



Instituto Geológico
y Minero de España

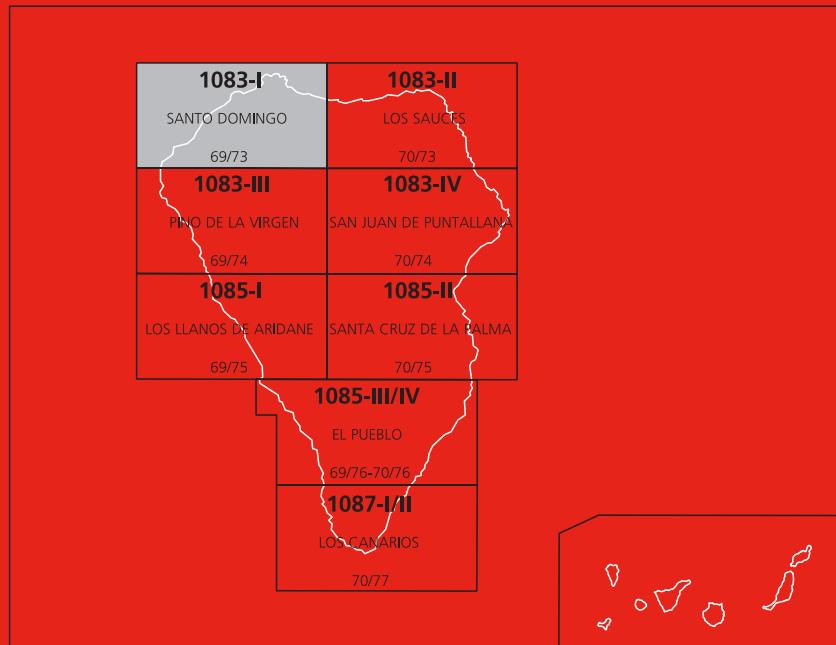
1083-I

69/73

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 25.000

Segunda serie - Primera edición



ISLA DE LA PALMA

SANTO DOMINGO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A ESCALA 1:50.000

SANTO DOMINGO

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido photocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España
Ríos Rosas, 23 28003 Madrid

www.igme.es

NIPO: 728-15-0245

ISBN: 978-84-7840-978-5

Depósito legal: M-31122-2015

La hoja geológica a escala 1/25.000 y geomorfológica a escala 1/50.000 de Santo Domingo (1083-I) y esta memoria han sido realizadas con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en su realización los siguientes técnicos:

Autores

J. C. Carracedo Gómez (CSIC)

E. Rodríguez Badiola (CSIC) (Petrología y Geoquímica)

Hervé Guillou (CFR, Francia) (Dataciones radiométricas)

Interior de la Caldera de Taburiente:

J. de La Nuez Pestana (Universidad de La Laguna, ULL)

A. Hernández Pacheco (Universidad Complutense de Madrid, UCM)

Redacción de la memoria

J. C. Carracedo Gómez (CSIC)

E. Rodríguez Badiola (CSIC)

Hervé Guillou (CFR, Francia) (Dataciones radiométricas)

Con la colaboración de:

J. de La Nuez Pestana (Universidad de La Laguna, ULL)

A. Hernández Pacheco (Universidad Complutense de Madrid, UCM)

F.J. Pérez Torrado, (Universidad de Las Palmas, ULPGC)

Mª .C. Cabrera Santana, (Universidad de Las Palmas, ULPGC)

E. La Moneda González, (IGME)

A. Hansen Machín, (ULPGC)

Dirección y supervisión del IGME

L. A. Cueto Pascual, (IGME)

EDICIÓN

G. Romero Canencia

L.F. Miguel Cabrero.

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

En la página web del IGME dentro del apartado de Cartografía Geológica: <http://info.igme.es/cartografiadigital/geología/Magna50.aspx>, se puede consultar la información complementaria perteneciente a esta Hoja en formato pdf, que puede incluir:

- Fichas e informes de los estudios petrológicos de las muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle, álbum fotográfico, plano de situación de muestras e informes complementarios.

Todas las preparaciones: Laminas transparentes, levigados, celdillas, muestras de mano, macrofauna, etc ... relacionados en la documentación de la presente hoja, están disponibles para su consulta en el Área de Geología, Geomorfología y Cartografía Geológica previa consulta con E. Calvo García e.calvo@igme.es

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	7
1.1. SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS.....	7
1.2.- MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	14
1.3. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS.....	18
1.4. METODOLOGÍA.....	20
2. ESTRATIGRAFÍA	23
2.1. EDIFICIOS VOLCÁNICOS Y EPISODIOS SEDIMENTARIOS	23
2.1.1. Geocronología	23
2.1.1.1. Antecedentes	33
2.1.1.2. Nuevas dataciones radiométricas	35
2.1.1.3. Magnetoestratigrafía	36
2.1.1.4. Estratigrafía geocronológica.....	39
2.2. EDIFICIO VOLCÁNICO GARAFÍA	44
2.2.1. Lavas, piroclastos basálticos, diques y aglomerados volcánicos (5).....	47
2.2.1.1. Afloramientos del flanco norte del escudo volcánico	47
2.2.1.2. Afloramientos en Galerías	48
2.3. EDIFICIO VOLCÁNICO TABURIENTE	48
2.3.1. Taburiente Inferior	50
2.3.1.1. Conos y depósitos de piroclastos basálticos (7) y coladas de lavas basálticas periféricas (8)	51
2.3.2. Taburiente Superior	52
2.3.2.1. Conos y depósitos de piroclastos basálticos (9)	54
2.3.2.2. Coladas de lavas basálticas (11)	55
2.4. FORMACIONES SEDIMENTARIAS	55
2.4.1. Sedimentos pleistocenos	55
2.4.1.1. Formación sedimentaria de La Mata (20)	55
2.4.2. Sedimentos holocenos	57
2.4.2.1. Aluviales (relleno de barranco) (23).....	57
2.4.2.2. Coluviones y depósitos de ladera (24).....	57

2.4.2.3. Avalanchas y desplomes costeros (25).....	57
2.4.2.4. Playas de arenas y cantos (26).....	58
3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA.....	58
3.1. ALINEACIONES Y ENJAMBRES DE DIQUES.....	58
3.2. ALINEACIONES DE CENTROS DE EMISIÓN. DORSALES ("RIFTS").....	60
3.3. DESLIZAMIENTOS GRAVITATORIOS.....	60
3.3.1. Deslizamiento gravitatorio del Edificio Garafía	61
3.4. FALLAS Y FRACTURAS RECIENTES	63
4. GEOMORFOLOGÍA.....	63
4.1. EDAD DE LAS FORMACIONES Y MORFOLOGÍA.....	63
4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE	64
4.3. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA	64
4.4. MORFODINÁMICA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	65
5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA.....	66
5.1. EDIFICIO VOLCÁNICO GARAFÍA: PETROLOGÍA.....	75
5.2. EDIFICIO VOLCÁNICO GARAFÍA. GEOQUÍMICA	76
5.3. EDIFICIO VOLCÁNICO TABURIENTE.....	81
5.3.1. Taburiente Inferior: Petrología	81
5.3.1.1. Formaciones volcánicas (7-8).	81
5.3.2. Taburiente Inferior. Geoquímica	83
5.3.3. Taburiente Superior: Petrología	88
5.3.3.1. Lavas basálticas (11).	88
5.3.4. Taburiente Superior. Geoquímica (11)	91
6. HISTORIA GEOLÓGICA	98
7. HIDROGEOLOGÍA	99
7.1. CLIMA E HIDROLOGÍA.....	99
7.1.1. Pluviometría	100
7.1.2. Temperatura	100
7.1.3. Evapotranspiración	100
7.1.4. Escorrentía superficial.....	102

7.1.5. Balance hidrológico.....	102
7.2. HIDROGEOLOGÍA.....	103
7.2.1. Características hidrogeológicas de los materiales	103
7.2.2. Unidades hidrogeológicas: acuíferos.....	105
7.2.3. Sistemas de captación de las aguas subterráneas.....	109
7.3. HIDROGEOQUÍMICA	109
8. GEOTECNIA.....	111
8.1. ANÁLISIS DE PENDIENTES	111
8.2. CARACTERÍSTICAS Y ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA	115
9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS.....	117
10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	117
11. BIBLIOGRAFÍA.....	119

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS

La isla de La Palma ocupa el extremo noroeste del Archipiélago Canario (Fig.1.1). Esta isla y la vecina de El Hierro son las de más reciente construcción del Archipiélago y La Palma la que mantiene en época reciente un volcanismo más activo.

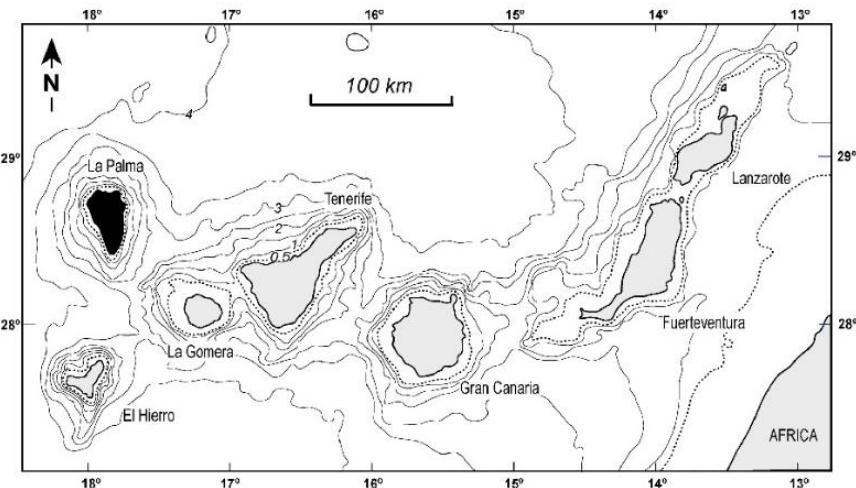


Fig.1.1.Situación de la isla de La Palma en el extremo occidental (más atlántico) de la alineación de islas que conforman el Archipiélago Canario. Se indica la batimetría en curvas a 500 m (línea de puntos) y 1000 m.

La Palma, con una superficie de 706 Km² es la quinta isla en extensión del archipiélago. A pesar de su limitada superficie es, después de la isla de Tenerife, la que alcanza mayor altura (2.423 m). De construcción enteramente volcánica, a la superestructura emergida hay que añadirle unos 4000 m de edificio sumergido, por lo que la isla en conjunto alcanza 6500 m de altura sobre el fondo oceánico (Fig. 1.2). En la evolución de los edificios insulares se aprecia claramente cómo Tenerife, en las fases finales de la etapa en escudo, de máximo crecimiento, alcanza la mayor altura, mientras que La Palma y El Hierro, en los inicios de esta etapa, están aún menos desarrolladas. El resto de las islas, en el estadio post-erosivo, presentan edificios regresivos, fuertemente desmantelados y decrecidos (ver Fig. 1.2).

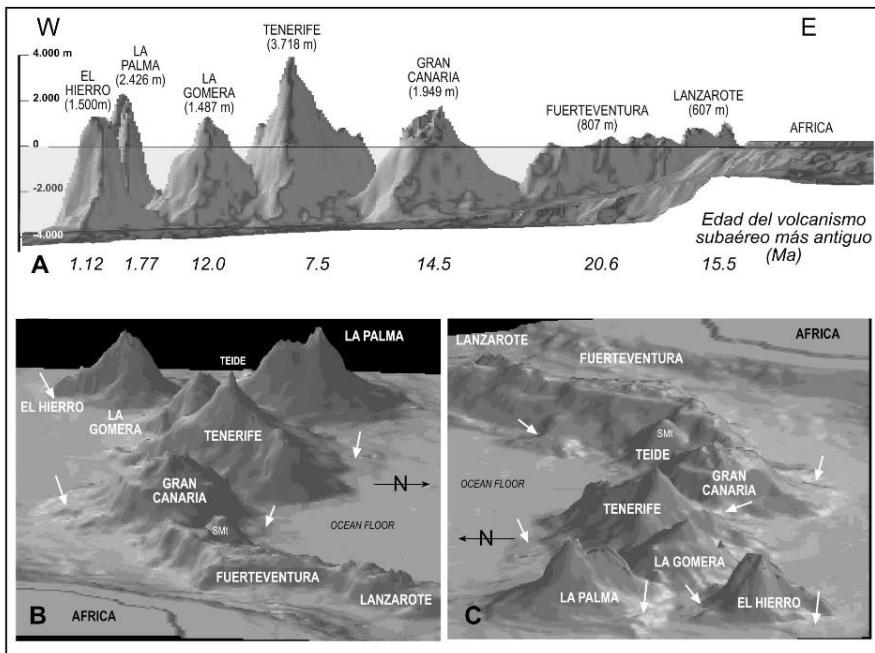


Fig.1.2. Modelo en relieve sombreado de las Islas Canarias realizado a partir de la batimetría. Obsérvese las diferencias en la relación altura/base de los edificios insulares, mayor en las islas en fase inicial de desarrollo (fase en escudo) como La Palma, El Hierro y Tenerife. Explicación en el texto.

El contorno de la isla tiene forma de gota de agua invertida, con un escudo volcánico circular en el norte (en adelante Escudo Norte) y una dorsal o rift de alineación norte-sur (Dorsal de Cumbre Vieja) conformando su mitad meridional (Fig. 1.3).

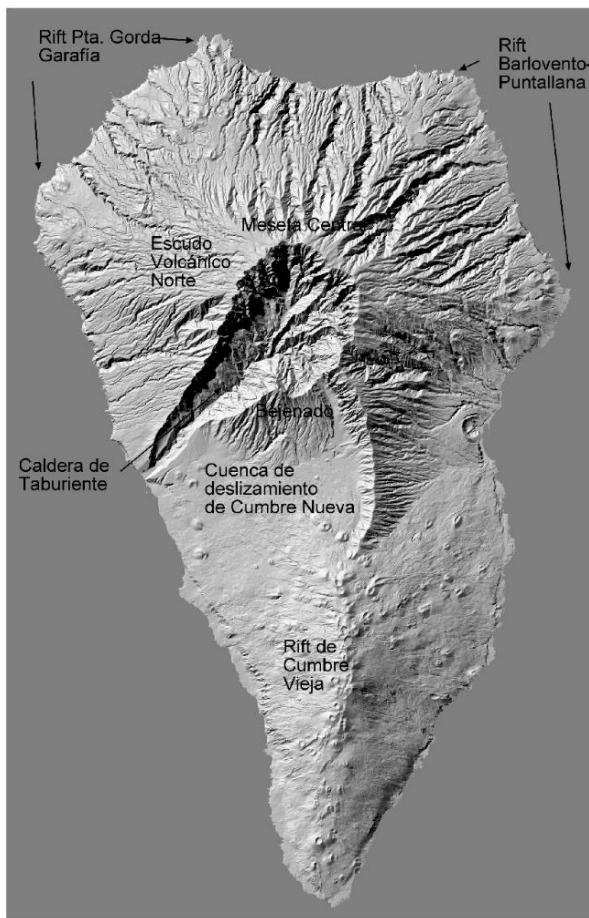


Fig.1.3. Modelo en relieve sombreado de la isla de La Palma, obtenido por ordenador a partir de las hojas topográficas 1/25.000 del IGN. Se indican los principales elementos geológicos, geomorfológicos y estructurales de la isla.

Las considerables alturas de ambos edificios (2.423 y 1.990 m respectivamente) y su situación en el interior del Atlántico, hacen que La Palma se vea más afectada que el resto del Archipiélago por el régimen de los vientos alisios y frecuentes borrascas atlánticas, sobreponiéndose los 600 mm/año en buena parte de la superficie de la isla y los 900 mm/año en la zona de cumbres (Fig. 1.4). En consecuencia, el clima de la isla es benigno y relativamente húmedo, con medias que raramente son inferiores a los 18º en las costas. Sin embargo, la presencia de elevadas cotas en la cumbre del Escudo Norte hace que sean frecuentes las nevadas y pueden allí encontrarse manifestaciones de procesos periglaciares.

