicios de 1405. Las tres únicas islas en que Bethencourt se asentó y dominó fueron Lanzarote, Fuerteventura y El Hierro (las más accesibles y menos habitadas). Jean de Bethencourt dejó como representante suyo y señor territorial a su sobrino Maciot de Bethencourt, que se encargaría de los asuntos de su tío y de los embarques de orchilla. El dominio de los Bethencourt llegaría hasta 1418 aproximadamente, momento en el que Maciot vende los derechos de su tío al conde de Niebla. El conde, vendería sus derechos al heredero de Alfonso de Las Casas en marzo de 1430. Hacia 1445 y 1465 Diego G. de Herrera y Hernán Peraza lograron asentarse en La Gomera, dando inicio la dominación y colonización de esta isla. Los siguientes años serían de transición y continuarían las contiendas en las tres islas insumisas (Gran Canaria, La Palma y Tenerife).

Segunda etapa: Conquista realenga (1477-1496)

Como se ha indicado anteriormente, esta etapa se desarrolla entre 1477 y finalizaría en 1496 con la incorporación de la isla de Tenerife a la Corona de Castilla. Pero varios factores impulsaron la asunción de la conquista como tarea de Estado: el enfrentamiento abierto con Portugal en 1475 y los intereses expansionistas en África que los Reyes Católicos tienen desde el primer momento. Las Islas Canarias, por su valor estratégico, se convertirían en la fuente principal del conflicto hispano-portugués. Hacia 1477, los Reyes Católicos tenían la decisión tomada de hacer tarea suya la conquista de las tres islas insumisas. La Corona asumiría con prontitud sus proyectos sobre las islas. Este conflicto entre Castilla y Portugal se resuelve definitivamente en 1479, con los tratados de Toledo y Alcacovas.

En abril de 1478 quedó pactada la capitulación de la conquista de Gran Canaria con Juan Frías (obispo de Rubicón), quien se comprometió a llevarla a cabo. Además de la bula papal de indulgencia, para la financiación contaron con las rentas de la diócesis de Sevilla, pues Rubicón era

sufragánea. Al frente del mando militar se situó Juan Rejón y junto a él Juan Bermúdez, como representante de Frías. En junio de 1478 desembarcaron en la Isleta. En 1480, se nombró gobernador al jerezano Pedro de Vera.

En los primeros meses de 1483 llegó la rendición final, tuvieron lugar dos encuentros de carácter bélico, uno en el barranco de Tasarte y otro cerca de Tirajana. Fernando Guanarteme sería quien pacta la entrega y sumisión que puso fin a la resistencia, el 29 de abril de 1483. Hay que señalar que algunos canarios, antes de aceptar la dominación extranjera, prefirieron el suicidio, arrojándose por un acantilado, otros siguieron con la resistencia. Tras la conquista llegó la colonización, con ella, la explotación de la tierra.

La conquista de La Palma, dividida en doce cantones, se reactivó en el año 1491, por iniciativa de Alonso Fernández de Lugo. Ya en junio de 1492, los Reyes Católicos le conceden el derecho de conquista de la isla San Miguel de La Palma y con unas condiciones muy favorables, pues le otorgan poderes jurisdiccionales y judiciales muy extensos, el quinto real de los prisioneros que allí se hicieran y la promesa de 700.000 maravedís si la conquista se concluía antes de un año. Alonso Fernández de Lugo preparó el asalto final en la primavera de 1493, concluyendo la conquista, finalmente en el verano de ese mismo año a través de una traición.

La Conquista de Tenerife

Será Alonso Fernández de Lugo quien lleve también a cabo la conquista de la isla de Tenerife. A finales del año 1493, Lugo comparece ante los reyes Isabel y Fernando en Zaragoza, acompañado de algunos aborígenes que había capturado en La Palma, con lo que así ratifica el sometimiento de la isla recién ganada. En ese mismo lugar, se llevarán a cabo y concluirán las negociaciones de las capitulaciones por las que se acuerdan los términos en que tendrían que desarrollarse las acciones necesarias en Tenerife. De este modo, a Lugo se le aseguraba la gobernación de la isla de Tenerife si ganaba en un plazo de diez meses a partir del momento en el que desembarcara hasta concluir la campaña bélica. Se le concedió una total exención tributaria de todos los productos que se necesitasen, además se acordó que fuese la escuadra real (la armada de Vizcaya) la que transportara a los hombres y equipaje a la isla, asimismo que el capitán de la escuadra, Iñigo Iñiguez de Artieta, tuviera sus naves aparejadas en Sevilla para el año de 1494. En las capitulaciones también se acordó que el ejército debían componerlo 1.500 peones y 100 caballeros de la Península, más 400 peones y 60 caballeros que se incorporarían en Gran Canaria. Al final, la armada de Vizcaya no transportó al ejército, de tal modo que la salida se retrasó unos días hasta que se contrataron nuevas naves. El ejército llegó en abril de 1494 al puerto de Gran Canaria de Las Isletas, donde se incorporarían (en un número inferior al inicial) pobladores y naturales, entre los que se encontraba Fernando Guanarteme. Por tanto, la hueste se conformó con 1.500 infantes y 150 jinetes, que serían transportados a Tenerife y que desembarcaron en mayo de 1494.