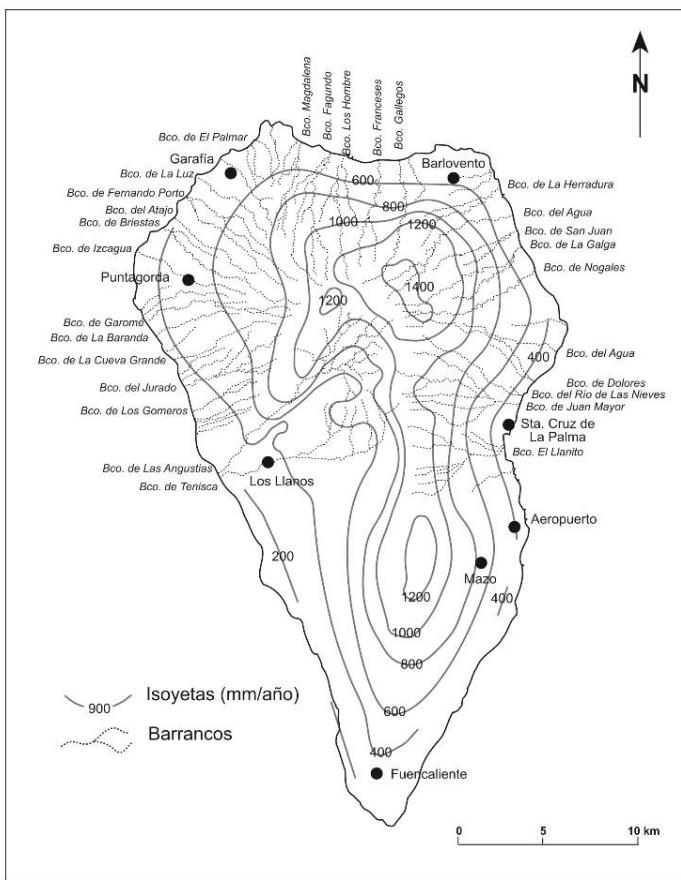


Fig.1.4. Esquema hidrográfico de la isla de La Palma. La pluviometría se expresa en isoyetas (Plan Hidrológico de La Palma). Se indican asimismo los principales barrancos, que se concentran en el escudo volcánico del norte de la isla con una red claramente radial.

La pluviosidad no alcanza en La Palma los valores usuales en la mayoría de las islas volcánicas oceánicas (La Reunión, Las Hawai, etc.). Este hecho es positivo para la observación geológica, ya que existe una menor cubierta vegetal y las rocas están menos alteradas. La escasez de lluvias ha obligado a la perforación de numerosas galerías para la captación de las aguas subterráneas, lo que permite, como caso excepcional, la observación directa de la estructura profunda de los edificios volcánicos. La configuración de La Palma hace que se definan dos zonas, más seca al oeste y más húmeda al este, a diferencia de las restantes islas del Archipiélago en que esta división es al sur y norte

respectivamente.

Una característica de estas islas oceánicas en fase juvenil de desarrollo es la presencia de fuertes pendientes, fundamentalmente estructurales en la Dorsal de Cumbre Vieja y estructurales y erosivas en el Escudo Norte (Fig. 1.5). Procesos tectónicos (deslizamientos gravitacionales) y la erosión posterior han contribuido a la formación de las depresiones más importantes de la isla: la Caldera de Taburiente y el Valle de Aridane. Abundan en el Escudo Norte, más antiguo, los barrancos de origen erosivo, con extensas cabeceras y profundos cauces (Figs. 1.3 y 1.4). En la mitad meridional de la isla, mucho más reciente, no existen barrancos o están apenas insinuados (ver Figs. 1.3, 1.4 y 1.5).

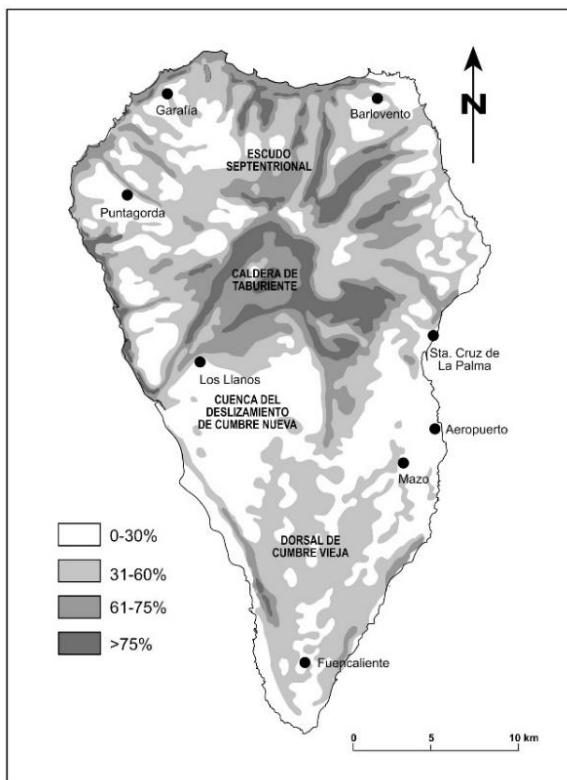


Fig.1.5. Mapa de pendientes de La Palma, obtenido por un proceso de cálculo a partir de los mapas digitales 1/25.000 del IGN. Las pendientes se indican en %. Obsérvese la presencia de las mayores pendientes en el escudo volcánico antiguo del Norte de la isla, de génesis fundamentalmente tectónica y erosiva. Las pendientes de la dorsal de Cumbre Vieja, en cambio, de reciente formación, son principalmente constructivas.

Las costas están mucho más acantiladas en el escudo, donde abundan escarpes costeros casi verticales que superan los 200 m. En estos cantiles son frecuentes los desplomes costeros ("rockfalls"), que contribuyen a su rápido desarrollo. En el sur de la isla los escarpes están frecuentemente suavizados y fosilizados por cascadas de lavas y plataformas costeras, que han sido casi totalmente desmanteladas en el norte, aunque se aprecian aún sus vestigios.

Las playas, de arenas y cantos de composición basáltica con el típico color negro, son escasas y de poco desarrollo, debido a la fuerte erosión en las zonas más antiguas y a la construcción volcánica en las recientes. Este hecho ha condicionado el desarrollo turístico de la isla, enfocado en buena parte a la montaña y al disfrute de la naturaleza.

Las características climáticas y orográficas han compartimentado la isla en un sinfín de microclimas, favoreciendo la existencia de una interesante vegetación con abundantes endemismos. El monte húmedo (laurisilva), en cierto modo similar al "*rain forest*" de las islas oceánicas, predomina en los barrancos y las vertientes más lluviosas del NE y E del escudo, estando, en cambio, ocupadas por pinares las zonas más altas y las vertientes occidentales del escudo, así como la dorsal de Cumbre Vieja. Las plataformas lávicas costeras y las depresiones tectónicas han sido ocupadas por vegetación de sustitución, principalmente cultivos (plataneras, viñedos, aguacates, etc.).

El desarrollo turístico, basado, entre otras razones, en la espectacular naturaleza de la isla y el deterioro de los destinos tradicionales, ha originado un despegue económico y muy pronunciado en los últimos años. La población se agrupa en tres zonas principales: el sector industrial y administrativo de la capital, Santa Cruz de La Palma; el sector agrícola y turístico de Los Llanos de Aridane y el sector agrícola de Los Sauces (Fig. 1.6).

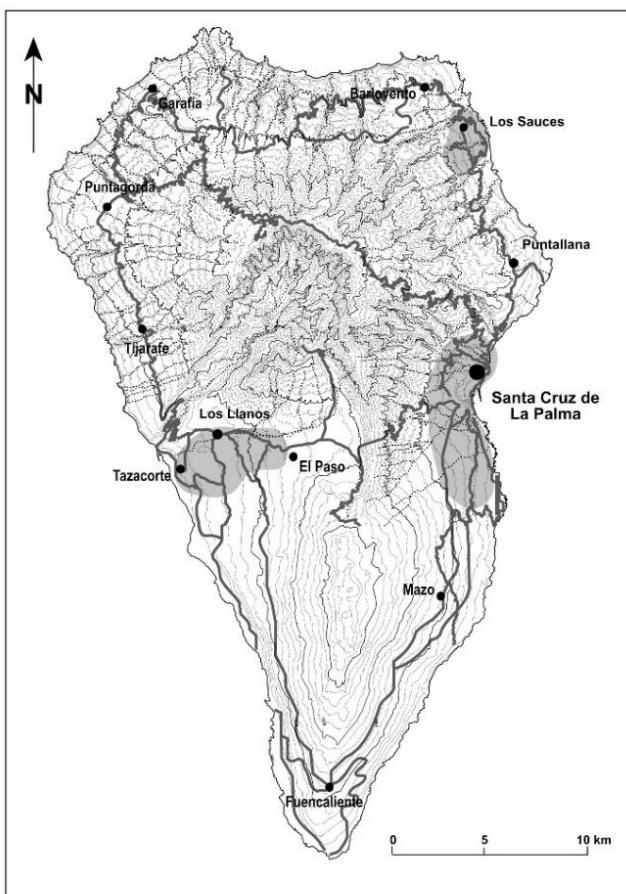


Fig.1.6. Distribución de la actividad humana en La Palma. Se indican los sectores de concentración de la población y de la actividad económica, así como las principales vías de comunicación.

La red de comunicaciones, de difícil trazado por la abrupta orografía de la isla y los profundos barrancos del norte, ha experimentado una considerable mejora en los últimos años. Es posible el acceso a la mayoría de la superficie de la isla, bien por carreteras asfaltadas, bien por pistas de tierra abiertas para comunicar caseríos, fincas, zonas agrícolas y para el cuidado de bosques y la lucha contra incendios forestales.

También han mejorado de forma espectacular los mapas topográficos, destacando la elevada precisión de los mapas topográficos a escala 1/5.000 elaborados por el Gobierno de Canarias y los de escala 1/25.000 editados por el Instituto Geográfico Nacional (ambos

digitalizados). Estos últimos son los que proporcionan la base para los mapas geológicos correspondientes a esta Memoria. Como complemento a la base topográfica existe una excelente serie de ortofotos digitales (1/5.000 y 1/25.000) que cubren toda la isla, elaborados por el Gobierno de Canarias.

La mayoría de los topónimos que se citan en esta memoria proceden de estos mapas, especialmente de los del IGN anteriormente citados.

1.2.- MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Las Islas Canarias constituyen un conjunto de siete islas principales, con una superficie de 7.500 Km², situado entre los paralelos 27° 38'-29° 25' de latitud norte y los meridianos 13° 20'-18° 9' de longitud oeste (ver Fig. 1.1). Conforman un archipiélago alargado en dirección E-O, con una longitud de aproximadamente 500 Km, y con su extremo oriental distante unos 100 Km de la costa africana.

Las islas se asientan sobre corteza oceánica correspondiente a la zona de calma magnética, de edad comprendida entre 180 y 150 Ma, y en zona de margen continental pasivo, aunque en esta área la actividad magmática es importante. El espesor de la corteza aumenta desde las islas occidentales a las orientales, oscilando entre 10 y 15 Km.

Cada isla es un edificio volcánico independiente, excepto Fuerteventura y Lanzarote que tienen un origen común y están solamente separados por un estrecho con menos de 40 m de profundidad. Los edificios insulares se asientan sobre fondos marinos de 3000-4000 m de profundidad (ver Fig. 1.2).

Las Canarias constituyen un ejemplo más entre los archipiélagos oceánicos originados por la actividad de una pluma del manto o punto caliente (Carracedo, 1974, 1984, 1999; Carracedo y colaboradores, 1998). La pauta general en este tipo de islas suele ser la formación de una alineación sencilla en que cada edificio insular se forma cuando los anteriores han terminado la etapa principal de desarrollo. Sin embargo, La Palma y El Hierro se están formando de forma simultánea (ver Figs. 1.1 y 1.2), configurando el archipiélago una *alineación doble* a partir de la construcción de la isla de Tenerife. Tal disposición tiene importantes implicaciones en la estructura geológica y la evolución pasada y futura de estas islas.

La influencia de un punto caliente puede inferirse, entre otros factores, al igual que en islas similares como Las Hawai, Reunión, etc., por el predominio de "rifts" radiales, frecuentemente con geometría regular en tres ramas a 120° (Carracedo, 1994, 1996, 1999). Los grupos de islas con influencia claramente tectónica, como Las Azores, presentan, en cambio, alineaciones volcánicas concordantes con las pautas tectónicas dominantes.

La isla de La Palma guarda grandes similitudes con la de La Reunión, asimismo originada por un punto caliente, que también presenta un edificio más antiguo e inactivo (el Pitón des Neiges, equivalente al Escudo Norte de La Palma), y una dorsal activa (el Pitón de La Fournaise, similar a la dorsal de Cumbre Vieja).

Una diferencia sustancial de Las Canarias y Cabo Verde con los grupos de islas volcánicas mencionados es la ausencia de subsidencia significativa (Carracedo, 1999). Este hecho explica que permanezcan emergidas en Canarias formaciones de más de 20 millones de años, mientras que en Las Hawai, las islas de más de 5-6 Ma se han sumergido, transformándose de nuevo en montes submarinos.

La extrema estabilidad del Archipiélago propicia que puedan observarse las distintas etapas de construcción, que, a su vez, permiten el establecimiento de las principales unidades que caracterizan la estratigrafía volcánica de las islas. Las etapas o unidades más obvias son la

etapa submarina, que constituye la infraestructura sumergida de los edificios insulares y comprende más del 80-90% de su volumen total, y la *etapa subaérea*, que forma la superestructura visible de cada edificio. Las formaciones submarinas afloran, gracias a la ausencia de subsidencia mencionada, a empujes ascensionales intrusivos y a la erosión y procesos tectónicos (deslizamientos gravitacionales) que las exhuman. Las islas en que aflora esta formación son Fuerteventura, La Gomera y La Palma, aunque, lógicamente, estará presente en las demás.

La erosión marina es muy activa una vez las islas emergen, por lo que la construcción subaérea tarda en consolidarse. Por consiguiente, se genera una fuerte discordancia erosiva, que separa el edificio submarino emergido de los episodios volcánicos subaéreos. Esta discordancia a veces es también angular, por efecto del levantamiento y basculamiento de la formación submarina por fenómenos de intrusión, como es el caso de La Palma.

En cuanto al volcanismo subaéreo, todas las islas presentan una primera etapa (*etapa en escudo*), con emisión de basaltos fisurales con elevadas tasas eruptivas, que conforman rápidamente el 90% de los edificios subaéreos, originando extensos y potentes apilamientos de lavas con depósitos piroclásticos intercalados y que, en conjunto, tienden a formar edificios de baja relación de aspecto, con diámetros relativamente extensos y suaves pendientes (escudos). Esta primera fase tiene significado geocronológico diferente en las distintas islas, como corresponde a su formación secuenciada. Las islas de Tenerife, El Hierro y La Palma están en esta primera fase de desarrollo, las dos últimas en un estadio aún muy juvenil.

Con posterioridad y tras un periodo de quiescencia, se inicia una fase de actividad volcánica mucho más diversificada y desorganizada, dispersa temporal y espacialmente y de carácter más restringido (*etapa post-erosiva* o de *rejuvenecimiento*). Esta fase tardía sólo se presenta en las islas orientales: Gran Canaria, Lanzarote y Fuerteventura. La isla de La Gomera se encuentra desde hace varios millones de años en el periodo de quiescencia y erosión, lo que explica la ausencia de volcanismo y el profundo desmantelamiento del edificio insular. Sin embargo, si se considera la evolución de las restantes islas, no puede descartarse una reactivación de rejuvenecimiento del volcanismo en esta isla, en su tránsito a la siguiente etapa de desarrollo.

Las numerosas dataciones radiométricas realizadas en Canarias ponen de manifiesto la presencia de estas grandes etapas: a) la fase juvenil en escudo, de volcanismo intensivo; b) la fase de quiescencia y erosión y c) el volcanismo de rejuvenecimiento (Fig. 1.7). En las islas más alejadas del punto caliente y, por lo tanto, las más antiguas del archipiélago (Fuerteventura, Lanzarote y Gran Canaria), aparecen nítidamente reflejadas las tres etapas, lo que ha facilitado la definición de su estratigrafía. En cambio, las occidentales y más jóvenes (Tenerife, El Hierro y La Palma) están aún inmersas en la etapa inicial de desarrollo.