Tenerife estaba bien poblada y sus habitantes, los guanches, tenían reputación por su fiereza, con lo cual, esto había contribuido a mantenerla aún por someter. Como se mencionó anteriormente, la isla de Tenerife, estaba dividida en nueve cantones territoriales o menceyatos gobernados cada uno de ellos por un mencey, cuyos límites se determinaban por las zonas de aprovechamiento de pastos. Los menceyatos eran el de Anaga, Tegueste,

Tacoronte, Taoro, Icod, Daute, Adeje, Abona y Güímar. Cada menceyato era independiente, actuaba de manera autónoma en cada decisión que tomaba y en las obligaciones que de sus decisiones derivasen.

RELACIÓN DE MENCEYES REINANTES CUANDO ALONSO DE LUGO ARRIBÓ A TENERIFE

MENCEYATOS	MENCEYES
Taoro	Bencomo
Adeje	Pelinor
Abona	Adjoña
Daute	Romé
Icod	Pelicar
Tacoronte	Acaimo
Anaga	Beneharo
Tegueste	Tegueste
Güímar	Añaterve

(Extraído de González Lemus y Miranda Bejarano, 2002)

Cuando Alonso de Lugo llegó en 1494 a la isla, había cuatro menceyatos que habían establecido acuerdos de amistad con los europeos y serían los bandos de paces, todos de la zona sur de la isla: Anaga, Güímar, Abona y Adeje. En cambio, los guanches que habitaban en la zona norte e interior de la isla no estaban bajo la protección de las disposiciones pontificias y no había restricción alguna sobre los ataques y asaltos que pudieran hacerse contra ellos.

El desembarco efectivo se hizo en la costa sur de la isla, en la zona denominada Añazo, que corresponde al menceyato de Anaga. En mayo de 1494, establecieron cerca un campamento, el real de Santa Cruz. Lo primero que hizo Lugo, fue confirmar las paces con los cuatro menceyatos que habían establecido acuerdos de amistad, el de Adeje, Abona, Güímar y Anaga. Posteriormente, la estrategia que siguió Lugo fue la negociar y pactar con los menceyatos insumisos. Estableció un acercamiento con Bencomo (o Benitomo), mencey de Taoro, que gozaba de una cierta preeminencia sobre los demás menceyatos. Bencomo y Lugo llegaron a reunirse, pero fracasó el intento de Lugo de obtener una sumisión por parte del mencey de Taoro. De este modo, a finales de mayo de 1494 Lugo, con sus efectivos militares, avanza hacia el menceyato de Taoro.

Allí se habían concentrado guanches procedentes de los otros cuatro menceyatos insumisos (Tegueste, Tacoronte, Daute e Icod), que esperaban ocultos a los conquistadores. La columna que dirigía Lugo, avanzaba hacia La Laguna, sobrepasó las tierras de Tacoronte y en el barranco de Acentejo (límite entre el menceyato de Tacoronte y el de Taoro), los guanches les atacaron en medio de un estrepitoso desconcierto. Los jinetes y

peones, sin capacidad para maniobrar y desplegarse, no pudieron hacer otra cosa que evitar las piedras que los guanches les lanzaban. El gran desastre fue inevitable. Lugo, herido, tuvo que huir al frente de su maltratado ejército, mientras que los demás eran rematados despiadadamente. Este enfrentamiento sería conocido como la Matanza o Batalla de Acentejo. A Lugo, con el ejército diezmado, no le quedó otra cosa que marcharse de la isla, asique regresó y desembarcó en el puerto grancanario de Las Isletas en junio de 1494.

Lugo inició grandes cambios para recomponer su situación, pues el plazo para conquistar la isla estaba finalizando (hasta febrero de 1495) y ya había agotado la mitad, además tenía que hacer frente a considerables gastos, lo que agravaba su situación, ya que materialmente estaba arruinado. Para poder hacer frente a las deudas tuvo que vender su hacienda personal a bajo precio. Para poder continuar con la conquista de la isla, tiene que reclutar a nuevos soldados, pero ahora lo que quiere es que prime la experiencia y buen adiestramiento, para ello, negoció con el duque de Medina Sidonia el envío de peones veteranos de la guerra de Granada. El duque accedió a enviarle 1.000 soldados. Alonso de Lugo volvió a la Península para conseguir de Isabel y Fernando una ampliación del plazo que inicialmente le habían otorgado. Consiguió una prórroga de diez meses más, con lo cual, le permitiría prolongar la conquista hasta finales del año 1495.

En los primeros meses de 1495 Lugo dirige la segunda entrada a Tenerife mientras esperaba la llegada del ejército enviado por el duque. Eligió de nuevo Añazo, lugar donde reconstruyó y fortificó la torre y el campamento abandonados a raíz de la Matanza de Acentejo. Después de asegurarse Añazo, situaron otro enclave hacia el interior de la isla, en el menceyato de Tegueste (lugar próximo donde después se desarrollaría la ciudad de La Laguna), se conocería como campamento o Torre de Gracia. El 2 de noviembre de 1495 desembarcaron las tropas del duque de Medina Sidonia, llegaron unos mil peones y unos 50 jinetes, bajo el mando de Bartolomé de Estupiñán. A éstos se unió, en Las Palmas, un contingente que Lugo había reclutado de aborígenes y vecindados, que sumarían unos 500 peones y 50 caballeros. Lugo, dejó en Añazo como reserva a Fernando Guanarteme con una parte de los peones grancanarios para defender el campamento. Avanzaron y llegaron, tras sobrepasar la torre de Gracia, a Agüere, donde encontraron a unos 5.000 guanches de los cinco menceyatos insumisos, mientras que otros se dirigieron al campamento de Añazo para saquearlo y evitar la retirada de los castellanos. Pero dos circunstancias determinaron la suerte de los guanches esta vez: por un lado, el terreno que eligieron esta vez, llano y a orillas de una laguna, no podía favorecerles, pues aquí la caballería castellana podía maniobrar fácilmente; por otro lado, gran parte de los guanches utilizó armas de metal que cogieron tras la batalla del Acentejo, armas a las que no estaban acostumbrados y que eran desconocidas para ellos. El resultado de la batalla fue favorable para los castellanos, que recibieron la ayuda de la guarnición que dirigía Fernando Guanarteme. La batalla de La Laguna fue un gran desastre para los guanches, al igual que lo fue para los castellanos la de Acentejo. En esta batalla murió Bencomo, mencey de Taoro, que sería reemplazado por su hijo Bentor.

La situación se agravó para los guanches tras esta batalla, pues al gran número de pérdidas humanas hay que añadir la aparición del hambre por varios motivos: la imposibilidad de sembrar y recoger el insuficiente grano que cultivaban; el robo de su ganado por parte de los castellanos; y traslado del ganado que quedaba a las zonas altas de pasto. Se extendió entre los guanches una epidemia mortal, la **modorra**, una especie de peste, quizá producida por la descomposición de los cadáveres sin enterrar.

El asalto final contra los guanches se daría hacia mediados de diciembre del año 1495, la segunda Batalla de Acentejo. Los castellanos penetraron en la isla por la ruta tradicional que pasaba por el fuerte de Gracia y La Laguna, pasando a través del menceyato de Taoro y constituyendo un campamento dentro de su términos, en el núcleo del valle de la Orotava, Los Realejos, en donde se centralizarán las operaciones militares que concluirán la conquista y tratarán de eliminar las posteriores resistencias. Pues bien, el acontecimiento tuvo lugar el 25 de diciembre de 1495. El resultado fue favorable a los conquistadores, pero los muertos para ambos bandos, en esta ocasión, no fueron numerosos, aunque sí fueron cuantiosos los prisioneros guanches, cuyo destino final sería la esclavitud. Lugo, enviaría a los reyes como obsequio y confirmación de la reducción de la isla, un grupo de guanches. Pero aún quedarían grupos de guanches con ánimo belicoso. La reducción de estos guanches alzados se llevó a cabo de forma intensa a lo largo de enero de 1496.