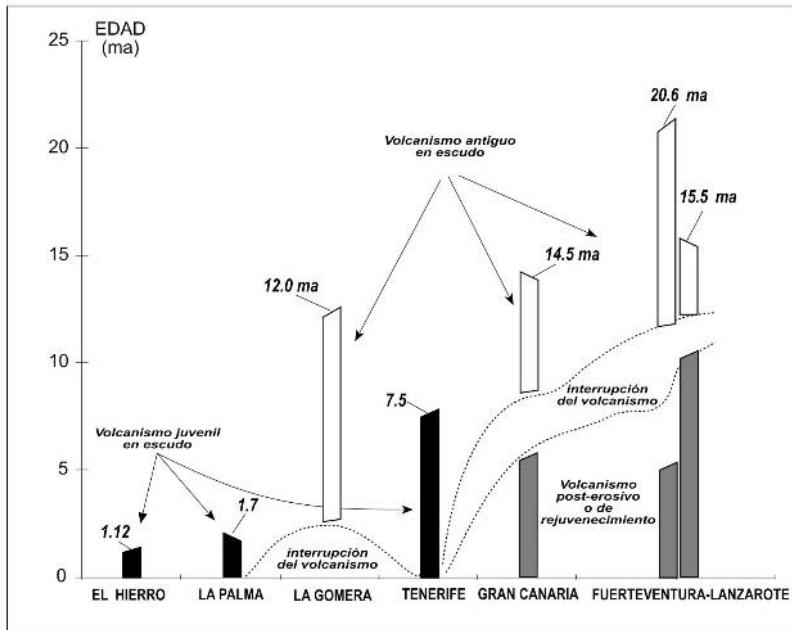


Fig.1.7. Edades radiométricas publicadas de las Islas Canarias, indicando los periodos de actividad volcánica y de reposo del Archipiélago.

Por analogía con los demás grupos de islas volcánicas oceánicas similares en origen y evolución, se ha asignado (Carracedo, 1994, 1999; Carracedo y otros, 1998) a estas etapas los mismos nombres y significado que fueron aplicados por Clague y Dalrymple (1987) y Walker (1990) en Hawaii (Fig. 1.8). Este concepto es preferible al de "Series" utilizado por Fúster y colaboradores (1968), pues se evita así el utilizar términos como Series Antiguas o Series Recientes, con significado equivalente en todas las islas pero que comprenden formaciones volcánicas de significado cronológico y estratigráfico completamente diferentes. Por ejemplo, gran parte de la Serie Antigua de La Palma, en realidad su etapa más juvenil de desarrollo en escudo, sería más reciente que gran parte de la Serie Reciente de Fuerteventura, en realidad correspondiente al volcanismo post-erosivo o de rejuvenecimiento. Por otra parte, el concepto de "Series" utilizado en Canarias no se adapta a la definición actualmente en uso (NACSN, 1983), que restringe la utilización de este término a unidades geológicas formadas en el mismo intervalo de tiempo y con límites sincrónicos.

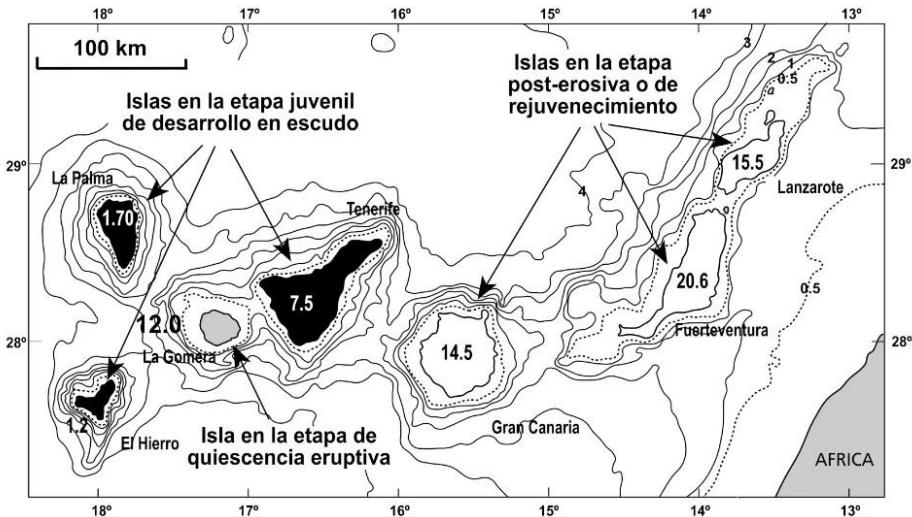


Fig.1.8. Separación de las islas por grupos, según su fase de evolución en el conjunto del Archipiélago.

Una mayor definición y detalle en la cartografía y estratigrafía volcánicas se logra separando los diferentes edificios volcánicos (cuando sus límites están claros) y, dentro de ellos, unidades secundarias significativas. Para esto, en el caso de las fases juveniles de actividad muy continuada, es de gran ayuda la combinación de criterios geológicos y geocronológicos, fundamentalmente las dataciones radiométricas y las inversiones geomagnéticas (Carracedo, 1974; Carracedo y colaboradores, 1996, 1997; Guillou y colaboradores, 1996, 1998).

La evolución geoquímica y petrológica del volcanismo del Archipiélago se caracteriza por dar asociaciones magmáticas alcalinas, que se corresponden plenamente con las propias de islas oceánicas. En las Islas Canarias, sin embargo, la variación composicional es más amplia, encontrándose términos extremadamente básicos y subsaturados (basanitas, nefelinitas, basaltos), términos intermedios (traquibasaltos, tefritas) y tipos ya altamente diferenciados (traquitas y fonolitas).

En general, los ciclos volcánicos son progresivamente más alcalinos en todas las islas. Sin embargo, en Gran Canaria, Tenerife y La Palma la alcalinidad es más acentuada y son volumétricamente más importantes los diferenciados sálicos y alcalinos (Fúster, 1975). Por el contrario, en las restantes islas esta tendencia es menos acentuada y este tipo de diferenciados más escaso.

Aunque en el archipiélago de Hawái el volcanismo en escudo sea mayoritariamente de basaltos toleíticos, son los basaltos alcalinos los que con gran diferencia predominan en las islas Canarias, donde se presenten mayoritariamente asociados a los diferenciados sálicos en las etapas post-erosivas tardías. Basaltos toleíticos han sido citados como un hecho poco común en Canarias en la erupción de 1730 en Lanzarote (Carracedo y Rodríguez Badiola, 1991, 1993; Carracedo y colaboradores, 1992).

El detallado estudio petrológico y geoquímico realizado en este proyecto pone de

manifiesto una interesante variación petrológica y geoquímica entre los diversos edificios volcánicos y en las fases de desarrollo de los mismos.

En síntesis, La Palma es un ejemplo típico de isla volcánica oceánica originada por la actividad de una pluma del manto en el interior de una placa (la Africana), aunque en un borde continental pasivo, y en fase juvenil de desarrollo. Gran parte de las características geológicas de la isla están condicionadas por estas circunstancias geológicas y geodinámicas, como se describe en detalle en esta memoria.

1.3. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

La isla de La Palma despertó muy pronto el interés de geólogos y volcanólogos a partir de los trabajos de von Buch (1825) sobre la génesis de la Caldera de Taburiente. Este naturalista creyó encontrar en esta estructura una confirmación de su teoría de los "cráteres de elevación". La mayoría de los trabajos posteriores van a incidir principalmente sobre el origen de La Caldera. Barker-Webb y Berthelot (1839) asocian su origen a procesos explosivos. Reiss (1861) aportó datos sobre las formaciones del fondo de La Caldera de Taburiente y sobre su génesis y significado. Los trabajos más trascendentales fueron los de Lyell, especialmente su "*Elements of Geology*" (1864). En este libro analizó las teorías existentes sobre el origen de La Caldera de Taburiente, que eran en ese momento dos: a) de elevación y b) de explosión, hundimiento y denudación. Vinculó el término "caldera" -tomado de La Caldera de Taburiente- a la literatura geo1ógica, dándole una aplicación general. También analiza las rocas del fondo de La Caldera en su estudio sobre las islas de La Palma y Tenerife, señalando la existencia de rocas bulbosas (las lavas submarinas) y de lavas y tobas feldespáticas (las rocas sálicas), todas ellas afectadas por las intrusiones posteriores y alteradas bajo influencias plutónicas hasta adquirir una estructura semicristalina y características metamórficas. Hizo, asimismo, algunas observaciones acerca de los sedimentos depositados en el cauce y al final del Barranco de Las Angustias.

Sapper (1906) da soluciones mucho más afinadas y acordes con los conocimientos actuales, ya que atribuye la formación de la Caldera de Taburiente a la erosión a través de líneas de fractura. Apunta la falta de correspondencia geológica entre ambas paredes de La Caldera (el Bejenado y la pared opuesta del Bco. de Las Angustias), así como la existencia de una gran paleocaldera cuyos restos serían las actuales formaciones basálticas de Cumbre Nueva. Para von Knebel (1906), las formaciones de la pared y fondo de La Caldera serían de la misma época, sólo que las formaciones del fondo se habrían consolidado algo más tarde.

Los estudios más detallados y precisos fueron realizados por Gagel (1908 a y b, 1910, 1914, 1915, 1925). Fue partidario de una génesis erosiva para la Caldera, que la afectaría desde los estadios iniciales de la "*Grundgebirge*" (Formaciones del fondo de La Caldera) y que continuaría al formarse la cobertura de lavas basálticas. Pone de manifiesto la existencia de una elevación del nivel de base de unos 350 m, que hizo que el Barranco de Las Angustias se llenara parcialmente con formaciones conglomeráticas, en las que se excavaría posteriormente el actual Bco. de Las Angustias.

Algunos años más tarde, Reck (1928) realiza una síntesis de todos los trabajos citados, estudiándolos críticamente. Este autor vuelve a incidir sobre la posible existencia de un amplio cráter que, al agrandarse por erosión, daría lugar a la actual Caldera. Sin embargo, las ideas de Lyell y Gagel permanecieron, quedando en la literatura geológica la Caldera de Taburiente como prototipo universal de caldera erosiva, concepto que, como veremos más adelante, ha sido revisado totalmente.

Los estudios posteriores se centran fundamentalmente en aspectos petrológicos y estratigráficos. Jeremine (1933) estudia petrográficamente algunas muestras de La Palma y aporta los primeros análisis químicos. Blumental (1961) indica la presencia de rocas espilíticas atravesadas por diques y apófisis granudos en el fondo de La Caldera. En trabajos más recientes, Gastesi y colaboradores (1966) cartografían y describen las distintas formaciones geológicas de La Caldera y, en especial, el "Complejo Basal", en el que engloban todas las formaciones que ocupan el interior de la Caldera de Taburiente. Describen lavas submarinas y rocas plutónicas, desde tipos duníticos a gabros alcalinos.

Hausen (1969) presenta un mapa geo1ógico de La Palma. Middlemost (1970, 1972) describe la geología del fondo de La Caldera y de los restos del "viejo volcán Taburiente". La primera unidad se compone de lavas espilíticas intruidas por diques y cuerpos plutónicos máficos y ultramáficos y, en discordancia erosiva, se desarrolla en la parte septentrional de la isla el viejo volcán Taburiente, con 1.000 metros de espesor de lavas y tefra. Tanto Hausen como Middlemost presentan análisis químicos de lavas de La Palma.

Hernández-Pacheco (1971, 1975) y Hernández-Pacheco y Fernández Santín (1974) hacen un estudio de las unidades que componen el denominado Complejo Basal, que para dichos autores son: 1) Un conjunto de rocas granudas, fundamentalmente gabros y gabros alcalinos; 2) Una formación de rocas sálicas de tipo traquíto-sienítico; 3) Una serie de emisiones submarinas muy metasomatizadas; y 4) Aglomerados volcánicos polígenicos, predominantemente basálticos. Estos autores son los primeros en investigar la naturaleza metamórfica de las rocas del fondo de La Caldera de Taburiente.

Las formaciones intrusivas de la isla han sido estudiadas por Feraud (1981) y de La Nuez (1984). Schmincke (1981) hace una recopilación de los trabajos anteriores y aporta algunos datos acerca de las formaciones submarinas y la red de diques asociada del interior de la Caldera.

El estudio más moderno de La Caldera de Taburiente lo realizan Staudigel (1981) y Staudigel y Schmincke (1984). Estos autores son los primeros en indicar que las formaciones submarinas y el complejo de diques y plutones asociados de La Caldera pertenecen a un monte submarino "*seamount*", levantado y basculado por fenómenos de intrusión e hidrotermalizado a facies de esquistos verdes (en la parte inferior) y a esmectitas-zeolitas (en la superior).

El estudio de la geología de La Palma se hace sin dataciones absolutas hasta que en 1972 Abdel-Monem y colaboradores obtienen las primeras edades radiométricas, realizando también por primera vez determinaciones de la polaridad geomagnética de las lavas datadas. Feraud (1981) utiliza los métodos K/Ar y Ar⁴⁰/Ar³⁹ para datar las principales familias de diques. Ancochea y colaboradores (1994) obtienen 23 nuevas dataciones K/Ar y establecen las principales unidades volcanoestratigráficas de la isla, así como un modelo de su evolución geológica.

En los últimos años se ha datado sistemáticamente el volcanismo de La Palma, utilizando dataciones radiométricas (K/Ar y Ar⁴⁰/Ar³⁹) e inversiones geomagnéticas (Carracedo y colaboradores, 1997, 1999 a y b; Guillou y colaboradores, 1998, 2001). Estas dataciones han permitido la definición de la estratigrafía volcánica, base para la realización de estas hojas geológicas (E. 1/25.000) del Plan MAGNA del IGME.

El entorno marino de La Palma ha sido estudiado por Holcomb y Searle (1991), Weaver y colaboradores (1992) y Urgelés y colaboradores (1999), encontrando todos ellos depósitos asociados a deslizamientos gravitatorios masivos de las islas occidentales. El estudio de estos deslizamientos en las propias islas ha sido abordado por Carracedo (1994, 1996), Navarro y Coello (1994); Ancochea y colaboradores (1994) y Carracedo y colaboradores

(1997, 1999 a y b).

La elaboración del Mapa Geológico Nacional E. 1/25.000 (MAGNA) de La Palma llena un importante vacío, ya que con anterioridad sólo se habían publicado mapas esquemáticos o parciales de la isla. Algunos son más detallados, como los de la Caldera de Taburiente (Hernández-Pacheco, 1974; Navarro y Coello, 1994) y el de la Dorsal de Cumbre Vieja (Carracedo y colaboradores, 1997).

1.4. METODOLOGÍA

Las hojas 1083-I (Santo Domingo), 1083-II (Los Sauces), 1083-III (Pino de La Virgen) y 1083-IV (San Juan de Puntallana) elaboradas en este proyecto, abarcan la zona norte de La Palma que incluye la mayor parte del escudo volcánico y la Caldera de Taburiente (Figs. 1.3 y 1.9). Aunque en esta memoria se describen sólo las unidades aflorantes en esta hoja (1083-I, Santo Domingo), en algunos casos se hace mención de manera generalizada del escudo norte.

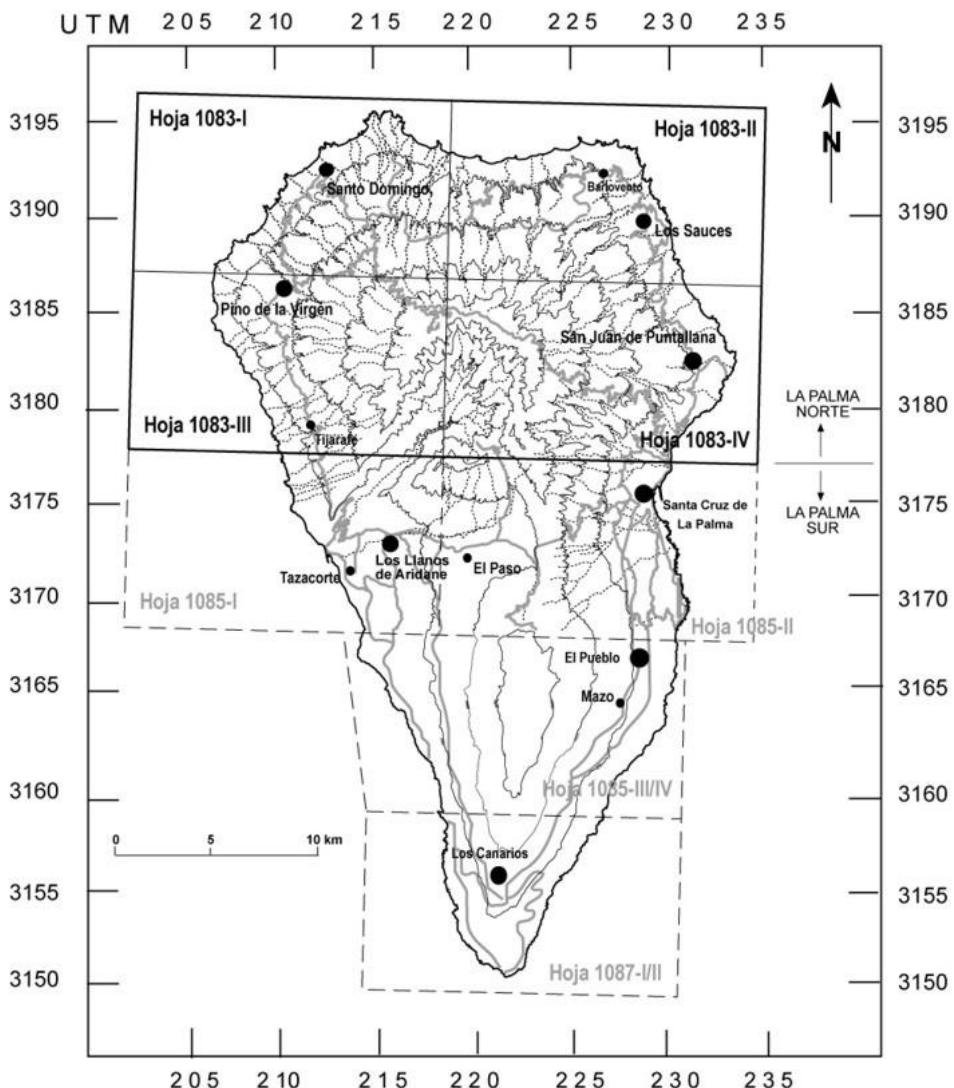


Fig.1.9. Esquema de distribución de las hojas digitalizadas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1/25.000 de Isla de La Palma (IGN), base topográfica sobre la que se han elaborado las hojas geológicas del Plan MAGNA.