Los indígenas que evitaron la esclavitud se refugiaron en las cumbres menos accesibles de Tenerife o se acogieron a los menceyatos del sur de la isla cuya población era respetada por los acuerdos de paz a los que habían llegado anteriormente. Esta situación estaría totalmente controlada a mediados de febrero. Alonso de Lugo partió para Sevilla en marzo, para hacer frente a las acuciantes deudas que tenía con la venta de los esclavos obtenidos en Tenerife.

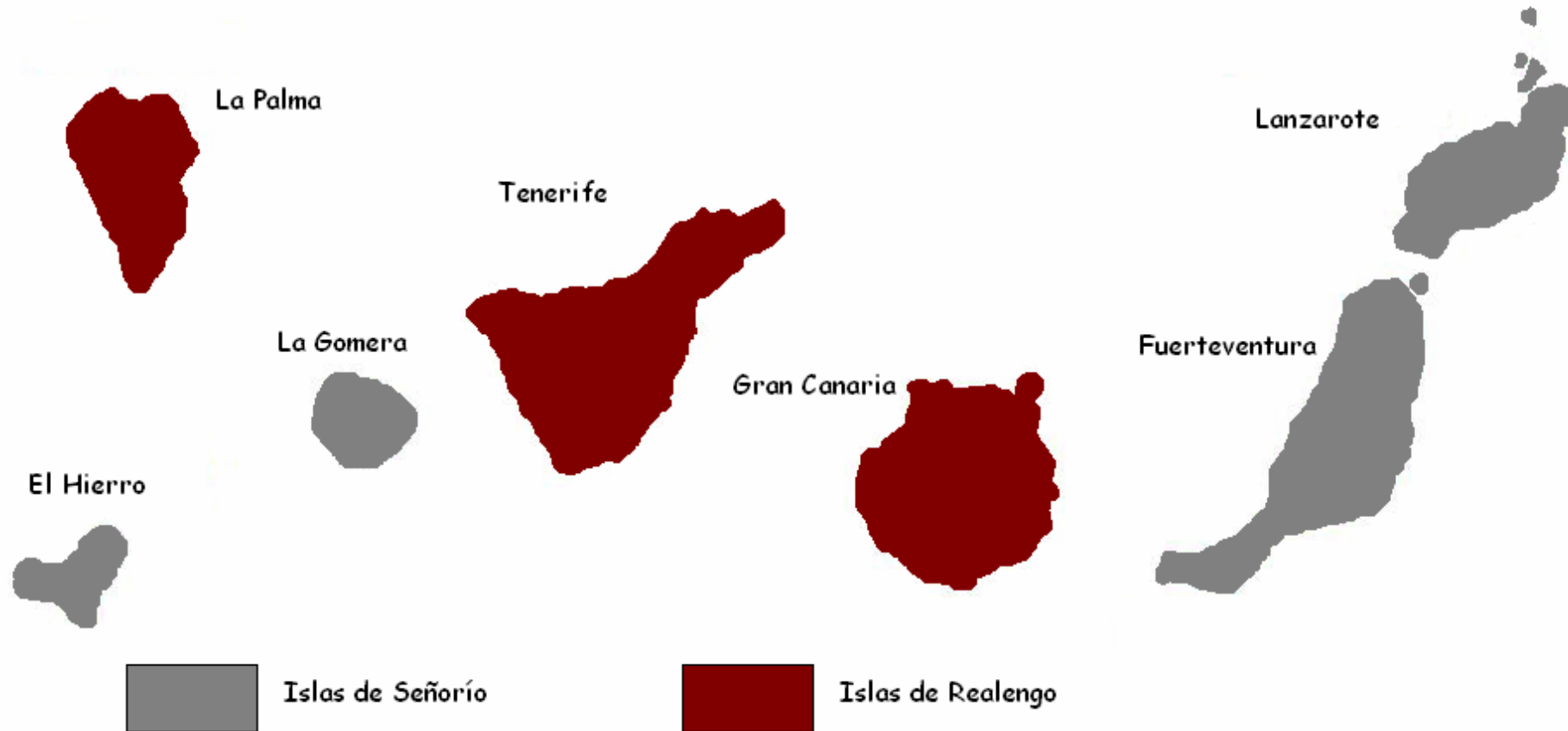
Dentro de los guanches huidos se encontraban los cinco menceyes de los bandos insumisos. En mayo de 1496, Lugo estaba de vuelta en la isla, los menceyes de Daute, Icod, Tegueste y Tacoronte, quizá después de negociar, se entregaron en el campamento de Los Realejos, mientras que el mencey de Taoro (Bentor, hijo de Bencomo) prefirió suicidarse, lanzándose por la ladera de Tigaiga (en la actual localidad de Los Realejos), pues probablemente él no podía esperar que se le respetase la vida. Todos los menceyes fueron trasladados a la Península por Lugo para hacer efectiva su capitulación o sometimiento ante los reyes. Llegaron en la primavera de 1496 ante los reyes, donde, a pesar de no hablar ni entender el castellano, tuvieron que jurar obediencia en una ceremonia donde fueron bautizados. En julio, Lugo ya estaba de regreso en Tenerife, pero no todos los menceyes regresaron con él, al menos uno de ellos fue entregado al embajador de la Señoría y se supo que acabó en Venecia y Padua.

A continuación, se muestra la fotografía del monumento en honor al último mencey de Taoro, Bentor, que se suicidó tras la segunda Batalla de Acentejo siguiendo la tradición guanche, arrojándose por la ladera de Tigaiga, en el municipio actual de Los Realejos.



Escultura de Bentor, está situada en el mirador de El Lance

DISTRIBUCIÓN POLÍTICA DE LAS ISLAS DESPUÉS DE LA CONQUISTA



(Extraído de González Lemus y Miranda Bejarano, 2002, modificado)

Incorporación de las Islas Canarias a un nuevo marco cultural

Tras la conquista de Tenerife en 1496, todo el archipiélago queda incorporado a la Corona de Castilla. La nueva sociedad que surge tiene que adaptarse a un marco geográfico desconocido, donde había que darle nombre a las cosas o tomarlo prestado de la lengua aborigen. Tuvieron que adaptarse a un medio natural marcado por el volcanismo. La conquista trae consigo una transformación cuantitativa y cualitativa de la población, transforma su distribución trasladando los habitantes de una isla a otra y se origina un pronunciado mestizaje con la mezcla de nativos y europeos. Además se introducen elementos raciales de fuera, los esclavos de origen africano. Por tanto, cabe señalar, que la población de canarias en los primeros años del siglo XVI era heterogénea, diferenciando tres grupos: nativos, conquistadores y esclavos. En La Laguna (Tenerife), hacia 1510 había castellanos, portugueses, naturales de las Islas (lanzaroteños y majoreros, descendientes de los primeros colonizadores), canarios, guanches, gomeros y esclavos africanos.

Tenerife fue la isla más poblada, así lo indica el censo del año 1487 en el que le otorga a la isla 4.070 vecinos, en cambio, su crecimiento fue lento. Ya, en los sesenta años posteriores, el crecimiento de la población fue vertiginoso. El censo de 1561, realizado por las necesidades de trigo, nos da una cifra de unas 17.641 personas. Hacia la mitad de los años '80 del siglo XVI, pasarían ya de las 20.000 personas. Esta población se distribuiría de forma homogénea, pero existieron dos zonas privilegiadas, la costa norte y La Laguna (la capital). En el norte se dieron núcleos urbanos de cierta importancia, como La Orotava, Los Realejos (Alto y Bajo) y Garachico (que por su importante puerto alcanzó pronto los 500 vecinos). En La Laguna se establecen los menestrales, los propietarios de los alrededores, los comerciantes y exportadores. Hacia 1561 se contaban en La Laguna unos 7.220 habitantes. Pero La Laguna pronto sufrió dificultades para su desarrollo, debido a su situación, pues el Adelantado eligió como capital de la isla las tierras altas de la vega inmediata a una laguna, que en verano quedaba seca. Para ello tuvieron que contar con un puerto que fuese de salida y entrada de los intercambios que la ciudad centralizaba, que fue Santa Cruz y que con el tiempo acabaría por arrebatarse la capitalidad a La Laguna, aunque vivirá dependiendo de La Laguna. Además, Santa Cruz, tuvo que competir con Garachico, importante puerto natural de las poblaciones del norte de la isla en los siglos XVI-XVII. La Laguna pronto tuvo que hacer frente a un serio problema, el del abastecimiento de agua, sobre todo desde que la laguna comenzó a secarse, con lo que tuvieron la necesidad de traer agua de los montes cercanos, lo que exigió realizar difíciles y costosas conducciones que no acabaron siendo satisfactorias.