Como se verá con detalle más adelante, la actividad volcánica subaérea en el escudo volcánico norte ha sido muy continuada, con lavas muy homogéneas composicional y morfológicamente. A diferencia de las islas en estadio post-erosivo, apenas existen en el

escudo volcánico de La Palma discordancias o diferencias generalizadas que permitan la separación y definición de unidades volcanoestratigráficas cartografiadas. Este hecho, por otra parte típico de islas en periodo juvenil de desarrollo, se ha tratado de subsanar dando especial relevancia a la geocronología. Las principales unidades volcanoestratigráficas se definieron mediante un análisis multidisciplinar, usando de forma combinada la cartografía geológica, la magnetoestratigrafía y las dataciones radiométricas (K/Ar y Ar^{40}/Ar^{39}). Esta técnica ha sido aplicada con éxito en Tenerife (Carracedo, 1979), Lanzarote (Carracedo y Rodríguez Badiola, 1993) y El Hierro (Guillou y colaboradores, 1996; Carracedo y colaboradores, 1997, 1999 a y b). Las lavas del escudo volcánico registran varios cambios de largo periodo en la polaridad del campo magnético terrestre y varios eventos, hecho puesto ya de manifiesto anteriormente (Abdel-Monem y colaboradores, 1972; Quidelleur y colaboradores, 1996; Quidelleur y colaboradores, 1999, Carracedo y colaboradores, 1999). Sin embargo, no se había hecho hasta ahora una comparación sistemática de las edades radiométricas y las escalas de polaridad geomagnética (GPTS) y astronómica (APTS), con el fin de comprobar el significado geológico real y la fiabilidad de estas edades. El empleo conjunto de la magnetoestratigrafía y la datación radiométrica ha permitido establecer de forma precisa la estratigrafía volcánica y la historia geológica del escudo volcánico del norte de La Palma.

Las características petrológicas y geoquímicas de las lavas han sido determinadas sobre 270 muestras en lámina delgada, de las que se han seleccionado 110 para análisis de elementos mayores, trazas y tierras raras (REE). Los elementos mayoritarios y componentes complementarios se han determinado en el Laboratorio de Geoquímica del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid (CSIC) mediante Espectrometría de Absorción Atómica, y por Fluorescencia de Rayos-X en el Centro de Instrumentación Científica de Granada, donde asimismo se han efectuado las determinaciones de elementos traza y Tierras Raras en la Unidad de ICP-Masas que dispone este mismo Centro de La Universidad de Granada. Las rocas sedimentarias se han analizado mediante difracción de Rayos X (DRX).

Las numerosas galerías excavadas para la extracción de las aguas subterráneas han permitido la observación y muestreo de las estructuras profundas del escudo volcánico. En esta Memoria y en los mapas geológicos se indican datos estructurales de las formaciones volcánicas y de los diques en el subsuelo, sólo observables en galerías, lo que indudablemente enriquece la información geológica de este edificio volcánico.

Por último, mencionar que se ha analizado la información previa proporcionada por diversos autores y organismos, utilizándose tanto en la cartografía geológica como en la redacción de esta Memoria.

A efectos prácticos, se han elaborado dos leyendas una para el sector norte, y otra para el sector centro-sur, si bien se ha resaltado en negrita sólo las unidades que afloran. Además para facilitar la correlación de las unidades geológicas se indica el número identificativo de cada unidad y, entre paréntesis, el que corresponde a esa misma unidad en las hojas del otro sector.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. EDIFICIOS VOLCÁNICOS Y EPISODIOS SEDIMENTARIOS

Al igual que en las demás islas del Archipiélago, y en las islas volcánicas oceánicas en general, la historia geológica de La Palma se caracteriza por la existencia de dos etapas claramente definidas: el *edificio submarino* y el *edificio subaéreo*. La primera etapa configura un monte submarino, que aflora de forma espectacular en La Palma en el interior de la Caldera de Taburiente, al igual que lo hace en las islas de Fuerteventura y La Gomera. Sobre este monte submarino, formado en el Plioceno y luego fuertemente intruido, levantado y basculado, descansa en fuerte discordancia angular y erosiva el edificio subaéreo. Este último se ha construido de forma prácticamente ininterrumpida desde el inicio del Cuaternario y continúa intensamente activo, con seis erupciones en el periodo histórico (últimos 500 años), las dos últimas en este siglo (1949 y 1971). El intenso y rápido crecimiento supuso sobrepasar en al menos dos ocasiones el nivel de estabilidad gravitatorio del edificio volcánico, provocando sendos deslizamientos laterales gigantes (deslizamientos de Garafía y Cumbre Nueva).

El volcanismo subaéreo está integrado, a su vez, por dos edificios principales, separados por una depresión tectónica (cuenca del deslizamiento de Cumbre Nueva) que hace de interfase (ver Fig. 1.3). El más antiguo, que forma la parte norte de la isla, es un escudo volcánico (Escudo Norte) de contorno circular, en cuya parte central se ha formado por procesos tectónicos y erosivos la Caldera de Taburiente. Sin erupciones volcánicas en los últimos 400.000 años, aparece fuertemente abarrancado y puede considerarse inactivo. El edificio más meridional y reciente es un "rift" muy activo (Dorsal de Cumbre Vieja), que ha extendido hacia el sur la isla en los últimos 150.000 años. En este "rift", con la típica estructura de tejado a dos aguas, se han localizado buena parte de las erupciones históricas (últimos 500 años) de Canarias y todas las de La Palma. El "rift" de Cumbre Vieja se prolonga mar adentro en su extremo meridional, donde se han definido numerosos centros de emisión submarinos (Urgelés, 1999) que están haciendo crecer la isla hacia el sur.

La presencia de materiales sedimentarios es relativamente escasa en La Palma, destacando los depósitos laháricos de La Mata y los del abanico deltaico de El Time. Son abundantes los desplomes ("rockfalls"), depósitos de avalancha y de ladera, tanto en los cantiles costeros como en las paredes de la Caldera de Taburiente y en los cauces de los barrancos profundos. Son, en cambio, relativamente escasos los rellenos aluviales, que sólo alcanzan un volumen apreciable en el Barranco de Las Angustias y en el de El Riachuelo, en este último por taponamiento del barranco por conos y coladas del Bejenado y Cumbre Vieja. Materiales sedimentarios asociados a los deslizamientos de Garafía y Cumbre Nueva pueden observarse en el interior de la Caldera de Taburiente y en sondeos y galerías, como se describirá más adelante.

2.1.1. Geocronología

Si los aspectos geocronológicos son importantes en todas las islas, en La Palma la datación absoluta (radiométrica) y relativa (inversiones geomagnéticas) de las formaciones volcánicas es esencial para la reconstrucción de la historia volcánica. Como se ha indicado, la circunstancia de que esta isla esté en la fase más juvenil y de crecimiento más rápido hace que la actividad volcánica sea muy continuada y homogénea en composición y morfología de las lavas. Sin grandes diferencias en edad, ni interrupciones y discordancias

importantes (aparte de las tectónicas) y sin diferencias petrológicas y morfológicas apreciables, la definición de las unidades volcanoestratigráficas tiene que apoyarse fundamentalmente en la geocronología.

Por ello, en la elaboración de los mapas geológicos del Plan MAGNA se ha dedicado especial atención a este capítulo, realizándose la cartografía de las inversiones geomagnéticas y definiéndose las unidades magnetoestratigráficas como fase previa a la selección de muestras para la datación radiométrica, obteniéndose así un total de 59 nuevas edades K/Ar y Ar⁴⁰/Ar³⁹ (Fig. 2.1 y Tablas 2.1, 2.2 y 2.3). La aplicación combinada de la cartografía de inversiones geomagnéticas y la datación radiométrica se ha demostrado como un método fiable y eficaz para definir la historia volcánica de las Islas Canarias (Carracedo, 1974; Carracedo y Rodríguez Badiola, 1993; Guillou et al., 1996; 1998, 2001).

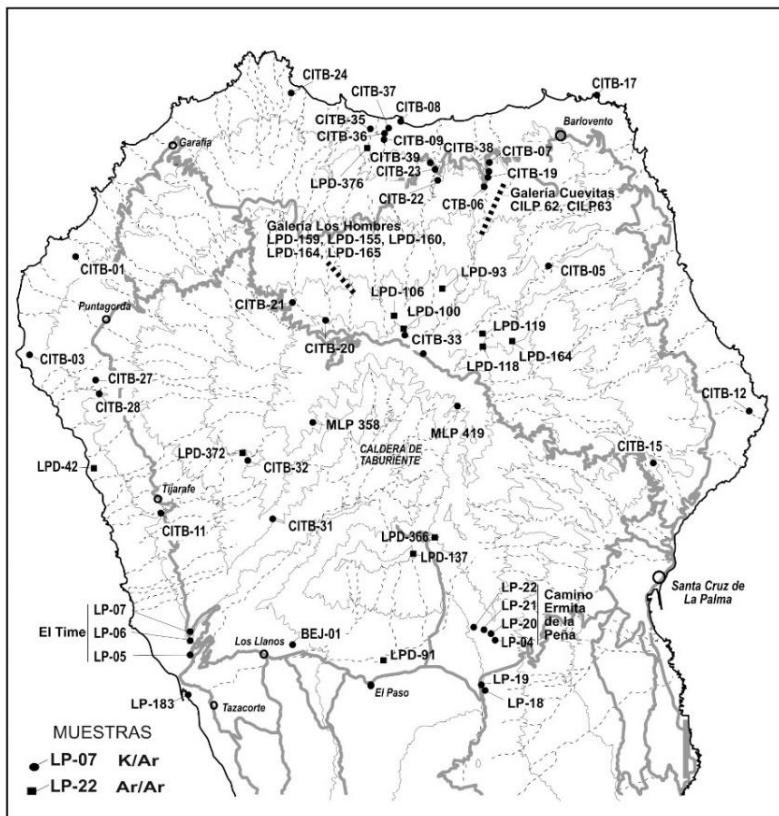


Fig.2.1. Muestras seleccionadas en este proyecto para la datación isotópica (K/Ar y Ar/Ar) en lavas en afloramiento y en el interior de galerías del escudo volcánico del Norte de La Palma.

Tabla 2.1. Localización, tipo de roca, polaridad geomagnética y edad de las muestras correspondientes a los edificios volcánicos Garafía, Taburiente y Bejenado

Muestra	Localidad	T. Roca	UTM	Pol	Método	Edad
CILP 62	Galería Cuevitas 2600 m	Basalto	2245/31906	R	K/Ar	1722 ± 22
LPD-159	Galería Los Hombres, 1500 m	Basalto	2197/31882	R	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1.65 ± 0.08
LPD-155	Galería Los Hombres, 2100 m	Basalto	2197/31882	R	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1.61 ± 0.12
LPD-119	Bco. El Agua, 1365 m	Basalto	2235/31856	R	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1.52 ± 0.10
CITB-21	Bco. Las Grajas, 1630 m	Basalto	2165/31865	R	K/Ar	1493 ± 22
CITB -06	Bco. Gallegos, 455m	Basalto	2236/31907	R	K/Ar	1444 ± 22
CITB -05	Bco. El Agua, 485m	Basalto	2262/31879	R	K/Ar	144.0 ± 30
LPD-118	Bco. El Agua, 1465 m	Basalto	2235/31854	R	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1.38 ± 0.14
CITB-22	Bco. Franceses, 415 m.	Basalto	2222/31910	R	K/Ar	1375 ± 20
CILP-63	Galería Cuevitas 1600 m.	Basalto	2245/31906	N	K/Ar	1275 ± 19
LPD-376	Bco. Los Hombres, 115m	Basalto	2195/31923	R	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1.23 ± 0.09
CITB-19	Bco. Gallegos, 470 m.	Basalto	2238/31909	R	K/Ar	1208 ± 18
LPD-372	Bco. Jieque, 1400 m.	Basalto	2146/31809	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1.20 ± 0.05
LPD-160	Galería Los Hombres, 1400 m	Basalto	2197/31882	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1.12 ± 0.20
LPD-100	Camino Tamagantera, 2160 m	Basalto	2204/31854	LI	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1.08 ± 0.04
LPD-106	Camino Tamagantera,, 1920 m	Basalto	2204/31859	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1.02 ± 0.08
LPD-366	La Cumbrecita, 1400 m	Basalto	2213/31781	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	1.02 ± 0.04
CITB-09	Bco. de Los Hombres, 245 m	Basalto	2201/31925	N	K/Ar	948 ± 14
CITB-23	Bco. Franceses, carretera lado oeste, 440 m	Basalto	2219/31912	R	K/Ar	936 ± 14
CITB-08	Bco. de Los Hombres, 15 m	Basalto	2207/31931	R	K/Ar	932 ± 14
LPD-93	Lomo del Caballo, 1860 m	Basalto	2220/31877	R	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	890 ± 160
CITB-38	Bco. Gallegos, carretera lado este, 515 m	Basalto	2238/31908	R	K/Ar	886 ± 14
LP-05	Bco. Las Angustias, 45 m	Basalto	2126/31735	R	K/Ar	853 ± 10

Tabla 2.1. (Cont) Localización, tipo de roca, polaridad geomagnética y edad de las muestras correspondientes a los edificios volcánicos Garafía, Taburiente y Bejenado

Muestra	Localidad	T. Roca	UTM	Pol	Método	Edad
CITB-31	Hacienda del Cura, 1080 m	Basalto	2160/31793	R	K/Ar	836 ± 14
CITB-35	Barranco de Los Hombres, 60 m.	Basalto	2196/31927	R	K/Ar	833 ± 14
LP-18	Carretera Los Llanos-Sta. Cruz, Km 18,5	Basalto	2232/31721	R	K/Ar	834 ± 12
LP 06	Bco.Las Angustias, 445 m	Basalto	2127/31776	R	K/Ar	833 ± 11
LPD-87	Bco. El Agua, senda Marcos-Cordero, 360m	Basalto	2248/31851	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	770 ± 90
LPD-164	Galería Los Hombres, 675 m	Basalto	2197/31882	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	770 ± 40
LP-19	Carretera Los Llanos-Sta. Cruz, Km 18,3	Basalto	2233/31722	N	K/Ar	770 ± 11
CITB-15	Bco. Seco, 270 m.	Basalto	2309/31805	N	K/Ar	737 ± 12
LP-07	El Time, 465 m	Basalto	2127/31747	N	K/Ar	734 ± 8
CITB-36	Carretera La Fajana Los Hombres, 280 m	Basalto	2202/31992	R	K/Ar	731 ± 11
CITB-30	La Cumbrecita, dique, 1395 m	Basalto	2213/31781	LI	K/Ar	726 ± 12
CITB-20	Bco. del Cedro, 1850 m (sobre discordancia)	Basalto	2179/31861	N	K/Ar	681 ± 10
CITB-32	Barranco Jieque, 1460 m	Basalto	2151/31812	N	K/Ar	660 ± 11
LP-22	Camino Ermita La Peña, 1.247 m	Basalto	2233/31745	N	K/Ar	659 ± 11
LP-21	Camino Ermita La Peña, 1.310 m	Basalto	2234/31745	N	K/Ar	647 ± 10
LP-20	Camino Ermita La Peña, 1.370 m	Basalto	2236/31746	N	K/Ar	621 ± 9
LPD-91	Lava de Mña. de La Yedra	Basalto	2197/31735	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	590 ± 40
CITB-27	Road El Roque to the coast, 635 m	Basalto	2085/31846	N	K/Ar	585 ± 10
CITB-37	Carretera La Fajana de Los Hombres, 330 m	Basalto	2202/31926	N	K/Ar	575 ± 9
CITB-07	Bco. Gallegos, 520 m	Basalto	2238/31913	N	K/Ar	567 ± 8
LP-04	Camino Ermita de La Peña, 1.400 m	Basalto	2238/31744	N	K/Ar	566 ± 8
CITB-03	Cantil del Puerto de Punta Gorda, 125 m	Basalto	2066/31847	N	K/Ar	563 ± 8
CITB-28	Bco. del Roque, 560 m.	Basalto	2089/31841	N	K/Ar	560 ± 9
CITB-12	Plataforma de Puntallana (Pta. Salinas), 90 m	Basalto	2334/31822	N	K/Ar	560 ± 8
CITB-17	Costa de la Fajana de Barlovento, 0 m	Basalto	2276/31938	N	K/Ar	549 ± 8

Tabla 2.1. (Cont) Localización, tipo de roca, polaridad geomagnética y edad de las muestras correspondientes a los edificios volcánicos Garafía, Taburiente y Bejenado

Muestra	Localidad	T. Roca	UTM	Pol	Método	Edad
BEJ-01	Lava del Bejenado, sondeo S-01, 73 m	Basalto	2168/31738	N	K/Ar	537 ± 8
CITB-11	Bco. El Jurado, 500 m	Basalto	2116/31789	N	K/Ar	533 ± 8
CITB-01	Lava Mña. Negra, pista Pta. Gutiérrez, 360m	Basalto	2085/31884	N	K/Ar	531 ± 9
LPD-165	Galería Los Hombres, 220 m	Basalto	2197/31882	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	530 ± 70
MLP-358	Morro Pinos Gachos (borde occid. Caldera)	Fonolita. máfica	2166/31817	N	K/Ar	525 ± 8
CITB-24	Costa de Juan Adalid, 250 m	Basalto	2168/31942	N	K/Ar	507 ± 8
MLP-419	Piedra Llana (borde NE. Caldera)	Tefrrfonolita	2229/31828	N	K/Ar	499 ± 7
LPD-137	Cima del Bejenado , 1580 m	Basalto	2206/31773	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	490 ± 60
CITB-33	Camino Tamagantera, 2210 m	Basalto	2206/31853	N	K/Ar	440 ± 8
LPD-42	Cantil de la Playa de La Veta, 250 m	Basalto	2092/31843	N	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	410 ± 80

Tabla 2.2. Edades K-Ar de lavas del escudo norte de La Palma. El cálculo de las edades se basa en las constantes de desintegración de Steiger and Jäger (1977): $\lambda\epsilon = 0.581 \times 10^{-10}$ yr⁻¹, $\lambda\beta = 4.963 \times 10^{-10}$ yr⁻¹. Las edades de los minerales standard usados para calibración son: LP-6 = 127.8 Ma, HD-B1 = 24.03 Ma y GL-O = 93.6 Ma. P: Polaridad; N: polaridad normal; R: polaridad inversa; LI: polaridad transicional (baja Inclinación). (*):Edades publicadas en Guillou et al. (1998). (X): La muestra BEJ-01 ha sido reanalizada y la nueva edad de 537 ± 8 ka es coherente dentro del límite de error 2 sigma con la edad preliminar de 549 ± 12 ka en Carracedo y colaboradores (1999). (**): Muestras en galería, metros desde la entrada.

Muestra	Pol	m.a.s.l.	K* (wt. %)	Peso fundido(g)	⁴⁰ Ar * (%)	⁴⁰ Ar * (10 ⁻³ mol/g)	Edad (±2σ) (ka)	Edad (ka)
CI LP 62	R		0.613 ± 0.006	1.82440	23.38 ₇	18.296	1720 ± 35	
CI LP 62	R	2600 **	" "	2.52041	13.51 ₇	18.325	1723 ± 35	1722 ± 25
CI TB-21	R		1.107 ± 0.011	1.01395	7.627	28.459	1482 ± 31	
CI TB-21	R	1630	" "	1.00181	8.475	28.898	1505 ± 31	1493 ± 22
CI TB-06	R		0.727 ± 0.007	1.01006	5.717	18.144	1439 ± 30	
CI TB-06	R	410	" "	0.99716	7.103	18.287	1450 ± 31	1444 ± 22
CI TB-05	R		0.978 ± 0.010	1.14943	11.24 ₄	23.624	1391 ± 29	
CI TB-05	R	485	" "	1.18236	15.64 ₅	25.256	1489 ± 31	1440 ± 30
CI TB-22	R		1.032 ± 0.010	1.05209	9.707	24.545	1371 ± 28	
CI TB-22	R	415	" "	1.03010	17.56 ₂	24.698	1380 ± 28	1375 ± 20
CI LP 63	N		0.733 ± 0.007	1.84459	7.064	16.302	1283 ± 26	
CI LP 63	N	1600 **	" "	0.94774	8.766	16.111	1268 ± 28	1275 ± 19
CI TB-19	R		0.869 ± 0.009	0.99978	10.98 ₁	18.547	1230 ± 26	
CI TB-19	R	470	" "	1.50340	11.81 ₀	17.882	1186 ± 25	1208 ± 18
CI TB-09	N		1.050 ± 0.015	1.13636	4.034	17.260	948 ± 19	
CI TB-09	N	260	" "	1.03039	4.044	17.258	948 ± 20	948 ± 14
CI TB-23	R		1.014 ± 0.010	1.28186	8.151	16.391	932 ± 20	
CI TB-23	R	440	" "	1.28534	6.607	16.524	939 ± 20	936 ± 14

Tabla 2.2 (Cont.). Edades K-Ar de lavas del escudo norte de La Palma. El cálculo de las edades se basa en las constantes de desintegración de Steiger and Jäger (1977): $\lambda\epsilon = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $\lambda\beta = 4.963 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$. Las edades de los minerales standard usados para calibración son: LP-6 = 127.8 Ma, HD-B1 = 24.03 Ma y GL-O = 93.6 Ma. P: Polaridad; N: polaridad normal; R: polaridad inversa; LI: polaridad transicional (baja Inclinación). (*): Edades publicadas en Guillou et al. (1998). (X): La muestra BEJ-01 ha sido reanalizada y la nueva edad de 537 ± 8 ka es coherente dentro del límite de error 2 sigma con la edad preliminar de 549 ± 12 ka en Carracedo y colaboradores (1999). (**) Muestras en galería, metros desde la entrada.

Muestra	Pol	m.a.s.l.	K* (wt. %)	Peso fundido(g)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*(10^{-3} \text{ mol/g})$	Edad ($\pm 2\sigma$) (ka)	Edad (ka)
CI TB-08	R		1.084 ± 0.011	1.04104	8.662	17.371	924 ± 19	
CI TB-08	R	15	" "	1.20475	17.342	17.649	939 ± 20	932 ± 14
CI TB-38	R		0.610 ± 0.006	1.01009	6.135	9.359	884 ± 22	
CI TB-38	R	515	" "	1.07987	6.198	9.397	888 ± 20	886 ± 14
LP 05(*)	R		1.067 ± 0.017	1.51616	8.889	15.846	856 ± 14	
LP 05(*)	R	45	" "	1.39376	7.762	15.731	850 ± 14	853 ± 10
CI TB-31	R		0.861 ± 0.009	1.14445	2.079	12.448	834 ± 19	
CI TB-31	R	1080	" "	0.95315	2.018	12.520	838 ± 20	836 ± 14
CI TB-35	R		0.689 ± 0.007	1.00130	5.839	9.912	830 ± 22	
CI TB-35	R	60	" "	1.21753	4.192	9.993	837 ± 19	833 ± 14
LP 18(*)	R		1.145 ± 0.015	1.40799	5.469	16.601	836 ± 18	
LP 18(*)	R	1090	" "	2.01214	9.102	16.512	831 ± 17	834 ± 12
LP 06(*)	R		0.646 ± 0.007	2.15766	9.534	9.534	836 ± 13	
LP 06(*)	R	445	" "	2.06669	7.910	9.300	830 ± 14	833 ± 11
LP 19(*)	N		0.995 ± 0.010	1.97215	12.952	13.256	768 ± 16	
LP 19(*)	N	1050	" "	1.56314	11.785	13.313	771 ± 16	770 ± 11
CI TB-15	N		0.833 ± 0.008	1.14857	6.641	10.736	743 ± 17	
CI TB-15	N	270	" "	1.22037	6.771	10.572	732 ± 17	737 ± 12

Tabla 2.2 (Cont.). Edades K-Ar de lavas del escudo norte de La Palma. El cálculo de las edades se basa en las constantes de desintegración de Steiger and Jäger (1977): $\lambda\epsilon = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $\lambda\beta = 4.963 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$. Las edades de los minerales standard usados para calibración son: LP-6 = 127.8 Ma, HD-B1 = 24.03 Ma y GL-O = 93.6 Ma. P: Polaridad; N: polaridad normal; R: polaridad inversa; LI: polaridad transicional (baja Inclinación). (*): Edades publicadas en Guillou et al. (1998). (X): La muestra BEJ-01 ha sido reanalizada y la nueva edad de 537 ± 8 ka es coherente dentro del límite de error 2 sigma con la edad preliminar de 549 ± 12 ka en Carracedo y colaboradores (1999). (**): Muestras en galería, metros desde la entrada.

Muestra	Pol	m.a.s.l.	K* (wt.%)	Peso fundido(g)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*(10^{-3} \text{ mol/g})$	Edad ($\pm 2\sigma$) (ka)	Edad (ka)
LP 07(*)	N		1.229 ± 0.012	1.40685	8.157	15.741	738 ± 12	
LP 07(*)	N	465	" "	1.49644	7.887	15.546	729 ± 12	734 ± 8
CI TB-36	R		1.232 ± 0.012	1.04492	7.024	15.557	728 ± 16	
CI TB-36	R	280	" "	1.01391	12.11_0	15.671	734 ± 16	731 ± 11
CI TB-30	LI		0.835 ± 0.008	1.05512	4.147	10.421	720 ± 16	
CI TB-30	LI	1395	" "	0.99589	6.715	10.598	732 ± 17	726 ± 12
CI TB-20	N		1.453 ± 0.015	1.09687	8.257	17.016	675 ± 14	
CI TB-20	N	1850	" "	1.18104	11.07_4	17.324	687 ± 14	681 ± 10
CI TB-32	N		1.474 ± 0.015	1.02852	12.75_0	16.948	663 ± 14	
CI TB-32	N	1460	" "	1.02284	13.19_0	16.796	657 ± 18	660 ± 11
LP 22(*)	N		0.993 ± 0.010	1.62264	14.90_0	11.390	661 ± 18	
LP 22(*)	N	1240	" "	1.61124	10.88_5	11.302	656 ± 14	659 ± 11
LP 21(*)	N		1.106 ± 0.011	2.02535	10.52_3	12.362	644 ± 13	
LP 21(*)	N	1310	" "	2.09719	16.02_1	12.463	650 ± 13	647 ± 10
LP 20(*)	N		1.184 ± 0.018	1.47948	15.00_9	12.690	618 ± 13	
LP 20(*)	N	1370	" "	2.15434	10.10_2	12.793	623 ± 13	621 ± 9
CI TB-39	N		1.590 ± 0.016	1.03893	19.20_4	17.106	620 ± 13	
CI TB-39	N		" "	0.99992	12.49_7	17.055	619 ± 13	620 ± 9

Tabla 2.2 (Cont.). Edades K-Ar de lavas del escudo norte de La Palma. El cálculo de las edades se basa en las constantes de desintegración de Steiger and Jäger (1977): $\lambda\epsilon = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $\lambda\beta = 4.963 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$. Las edades de los minerales standard usados para calibración son: LP-6 = 127.8 Ma, HD-B1 = 24.03 Ma y GL-O = 93.6 Ma. P: Polaridad; N: polaridad normal; R: polaridad inversa; LI: polaridad transicional (baja Inclinación). (*): Edades publicadas en Guillou et al. (1998). (X): La muestra BEJ-01 ha sido reanalizada y la nueva edad de 537 ± 8 ka es coherente dentro del límite de error 2 sigma con la edad preliminar de 549 ± 12 ka en Carracedo y colaboradores (1999). (**) Muestras en galería, metros desde la entrada.

Muestra	Pol	m.a.s.l.	K* (wt.%)	Peso fundido(g)	40Ar * (%)	40Ar*(10-3 mol/g)	Edad ($\pm 2\sigma$) (ka)	Edad (ka)
CI TB-27	N		1.036 ± 0.010	1.07225	4.320	10.440	581 ± 15	
CI TB-27	N	645	" "	1.08925	4.958	10.566	588 ± 13	585 ± 10
CI TB-37	N		1.409 ± 0.014	1.10610	5.485	13.907	569 ± 12	
CI TB-37	N	330	" "	1.02959	8.119	14.197	581 ± 13	575 ± 9
CI TB-07	N		2.130 ± 0.021	0.99426	7.441	20.865	565 ± 12	
CI TB-07	N	520	" "	1.86180	13.95_3	20.998	569 ± 12	567 ± 8
LP 04 ^(*)	N		1.724 ± 0.017	1.54466	9.822	16.734	560 ± 12	
LP 04 ^(*)	N	1400	" "	1.54528	17.90_4	17.081	571 ± 12	566 ± 8
CI TB-03	N		1.434 ± 0.014	0.97629	4.214	14.095	567 ± 12	
CI TB-03	N	125	" "	2.03554	8.735	13.913	560 ± 11	563 ± 8
CI TB-28	N		1.565 ± 0.016	1.07444	6.461	15.319	564 ± 12	
CI TB-28	N	560	" "	0.99545	6.716	15.104	556 ± 13	560 ± 9
CI TB-12	N		1.652 ± 0.017	1.05421	8.709	15.915	556 ± 12	
CI TB-12	N	90	" "	1.36055	12.76_1	16.172	564 ± 12	560 ± 8
CI TB-17	N		1.903 ± 0.019	1.02707	9.661	18.386	556 ± 12	
CI TB-17	N	0	" "	1.04211	9.778	17.930	542 ± 12	549 ± 8
BEJ-01 ^(X)	N		1.295 ± 0.013	1.50301	1.818	12.039	536 ± 11	
BEJ-01 ^(X)	N	{73 m}	" "	1.48303	12.75_4	12.095	538 ± 11	537 ± 8

Tabla 2.2 (Cont.). Edades K-Ar de lavas del escudo norte de La Palma. El cálculo de las edades se basa en las constantes de desintegración de Steiger and Jäger (1977): $\lambda\epsilon = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $\lambda\beta = 4.963 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$. Las edades de los minerales standard usados para calibración son: LP-6 = 127.8 Ma, HD-B1 = 24.03 Ma y GL-O = 93.6 Ma. P: Polaridad; N: polaridad normal; R: polaridad inversa; LI: polaridad transicional (baja Inclinación). (*):Edades publicadas en Guillou et al. (1998). (X): La muestra BEJ-01 ha sido reanalizada y la nueva edad de 537 ± 8 ka es coherente dentro del límite de error 2 sigma con la edad preliminar de 549 ± 12 ka en Carracedo y colaboradores (1999). (**) Muestras en galería, metros desde la entrada.