Las primeras décadas del siglo XVI se dedicaron a la organización económica de Tenerife. Se roturó y preparó el terreno para implantar nuevos cultivos, fundamentales para la subsistencia, aunque se dejaron las mejores tierras para el cultivo de la caña. En Canarias se desarrolló el repartimiento, pero solo de tierras y agua. El repartimiento estaba pensado para favorecer una economía agraria, es decir, basaron su riqueza en la producción agrícola y su comercialización. Los productos de origen ganadero también fueron objeto de exportación, como los quesos y los cueros. Dentro de la producción agrícola, destacan los cereales y el azúcar, a los que habría que añadir posteriormente la producción vinícola. La caña, transformada en azúcar, fue un producto preferentemente exportable, mientras que los cereales y el vino solo lo serán cuando las necesidades del consumo propio estén cubiertas.

La producción que más beneficios económicos trajo a Canarias fue la caña de azúcar, que se limitó solo a Gran Canaria, Tenerife, La Palma y La Gomera. En Tenerife, durante la primera mitad del S.XVI, los principales enclaves de producción de azúcar se concentraron entre la Orotava y Daute,

aunque también fueron importantes los de Taganana y Güímar. Hacia mediados de siglo, la industria entró en decadencia y los enclaves azucareros se desplazaron hacia el sur, en Adeje y Abona, donde de nuevo se experimentó un auge del comercio azucarero. La producción azucarera constituyó el pilar del despertar económico de las islas y la actividad agrícola preferente hasta el último tercio del S.XVI. A mediados de siglo el cultivo de la vid comienza a ser mayoritario, siendo Tenerife y La Palma las que encabezan esa transformación y dedicando extensos espacios a cepas, que serían la base de la producción vinícola. La actividad vinícola cambia el destino de las exportaciones, es decir, del Mediterráneo se pasa ahora a exportar al Atlántico (Inglaterra y América). La malvasía tendrá una gran demanda. La vid y la exportación de vinos serán el centro de una animada vida mercantil durante más de un siglo, hasta el último tercio del siglo XVII.

Hay que señalar que la Corona era la que regulaba el comercio con las Indias a través de un régimen de monopolio que convirtió a Sevilla en el puerto único para comerciar directamente con las colonias americanas. Todos los barcos debían salir de del puerto fluvial andaluz y contar con el permiso expreso de la Casa de Contratación, que se encargaba de controlar el tráfico de forma exclusiva. La única excepción al monopolio sevillano fue la de Canarias, solo las islas podían comerciar con Indias hasta que en 1765 se liberalizó el sistema de puerto único para el área del Caribe. Las Islas Canarias fueron importantes por su situación geográfica, se situaban entre Europa y América, y los vientos alisios hacían ideales los desplazamientos desde Canarias al continente americano, con lo que todos los navíos debían pasar por Canarias antes de viajar al Nuevo Mundo. La Corona lo que hizo fue proteger a la población de las islas a través de un sistema de privilegios que atrajese a los pobladores y contribuyera a su sostenimiento. Desde el año 1508, a los comerciantes españoles se les otorgó el permiso para cargar en las Canarias para Indias mercancías no prohibidas. En el siglo XVII, la crisis azucarera y la preeminencia vinícola supusieron el dominio comercial de los puertos tinerfeños de Garachico y Puerto de la Cruz, que concentrarán el mayor número de barcos de la Carrera de Indias. El tráfico clandestino y la exportación de esclavos dieron al comercio canario una destacada importancia, favoreciendo la instalación de empresas comerciales extranjeras en las Islas.

El comercio canario era una fuerte competencia para el comercio andaluz, sobre todo la exportación vinícola, y a partir del S.XVII, las presiones de la oligarquía mercantil sevillana hicieron que se restringiesen las libertades comerciales de las Islas. Desde 1612, se pusieron limitaciones geográficas al tráfico insular, con lo que se privó a Canarias de los intercambios con los enclaves productores de metales preciosos (en el área de América del Sur), además de obligarles a comerciar práctica y exclusivamente con el área caribeña. También se limitó la carga transportada, se permitía entre las 600 y las 1.000 toneladas. Ya en el S.XVIII, la política reformista de Felipe V, dio al comercio canario-americano un marco legal permanente, que se tradujo en el Reglamento de 1718. Se permitió importar cacao, cueros, azúcar, plata, etc.