Muestra	Pol	m.a.s.l.	K* (wt.%)	Peso fundido(g)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*(10^{-3} \text{ mol/g})$	Edad ($\pm 2\sigma$) (ka)	Edad (ka)
CI TB-11	N		1.544 ± 0.015	1.13220	4.701	14.349	536 ± 12	
CI TB-11	N	500	" "	0.98524	5.899	14.222	531 ± 12	533 ± 8
CI TB-01	N		0.901 ± 0.009	1.20289	6.602	8.214	526 ± 12	
CI TB-01	N	360	" "	1.31214	6.658	8.390	537 ± 13	531 ± 9
CI TB-24	N		1.382 ± 0.014	1.02232	5.186	12.163	507 ± 12	
CI TB-24	N	250	" "	1.15685	11.14_1	12.138	506 ± 11	507 ± 8
MLP 358	N		2.532 ± 0.025	1.11055	11.23_7	2.340	533 ± 11	
MLP 358	N	2.167	" "	1.71248	8.808	2.272	517 ± 11	525 ± 8
MLP 419	N		3.227 ± 0.032	0.99183	15.54_8	2.777	496 ± 10	
MLP 419	N	2.314	" "	1.50215	11.39_2	2.811	502 ± 10	499 ± 7
CI TB-33	N		1.476 ± 0.015	1.00667	4.202	11.429	447 ± 12	
CI TB-33	N	2.210	" "	1.02172	5.070	11.073	433 ± 10	440 ± 8

Tabla 2.3. Dataciones ^{40}Ar - ^{39}Ar (calentamiento escalonado) del escudo norte de La Palma

Muestra	Polaridad	Edad (fusión total) (Ma)	Edad "plateau" (Ma)	$^{39}\text{Ar}\%$	^{40}Ar radiogénico %	J
LPD-159	R	1.65 ± 0.08		100.0	24.8	0.001539
LPD-155	R	1.61 ± 0.12		100.0	11.1	0.001293
LPD -119	R	1.50	1.52 ± 0.10	100.0		0.001468
LPD-118	R	5.99	1.38 ± 0.14	73.0		0.001444
LPD-376	R	1.23 ± 0.09		100.0	20.9	0.001293
LPD-372	N	1.20 ± 0.05		100.0	11.4	0.001371
LPD -160	N	1.12 ± 0.20		100.0	2.5	0.001455
LPD-100	LI	1.10	1.08 ± 0.04	96.4		0.001524
LPD-106	N	1.02 ± 0.08		100.0	19.2	0.001396
LPD-366	N	1.02 ± 0.04		100.0	15.4	0.001430
LPD-93	R	0.89 ± 0.16		100.0	2.0	0.001485
LPD-87	N	0.89	0.77 ± 0.09	97.3		0.001637
LPD-164	N	0.77 ± 0.04		100.0	9.6	0.001380
LPD-91	N	0.59 ± 0.04		100.0	8.9	0.001474
LPD-165	N	0.53 ± 0.07		100.0	2.5	0.001299
LPD-137	N	0.49 ± 0.06		100.0	1.1	0.001317
LPD-42	N	0.41 ± 0.08		100.0	9.7	0.001549

2.1.1.1. Antecedentes

Hasta la publicación de la primera datación absoluta por Abdel Monem y colaboradores en 1972, sólo existía una vaga idea sobre la edad de las diferentes formaciones geológicas de La Palma. Sin embargo, prácticamente todos los autores anteriores habían reconocido la existencia de tres unidades geológicas: 1) el volcanismo submarino e intrusiones asociadas, englobado el conjunto en el término *Complejo Basal*, 2) una secuencia volcánica antigua, en discordancia erosiva y angular sobre el Complejo Basal y formando un volcán de tipo central; y 3) una secuencia reciente, asociada a un "rift" de orientación norte-sur.

La única edad publicada para el edificio submarino era de una datación bioestratigráfica de 2.9-4 Ma de las rocas (hialoclastitas con foraminíferos) más antiguas del Complejo Basal (Staudigel y colaboradores, 1986).

Abdel Monem y colaboradores (1972) no sólo datan diversas coladas de las formaciones subaéreas, sino que determinan asimismo su polaridad, encontrando lavas de polaridad normal e inversa, algunas justo en la transición Matuyama/Brunhes.

Staudigel y colaboradores (1986) datan las diversas familias de diques de la isla encontrando graves problemas en la datación de los diques más antiguos intruyendo las formaciones submarinas de la Caldera de Taburiente. Los trabajos geocronológicos más extensos y precisos se han realizado en la década de los 90. Ancochea y colaboradores (1994) realizan 23 nuevas dataciones K/Ar que abarcan todo el volcanismo subaéreo de la isla (1). Sin embargo, hay que destacar que la precisión de algunas de estas dataciones es

discutible. Como pauta general, las edades previas aumentan la imprecisión con la antigüedad, siendo ésta muy acusada en las correspondientes a las fases iniciales del volcanismo subáereo (Fig. 2.2).

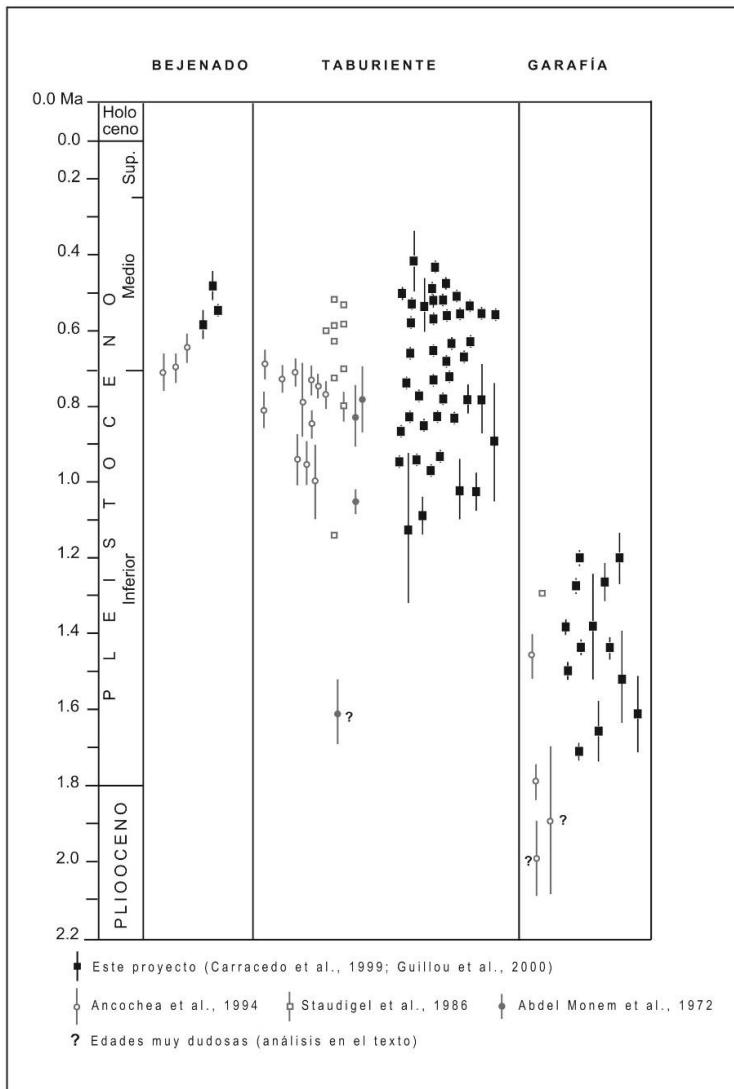


Fig. 2.2. Comparación de las edades publicadas del escudo volcánico Norte de La Palma y las realizadas en este proyecto.

2.1.1.2. Nuevas dataciones radiométricas

Las últimas dataciones radiométricas (K/Ar , Ar^{40}/Ar^{39} y C^{14}) del volcanismo de La Palma han sido realizadas en este proyecto para la elaboración de las hojas geológicas del Plan MAGNA de la isla. En la Tabla 2.1 y la Fig. 2.1 se indica la localización y características de 57 nuevas dataciones de las hojas del sector norte de la isla de La Palma. Estas dataciones han sido ya publicadas (Guillou y colaboradores, 1998; Guillou y colaboradores, 2001). En las Tablas 2.2 y 2.3 se indican los resultados de las edades K/Ar y Ar^{40}/Ar^{39} . Finalmente, en la Tabla 2.4 se contrastan algunas de las nuevas dataciones radiométricas con las más representativas de las publicadas hasta la redacción de esta Memoria.

Las discrepancias que se observan, a veces hasta de un orden de magnitud (Tabla 2.4), se deben fundamentalmente a la selección de las muestras y a la distinta precisión de los métodos empleados. La mayoría de las dataciones realizadas en la isla de La Palma tiene las siguientes características: 1) se han efectuado en lavas dispersas y no en secuencias estratigráficas; 2) no se ha determinado la polaridad geomagnética de las lavas; 3) no se han realizado duplicados; y 4) se ha utilizado un sólo método y laboratorio de datación. En consecuencia, no existen controles estratigráficos, paleomagnéticos ni analíticos que garanticen inequívocamente su fiabilidad.

Las dataciones realizadas para este proyecto se han efectuado en lo posible en secuencias estratigráficas, en secciones volcánicas o en galerías. La selección de muestras se efectuó una vez realizada la cartografía con inversiones geomagnéticas y definidas las principales unidades magnetoestratigráficas (magnetozonas). La polaridad de las lavas datadas pudo así contrastarse de forma inmediata con las escalas establecidas de polaridades geomagnéticas (GPTS) y de polaridades calibradas astronómicamente (APTS). Los controles analíticos han consistido en utilizar dos métodos de datación (K/Ar y Ar^{40}/Ar^{39}) diferentes y dos laboratorios distintos: las determinaciones de K/Ar fueron realizadas por el Dr. Hervé Guillou, del Laboratoire des Sciences du Climat et de L'Environnement (CEA-CNRS, Francia) sobre la fracción microcristalina (con separación de los fenocristales magnéticamente y con líquidos pesados) y con determinaciones isotópicas por el método desarrollado por Cassaignol y colaboradores (1978). Las determinaciones isotópicas Ar^{40}/Ar^{39} , con calentamiento escalonado, han sido realizadas por el Dr. Robert Duncan, del Laboratorio del College of Oceanography (Oregon State University, U.S.A.). Las determinaciones de K/Ar se hicieron por duplicado (ver Tabla 2.2). Por último, el número de muestras datadas (57) duplica prácticamente el de todas las publicadas anteriormente (Fig. 2.2).

Tabla 2.4.Comparación de edades publicadas con antelación y las de este proyecto. ^(A): Abdel Monem et al. (1972); ^(B): Ancochea et al (1994). ⁽¹⁾: Edades previas. ⁽²⁾: Edades de este proyecto (Carracedo y colaboradores, 1999).

Muestra ⁽¹⁾	Edad ⁽¹⁾ (Ma)	Localidad	Muestra ⁽²⁾	Edad ⁽²⁾ (Ma)
LP-2 ^(A)	1.60±0.09	Barranco de Las Angustias	LP 05, 06	0.85±0.01, 0.83±0.01
LP-3 ^(A)	1.03±0.03	Barranco de Las Angustias	LP 05, 06	0.85±0.01, 0.83±0.01
P.16 C ^(B)	2.00±0.10	Barranco Los Hombres	LPD 376	1.23 ± 0.09
P 51 F ^(B)	1.79±0.06	Lomo De Los Corrales	LPD 159,155	1.65±0.08, 1.61±0.12
P 15 C ^(B)	1.46±0.06	Barranco Franceses	CI TB-22	1.38±0.02
P 52 F ^(B)	0.95±0.06	Lomo De Los Corrales	LPD 100,106	1.08±0.04, 1.02±0.08
P 4 F ^(B)	0.94±0.07	Base de La Caldera, Tazacorte	LP 05	0.85±0.01
P 1C ^(B)	0.65±0.04	Bejenado	LPD 137	0.49±0.06
P 10 A ^(B)	0.77±0.04	Pico de Las Nieves	CI TB-15,30	0.74±0.01, 0.73±0.01
P 5 F ^(B)	0.73±0.04	Barranco de Las Angustias	LP 07	0.73±0.01

2.1.1.3. Magnetoestratigrafía

La isla de La Palma y, concretamente, el Escudo Norte, está especialmente indicada para el empleo del paleomagnetismo como complemento de las dataciones isotópicas en la definición de las unidades cartografiadas. La localización antes mencionada del volcanismo durante el Pleistoceno Inferior y Medio reduce los cambios de polaridad (Fig. 2.2). En consecuencia, las magnetozonas correspondientes son correlacionables y cartografiadas. Como se describe más adelante, el límite Matuyama/Brunhes ha sido imprescindible para la separación cartográfica de las dos unidades (Superior e Inferior) del edificio volcánico Taburiente. Por otra parte, al no haberse detectado el evento Olduvai (1.77-1.95 Ma), se ha podido establecer un límite inferior para el volcanismo subaéreo (>1.77 Ma), coherente con las edades definidas en este proyecto, pero discrepante con las edades más antiguas publicadas con antelación.

La cartografía paleomagnética se ha realizado utilizando magnetómetros portátiles (flux-gate) para la lectura directa de la polaridad en el campo, comprobándose la fiabilidad de estas lecturas mediante pruebas de laboratorio sobre muestras orientadas.

Como se indica en las figuras 2.3 y 2.4, se han definido 5 magnetozonas diferentes en el Escudo Norte: N₁, R₁, N₂, N₃ y R₃. Las dataciones radiométricas han permitido datar las magnetozonas al correlacionarlas con la escala de inversiones geomagnéticas, como se indica en la Fig. 2.4. Es necesario, sin embargo, indicar algunas dificultades insalvables encontradas en la definición y cartografía de estas magnetozonas. La existencia de zonas inaccesibles, como la pared de La Caldera de Taburiente y el Barranco del Río, ha imposibilitado medir las polaridades. Por otra parte, del evento Jaramillo (N₂) se han desglosado recientemente varios eventos de corta duración (Kamikatsura, Santa Rosa y Punaruu en la Fig. 2.4). Puesto que esta información fue publicada (Singer y

colaboradores, 1999) una vez que la cartografía paleomagnética estaba concluida, es posible que se haya englobado en el evento Jaramillo (N_2) lavas de polaridad normal que corresponden realmente a los citados eventos de corta duración.

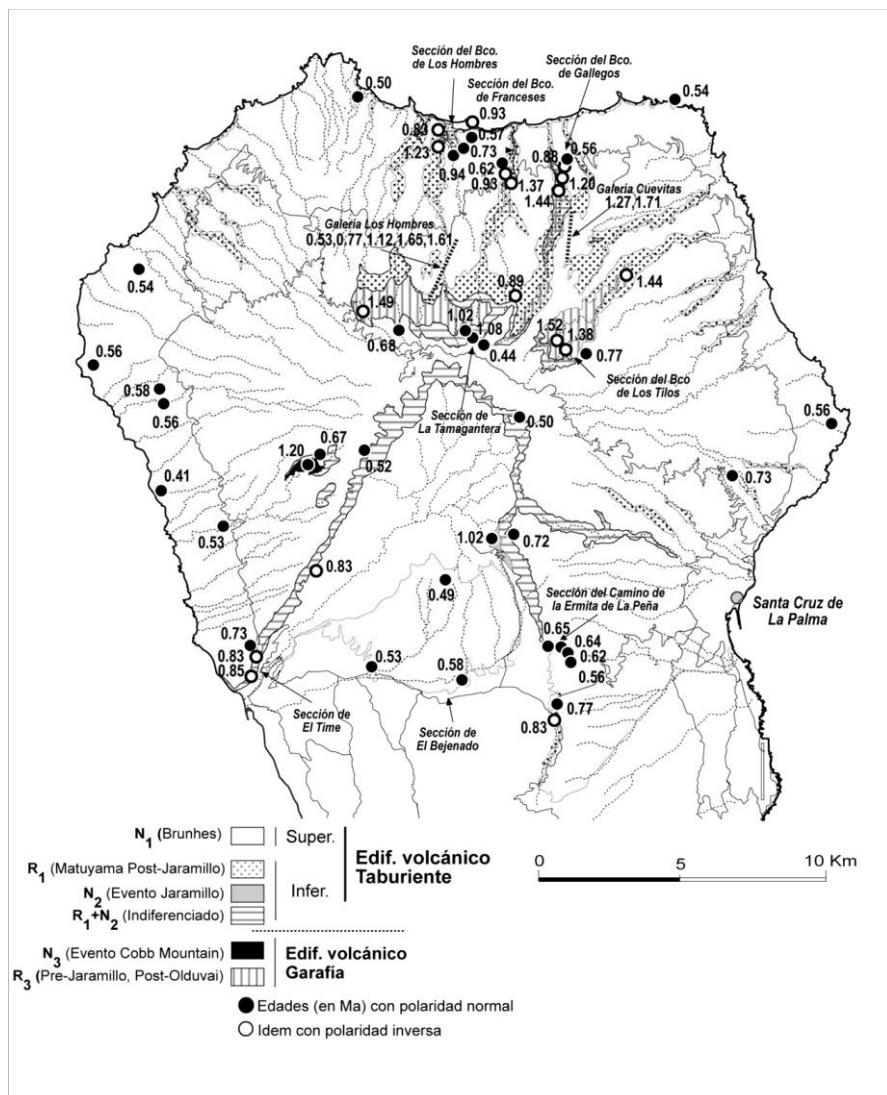


Fig. 2.3. Magnetozonas definidas en el escudo volcánico del Norte de La Palma utilizadas como base para la elaboración de la estratigrafía de las hojas geológicas en el sector norte de este proyecto.