Tenerife, monopolizó la capacidad exportadora de las islas, siendo el puerto de Santa Cruz de Tenerife el puerto único para las salidas de la propia isla y puerto obligado de regreso para todo el Archipiélago y, marginó a otros puertos como el de Garachico (que había sido destruido por la erupción volcánica de 1706) y el Puerto de la Cruz. El auge comercial canario entró en decadencia a partir de 1765, con la promulgación de una nueva reglamentación que permitió la participación de varios enclaves de la Península en el comercio con América. A finales del S.XVIII el comercio canario-americano, se convirtió en un tráfico de pasajeros y remesas más que de mercancías.

Emigración canaria hacia América

Durante la época colonial y posteriormente, tras la emancipación de las colonias americanas de España, los canarios emigraron a América continental e insular. La presencia de canarios en América se dio, especialmente en dos zonas, que en cierto modo seguían la estela marcada por la tradición comercial. Se trata, en primer lugar, de la zona del Caribe (Cuba, Puerto Rico y Santo Domingo) con sus vecinos continentales de Venezuela y el sur de los Estados Unidos (Luisiana y San Antonio de Tejas); y en segundo lugar, en la zona sur del continente americano, sobre todo en Uruguay.

Se pueden señalar dos características principales de la presencia canaria en América: en primer lugar, la antigua tradición comercial que unía a Canarias con el Nuevo Mundo entre los siglos XVI-XVIII; en segundo lugar, ya en los siglos XIX-XX, con la aparición de modelos de sociabilidad y de incidencia cultural, mediante la divulgación de periódicos y revistas, que funcionan como elementos de unión y superación social de los emigrados (que se organizarán en asociaciones y centros de protección y ayuda mutua).

El siglo XVI no destaca por la presencia canaria en Cuba, pues fue escasa y está vinculada al establecimiento de los primeros molinos azucareros, aunque ya a partir del S.XVII esta actividad comercial aumentará. La legislación real permitiría el traslado de familias canarias a las Indias, sobre todo desde 1684, momento en que se ordenó el envío de familias canarias a expensas de la Real Hacienda. Pronto se iniciará en la zona habanera, la expansión del cultivo de tabaco. Con lo que, además de dedicarse al cultivo azucarero, al cultivo de maíz tierno para el ganado (maloja) y al cultivo de frutos menores, se dedicaron al cultivo de tabaco, oponiéndose tanto a los privilegios de los hacendados cubanos (en referencia a la propiedad de la tierra) como al monopolio de la comercialización del tabaco instaurado por parte de la Corona, con el objeto de perfeccionar su fiscalidad y evitar el contrabando, pronto surgirían problemas y amotinamientos por parte de los canarios. En el último tercio del S.XVIII, se produjo una intensa migración canaria, desarrollaron actividades relacionadas con la plantación de caña de azúcar, sobre todo se dedicaron al pequeño cultivo de abastecimiento.

En Santo Domingo, la presencia canaria de cierta relevancia se da a finales del S.XVII, fundando en 1684 San Carlos de Tenerife, cuya principal actividad se centraba en el abastecimiento de productos para la subsistencia de la capital. En el siglo XVIII, hubo una expansión hacia Hinch, cuya principal actividad sería el crecimiento de su cabaña ganadera.

Hacia Puerto Rico también emigraron los canarios, de un modo significativo desde finales del siglo XVII. Unas 20 familias se asentaron en el Hato de la Sabana Llana, donde recibieron tierras para el cultivo de cacao. Ya en el siglo XVIII (hacia 1720-1730) fueron enviadas a Puerto Rico 176 familias en edad fértil, con lo que pronto habría un aumento demográfico. En el S.XIX también llegaron nuevas familias canarias, que darían lugar a nuevos enclaves en los que seentarían.

Venezuela también recibió a emigrantes canarios, siendo más significativa hacia finales del S.XVII. Un enclave fundamental fue la fundación de San Carlos Cojedes en 1676. Aquí en Venezuela, los canarios se dedicaron al cultivo de cacao y también a las actividades de abastecimiento de productos de subsistencia. Pero dos factores contribuyeron a que se produjera un cambio importante en la migración canaria de Venezuela, en primer lugar, la creciente privatización de las tierras más accesibles, y por otro lado, la política radical de la Compañía Guipuzcoana creada por la Corona para monopolizar el comercio de la región. Se produciría una rebelión de los propietarios de las pequeñas haciendas, pues veían que su ruina tenía su origen

en dicha Compañía. Esta rebelión sería reprimida duramente dos años después. La emigración canaria hacia Venezuela continuó, aunque no dejó de experimentar cambios circunstanciales.