La secuencia inferior de polaridad inversa recubierta por lavas de polaridad normal, corresponden respectivamente al Matuyama Post-Olduvai- Pre-Jaramillo (R_3) y al evento Cobb Mountain (N_3). La ausencia de la magnetozona R_2 puede explicarse por una corta interrupción del volcanismo en el escudo volcánico, a su desmantelamiento en el colapso del edificio volcánico Garafía como se discute más adelante, o porque no se ha podido diferenciar de la R_1 allí donde no afloraba la unidad de polaridad normal N_2 , que hubiera facilitado su delimitación.

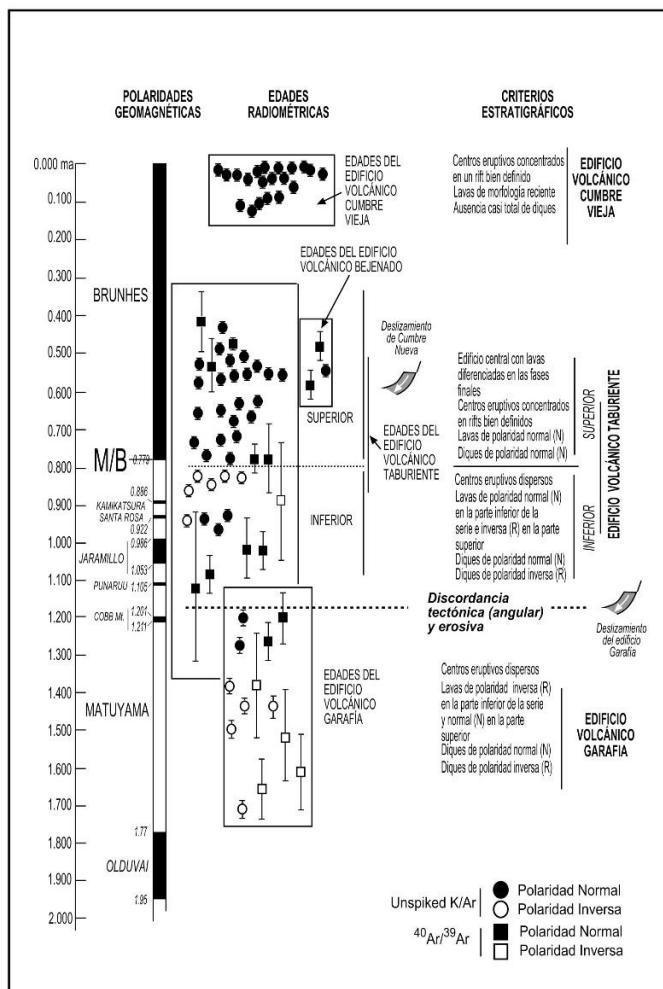


Fig.2.4. Criterios utilizados en la definición de la volcanoestratigrafía del escudo volcánico del Norte de La Palma.

No se han encontrado, asimismo, lavas de polaridad normal en la base de la unidad R₃, que corresponderían al evento Olduvai. Como se ha mencionado, esto parece restringir la edad del volcanismo subaéreo de la isla a menos de 1.77 Ma (justo al Pleistoceno), en coherencia con las edades encontradas. Las dataciones publicadas de edades superiores (Ancochea y colaboradores, 1994) serían por exceso, como se ha mencionado anteriormente.

2.1.1.4. Estratigrafía geocronológica

En la Fig. 2.4 se indican los criterios utilizados en el campo para definir las unidades volcanoestratigráficas a partir de los datos geocronológicos (isotópicos y paleomagnéticos) descritos.

En edad decreciente, se han separado dos edificios volcánicos: 1) El *Edificio Volcánico Garafía*, y 2) El *Edificio Volcánico Taburiente*.

El edificio volcánico Garafía está formado por los materiales emitidos entre 1.722 y 1.208 Ma, periodo correspondiente al Matuyama post-Olduvai y al evento Cobb Mt. El límite inferior de este edificio volcánico puede cifrarse en 1.77 Ma, ya que las lavas de polaridad normal del evento Olduvai no se han encontrado en la base del edificio (Fig. 2.5), incluso cuando éste contacta en discordancia sobre las formaciones del monte submarino subyacente, como ocurre en las galerías Los Hombres y Cuevitas (Fig. 2.6).

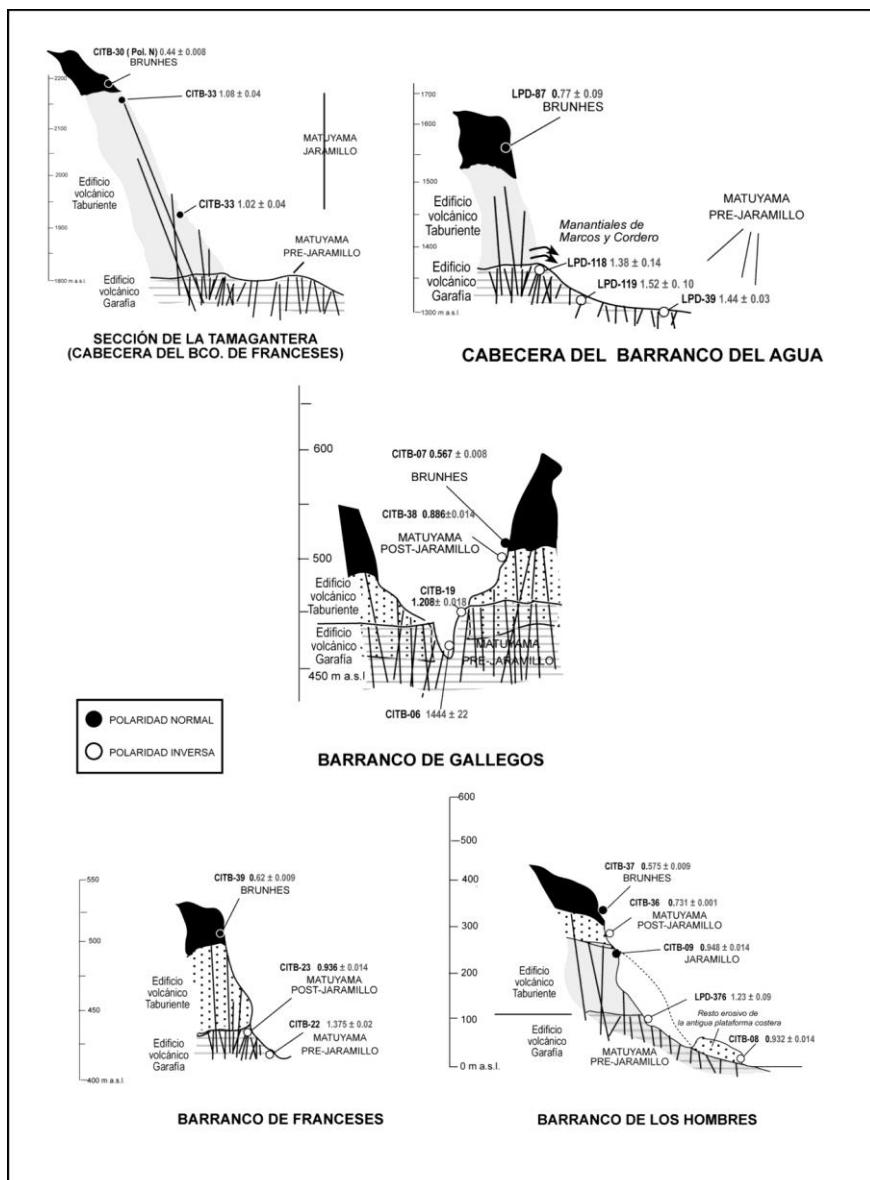


Fig. 2.5. Secciones que ilustran la disposición de las principales unidades magnetoestratigráficas y volcanoestratigráficas en el Escudo Volcánico del Norte de La Palma.

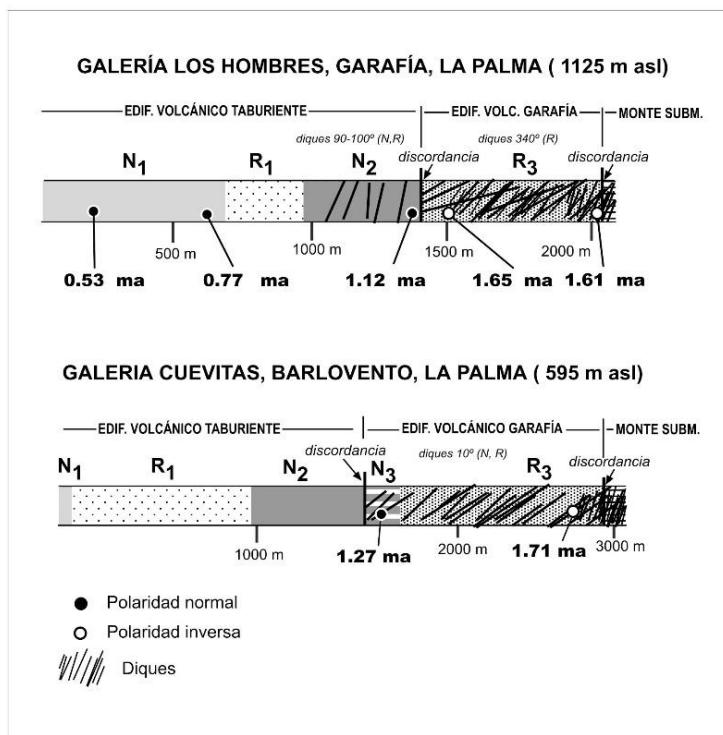


Fig.2.6. Disposición de las principales unidades magnetoestratigráficas y volcanoestratigráficas en galerías del Escudo Norte.

Como puede observarse en la figura 2.4, la actividad volcánica no se interrumpe al finalizar la construcción del Garafía. Sin embargo, en muchas zonas el contacto entre este edificio volcánico y el edificio volcánico suprayacente es una discordancia angular y/o erosiva, lo que ha permitido la separación estratigráfica y cartográfica de ambos edificios. Esta aparente contradicción se explica, como se verá con más detalle en la Sección 3.3, por la existencia de un colapso gravitatorio del flanco meridional de este edificio volcánico hace aproximadamente 1.2 Ma.

Los materiales emitidos después del colapso llenaron la depresión originada y, finalmente, se derramaron por los flancos del Garafía. Esto explica la fácil separación de estas unidades estratigráficas mayores en la parte central del escudo, donde se ha producido una inversión del relieve y las lavas del edificio volcánico Taburiente que llenaron la depresión aparecen hoy como una meseta de lavas horizontales (Meseta Central) colgada en discordancia angular en la parte más alta y central del escudo.

Como se describe con detalle en las secciones 2.2 y 2.3, ambos edificios volcánicos presentan diferencias generales, principalmente en la densidad y orientación de los diques,

en el buzamiento de las coladas y en la abundancia relativa de lavas "pahoehoe". Sin embargo, estas diferencias, muy marcadas en la parte central del escudo, se difuminan hacia los bordes, donde ambos edificios presentan pocos diques, coladas predominantemente escoriáceas ("aa") y las coladas son concordantes. Los criterios geocronológicos han sido aquí imprescindibles.

Como se indica en la Fig. 2.4, el Edificio Garafía se caracteriza por centros eruptivos dispersos y coladas de polaridad inversa en la parte inferior de la formación y normal en la parte superior. Los diques son de polaridad normal e inversa.

El edificio volcánico Taburiente comprende los materiales emitidos después del deslizamiento gravitatorio del Garafía, entre 1.12 y 0.41 Ma. La actividad en este edificio volcánico es asimismo continuada (ver Fig. 2.4). Sin embargo, se han diferenciado dos unidades: Taburiente Inferior, que abarca entre 1.12 y 0.78 Ma y el Taburiente Superior, construido entre 0.78 y 0.41 Ma. No hay diferencias generales significativas entre ambas unidades y su separación se basa fundamentalmente en un cambio del estilo eruptivo, como se describe en detalle en la Sección 2.2.

Las coladas del Taburiente Inferior son de polaridad normal en la base de la formación e inversa en la parte superior. Los diques son de polaridad normal e inversa. En el Taburiente Superior en cambio, las coladas y los diques son siempre de polaridad normal.

Las dos sub-unidades del Edificio volcánico Taburiente se separan aproximadamente en el límite Matuyama/Brunhes (0.779 Ma). La polaridad geomagnética es, pues, un criterio estratigráfico y cartográfico de campo extremadamente útil para su identificación.

En síntesis, los datos expuestos han permitido la separación de los edificios volcánicos y las unidades volcanoestratigráficas que se indican en el mapa esquemático de la Fig. 2.7.

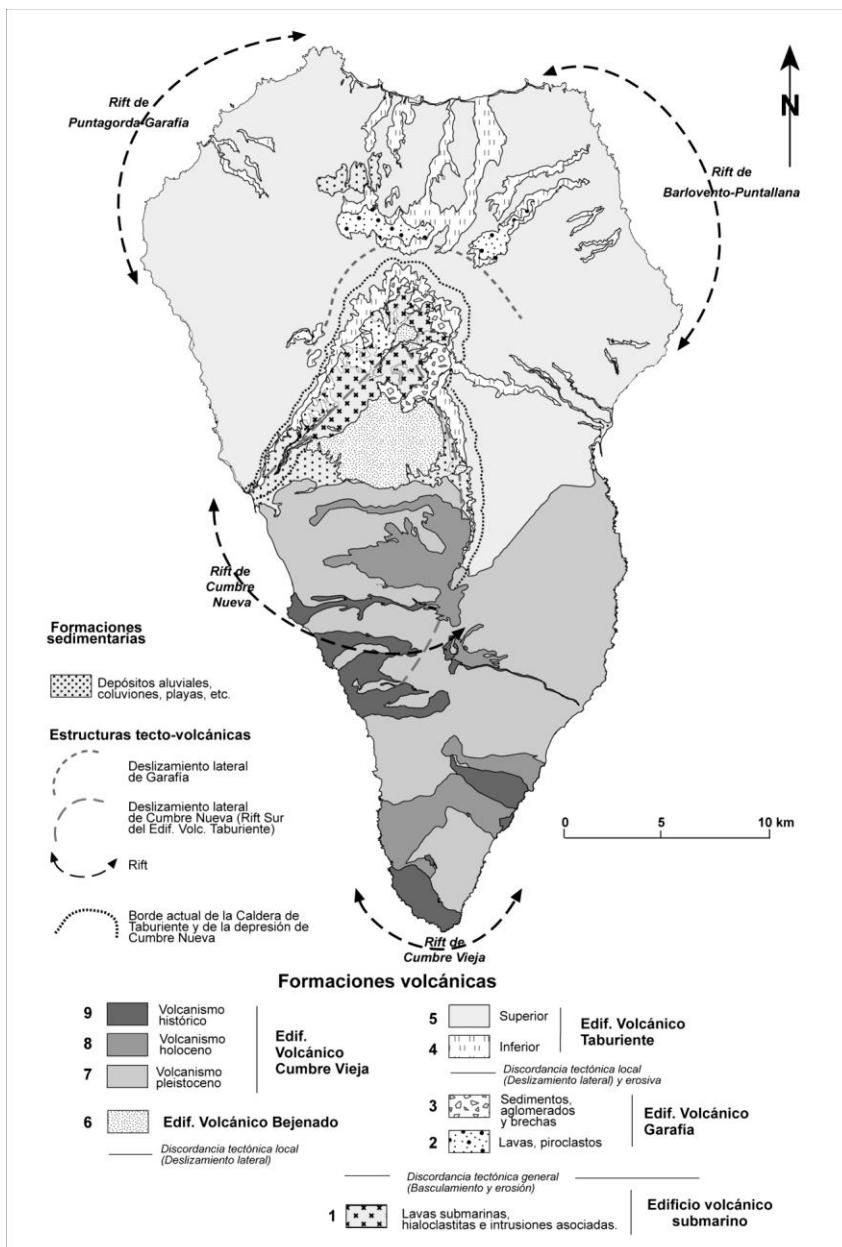


Fig. 2.7. Mapa geológico esquemático de la isla de La Palma.