La emigración canaria hacia los Estados Unidos es poco significativa, aunque se fundaron enclaves importantes como el de San Antonio de Tejas en 1731, por parte de familias procedentes de Tenerife, Gran Canaria y Lanzarote. Aquí llevaron a cabo importantes obras hidráulicas y fundaron una iglesia dedicada a Ntra. Sra. de Candelaria. A finales del siglo XVIII (1777-1783) llegarían a Luisiana, alrededor de dos mil canarios procedentes de Tenerife y Gran Canaria. Aquí su presencia fue importante, pues reforzaron cuatro poblaciones del Misisipi que andaban con dificultades: San Bernardo, Barataria, Gálvez Town y Valenzuela. Vivieron de la agricultura, caza y pesca, y su dieta, se basaba fundamentalmente en el gofio.

En la zona de América del Sur también hubo inmigración canaria. En el siglo XVIII (1726-1729) trasladaron a 55 familias canarias cerca del fuerte de San José, donde fundaron la capital de Uruguay, Montevideo. En las primeras décadas del siglo XIX (hacia 1810-1830) se reavivó la presencia de inmigrantes (que llegaron fundamentalmente de Lanzarote y Fuerteventura). Entre 1830-1880, los inmigrantes canarios contribuyeron al desarrollo agrario del país a través de sus actividades agrícolas.

Para finalizar, hay que indicar que el isleño canario, fue en el Caribe el poblador blanco que impidió la ocupación definitiva de Santo Domingo o Puerto Rico por potencias extranjeras. El canario fue el que trajo consigo la colonización hispana de Luisiana, el que formó parte del mundo rural de Cuba y Venezuela, fundando pueblos y comunidades rurales, dando origen al campesinado blanco (característica diferenciadora de las regiones en las que más influencia ejercieron los canarios). La emigración canaria a América no finalizaría en el siglo XIX, sino que se cerraría en el siglo XX, tras la Guerra Civil española de 1936-1939 con la gran oleada migratoria, que elegiría como destino principal a Venezuela.

FUENTES Y BIBLIOGRAFÍA

Webgrafía:

Dialnet: www.dialnet.unirioja.es

Bibliografía:

- ☞ ARNAY DE LA ROSA, M. (2004): "Arqueología", en: VVAA. *Parque Nacional del Teide*. Talavera de la Reina, Ed. Canseco editores.
- ☞ CASTRO ALFÍN, D. (1983): *Historia de las Islas Canarias. De la prehistoria al descubrimiento*. Madrid, Editora Nacional, Cultura y Sociedad.
- ☞ GONZÁLEZ LEMUS, N. y MIRANDA BEJARANO, P.G. (2002): *El turismo en la Historia de Canarias. Viajeros y turistas desde la antigüedad hasta nuestros días*. La Laguna (Tenerife), Nivaria Ediciones.
- ☞ HERNÁNDEZ ÁLVAREZ, J.C., LLARÍA LÓPEZ, M.A. y REÑASCO GÓMEZ, J.(2005): *Guía de visita del Parque Nacional del Teide*. Ed. Organismo Autónomo de Parques Nacionales,

- ☛ MACA MEYER, N. (2002): *Composición genética de poblaciones históricas y prehistóricas humanas de las Islas Canarias*. Universidad de La Laguna (Tenerife), Tesis Doctoral-5.
- ☛ VILLALBA MORENO, E. (2003): *El Teide, una mirada histórica*. Ed. Organismo Autónomo de Parques Nacionales, Col. Naturaleza y Parques Nacionales, Serie Histórica,

Revistas Especializadas:

- ☛ JEREZ SABATER, P. "Canarias en la Historia Universal de Fr. Manoel dos Anjos (1651)", en: *Revista de Historia Canaria*, 193, abril 2011, pp. 29-357.
- ☛ PAZ, M. de. "Canarias y América. Aspectos de una vinculación histórica", en: *Anuario Americanista Europeo*, nº 4-5, 2006-2007, pp. 197- 2116.

ITINERARIOS DIDÁCTICOS POR LA ISLA DE TENERIFE

EDITA

Grupo de Investigación GEOVOL. Geomorfología Territorio y Paisaje en Regiones Volcánicas

PATROCINAN

Universidad de Castilla-La Mancha

Facultad de Letras

Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio

FOTOGRAFÍAS

Archivo de los autores y aportaciones reseñadas en el texto

ISBN: 84-695-6761-6

Ciudad Real, España, 2013

© UCLM