2.2. EDIFICIO VOLCÁNICO GARAFÍA

El Edificio Volcánico Garafía aflora en el extremo SE de la Hoja, y en las vecinas hojas de: Los Sauces (1083-II); San Juan de Puntallana (1083-IV), y Pino de la Virgen (1083-III). Los materiales de este edificio se apoyan en clara discordancia angular y erosiva sobre el edificio submarino plioceno, levantado y basculado, al que parece que recubrió totalmente (Fig. 2.8). Afloran en un área relativamente restringida, en el flanco norte y suroeste del escudo volcánico (Fig. 2.9). Estos afloramientos aparecen en ventanas erosivas, coincidiendo con las cabeceras y cauces de los barrancos más profundos. Concretamente en esta hoja sólo aflora en el fondo del barranco del Cedro.

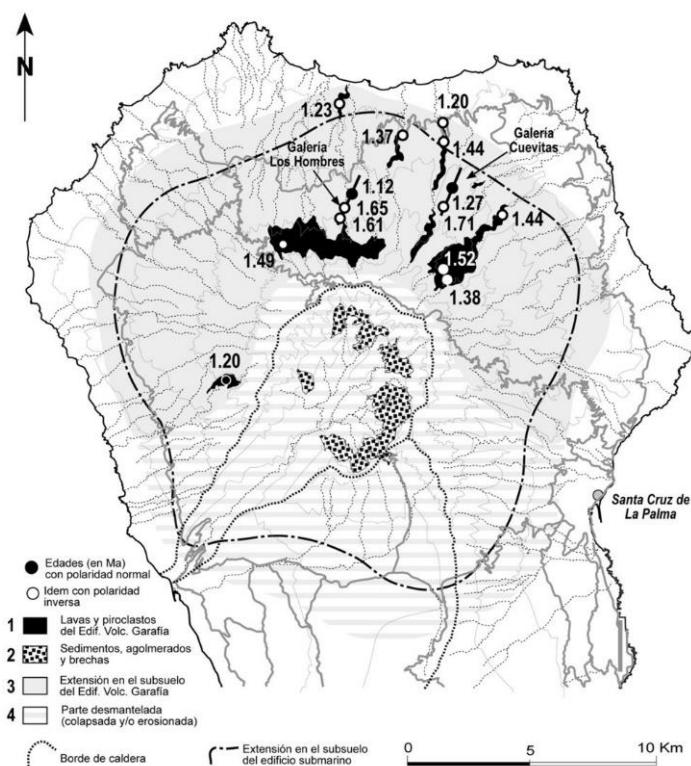


Fig. 2.8. Afloramientos del edificio volcánico Garafía (en negro). Se indica la extensión aproximada (deducida de observaciones en galerías) de este edificio volcánico en el subsuelo. Se aprecia claramente el flanco meridional desgajado (rayado) en el deslizamiento que afectó a este edificio hace 1.2 Ma. Se indica, como referencia, el contorno del edificio submarino. La formación sedimentaria que aflora en el interior de La Caldera (punteado) puede ser debida en gran parte al deslizamiento y erosión del Garafía.

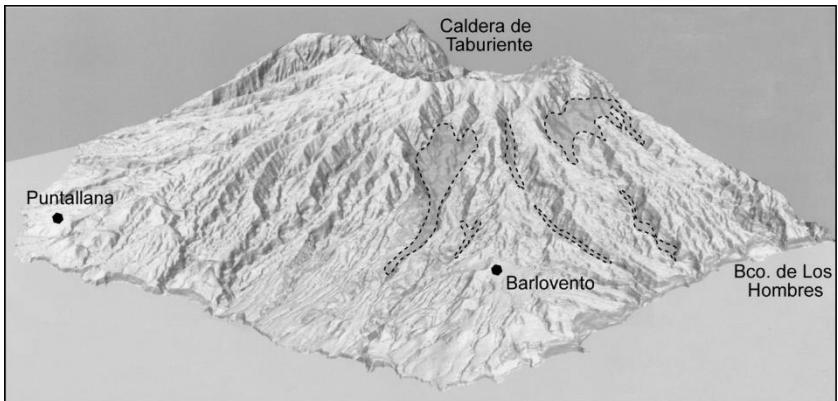


Fig. 2.9. Imagen del Norte de La Palma obtenida procesando las hojas digitales del IGN. Se ven los barrancos profundos donde aflora el edificio Garafía (en trama transparente).

Las formaciones volcánicas del Edificio Garafía fueron interpretadas como Complejo Basal por Hernández Pacheco, 1974. Sin embargo, Navarro y Coello, (1994) son los primeros que consideran que se trata del primer edificio subaéreo de la isla y por eso lo denominan como Taburiente I. Ancochea y colaboradores, (1994) y Coello, (1987), denominan a estos materiales como Serie Antigua Inferior. En este trabajo se ha preferido dar a este edificio volcánico un nombre propio, el de Garafía, ya que sus principales afloramientos se localizan en el término municipal del mismo nombre. Además, ya se han explicado anteriormente las razones para separar este edificio volcánico del edificio volcánico Taburiente, razones por otra parte muy similares a las que se han utilizado para el edificio volcánico Bejenado.

La reconstrucción de la geometría de este edificio volcánico no ha podido realizarse totalmente. Por una parte, la ocurrencia de al menos un deslizamiento gravitatorio de gran volumen desgajó gran parte de la mitad sur del edificio volcánico; por otra, la superposición de unos 1.000 m de materiales volcánicos del Taburiente rellenó la depresión del deslizamiento y acabó recubriendo al edificio Garafía totalmente, apareciendo ahora solamente en estas ventanas erosivas. Sin embargo, la existencia de numerosas galerías excavadas para la extracción de aguas subterráneas ha permitido la reconstrucción aproximada de su estructura profunda y distribución en el substituto (Figs. 2.8 y 2.10), trabajo iniciado por Coello en 1987, y continuado por Navarro.

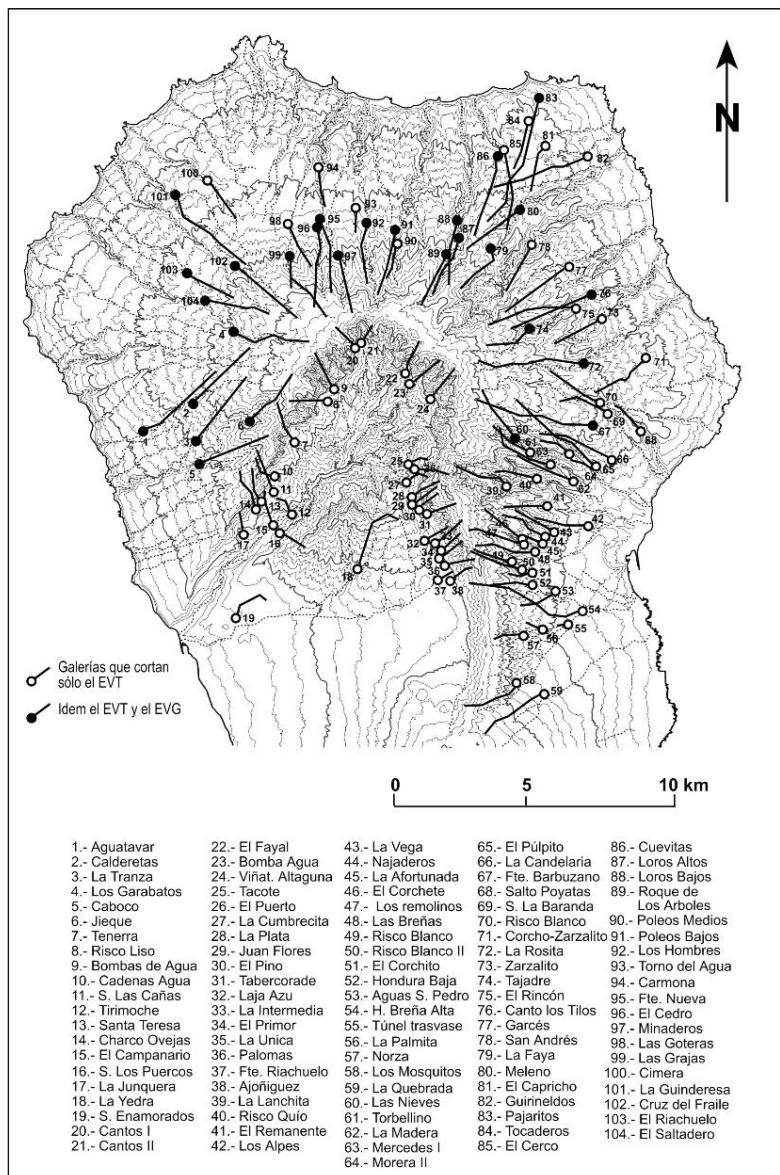


Fig. 2.10. Galerías del Escudo Norte que penetran en el edificio Garafia (en negro), delimitando su extensión en el subsuelo.

El afloramiento de esta formación en el cauce bajo de los Barrancos de: Los Hombres, Franceses y Gallegos indica que la disposición de este edificio volcánico era la de un cono centrado sobre el edificio submarino, al que recubre y sobrepasa, formando plataformas costeras que posteriormente dieron lugar a acantilados, fosilizados a su vez por las lavas del edificio volcánico Taburiente (Fig. 2.8).

El flujo divergente, la pronunciada inclinación de las coladas (con buzamientos generalmente de 30°-35°, siempre superando los 20°) y el espesor medio de la formación (unos 400 m) apuntan a un edificio de unos 3.000 m de altura y alrededor de 23 Kms. de diámetro. El volumen correspondiente de este edificio, una vez detraído el basamento submarino, es de 315 Km³. Tanto las edades obtenidas como las observaciones de campo indican una construcción continuada del edificio volcánico entre 1,7 y 1,2 Ma, por lo que la tasa eruptiva resultante es de 0.6 Km³/Ka y la tasa de crecimiento de 3 mm/año.

2.2.1. Lavas, piroclastos basálticos, diques y aglomerados volcánicos (5)

Como se ha comentado en el apartado anterior, los afloramientos del Edificio Volcánico Garafía propiamente dicho, han sido totalmente recubiertos por las potentes formaciones del Edificio Volcánico Taburiente superpuesto, apareciendo dispersos en diferentes ventanas erosivas, generalmente excavadas en las cabeceras y cauces de los barrancos más profundos (Figs. 2.8 y 2.9). Lógicamente tienen características muy similares, variando principalmente en la disposición de las coladas y de la red filoniana.

2.2.1.1. Afloramientos del flanco norte del escudo volcánico

El afloramiento de mayor extensión es el comprendido entre las cabeceras de los barrancos de Las Grajas y Gallegos (Figs. 2.8 y 2.9). Aunque no se observa en superficie ni en las galerías del norte, el Edificio Volcánico Garafía se apoya en discordancia sobre el edificio submarino. Este contacto se aprecia claramente en las galerías del SO (Calderetas, la Tranza y Caboco, 2, 3 y 5 en la Fig. 2.10). En el último tramo de las galerías de las Cuevitas y Los Hombres aparecen unas brechas que podrían corresponder a las Brechas de deslizamiento. Es lógico que las galerías no alcancen el basamento submarino en esta zona de la isla, ya que la zona saturada se encuentra en las formaciones del edificio volcánico Taburiente.

En general predominan las lavas basálticas, abundando los basaltos plagioclásicos con morfología "pahoehoe". Las coladas son generalmente delgadas y los buzamientos muy acentuados (30°-35°). Los piroclastos son de difícil delimitación, en parte debido a lo inaccesible de la zona, cubierta además por capas de acículas de los espesos pinares que impiden la observación incluso a cortas distancias. Por este motivo no se han diferenciado los depósitos piroclásticos en la cartografía geológica. También aparecen aglomerados intercalados, con la peculiaridad de que no tienen cantos de rocas submarinas o plutónicas.

La red filoniana es bastante densa y la orientación predominante es N-120°E a N-170°E. En síntesis, esta formación se caracteriza por coladas delgadas de pronunciado buzamiento periclinal, predominio de basaltos plagioclásicos con morfología "pahoehoe" y una densa red de diques de disposición ("grosso modo") radial. Ahora bien, muchos de los diques que atraviesan esta unidad pueden pertenecer al Edificio volcánico Taburiente. Obviamente sólo aquellos que quedan truncados a nivel de la discordancia, son propiamente del Edificio volcánico Garafía.

Esta formación vuelve a aparecer a cotas inferiores, en el fondo de los cauces bajos de los barrancos de Los Hombres (donde llega casi al mar, por la regresión de la isla en la costa

de barlovento), Franceses y Gallegos (Figs. 2.8 y 2.9). El largo recorrido de las lavas y, presumiblemente, la lejanía de las principales zonas de concentración de las emisiones hace su reconocimiento más difícil. En efecto, la fuerte inclinación de las coladas en esta zona marginal del Edificio Garafía se atenúa hasta valores $<10^\circ$, aunque aún es evidente, en muchos casos, la diferencia angular con las formaciones suprayacentes.

Lo mismo ocurre con la morfología "pahoehoe" de las lavas, que cambian a "aa" en su recorrido, aumentando correlativamente su potencia por la disminución de la fluidez y de la pendiente. La densidad de diques es asimismo claramente inferior. En síntesis, los criterios geológicos y geomorfológicos definitorios de esta formación se pierden y confunden en la periferia con los del Taburiente inferior, por lo que los criterios geocronológicos son fundamentales, como ya se ha discutido anteriormente.

2.2.1.2. Afloramientos en Galerías

En la Fig. 2.10 se destacan las galerías que alcanzan el Edificio Volcánico Garafía, permitiendo la delimitación de este edificio volcánico en el subsuelo. Esta información aportada por las galerías es coherente con la existencia del deslizamiento del flanco sur del edificio volcánico, como ya se ha mencionado anteriormente e indicado en la figura 2.8. Una explicación erosiva para esta ausencia del flanco meridional del edificio (además de la conspicua escotadura en el flanco sur del edificio submarino que puede apreciarse en la figura 2.8) es difícil de aceptar teniendo en cuenta la continuidad del volcanismo y el hecho de que esa parte del edificio esté mucho menos afectada por las precipitaciones que el flanco norte, que, sin embargo, ha permanecido sin un desmantelamiento equiparable.

Así, hay que tener en cuenta que apenas 2 Kms separan lavas de 1.20 Ma, situadas a alturas de 1.400 m, de lavas de 0.83 Ma localizadas a unos 1.080 m en la base de la pared de La Caldera. Esta disposición requiere una explicación tectónica, un deslizamiento gravitatorio similar al que justifica las diferencias antes discutidas entre ambas paredes del Bco. de Las Angustias.

2.3. EDIFICIO VOLCÁNICO TABURIENTE

El Edificio Volcánico Taburiente ocupa prácticamente todo el escudo volcánico del norte de la isla, recubriendo con más de 1000 m de lavas a los edificios volcánicos subyacentes, sobre los que se apoya en clara discordancia erosiva y/o angular (ver Fig. 2.11). Este edificio volcánico es perfectamente observable en toda su extensión en los cortes de los barrancos profundos y en la pared de la Caldera de Taburiente. La disposición de los tres edificios volcánicos que conforman el Escudo Norte es, pues, prácticamente concéntrica, con el centro geométrico situado en la vertical de la cabecera actual de la Caldera de Taburiente. Sin embargo, como se analizará con más detalle más adelante, se inicia en las fases avanzadas de la actividad de este edificio volcánico una reorganización de sus centros eruptivos y, al final, una continua emigración de la actividad hacia el sur de la isla, que continuará hasta el presente, dejando inactivo todo el escudo volcánico.



Fig. 2.11. Vista panorámica de la cabecera y pared NO de la Caldera de Taburiente (Foto J.C. Carracedo).

Como ya se apuntó en el apartado 2.1.1.4, la actividad volcánica que levantó el edificio Taburiente fue tan continuada (ver Figs. 2.2 y 2.4) que no dio lugar a discordancias generalizadas que permitan subdivisiones estratigráficas claras. Sin embargo autores anteriores ya habían separado unidades estratigráficas en este edificio volcánico, algunos siguiendo la tradicional división en Series (Coello, 1987; Ancochea y colaboradores, 1994), y otros en edificios volcánicos (Navarro y Coello, 1994; Carracedo y colaboradores, 1997, 1999 a, b; Guillou y colaboradores, 2001). Como las unidades de los diferentes autores no son equivalentes, para evitar ambigüedades se establece su equivalencia, con las definidas en este proyecto, en la Tabla 2.5.

A pesar de las dificultades mencionadas se ha dividido la actividad eruptiva del Taburiente en dos unidades: Inferior y Superior.

Como se indica en la Fig. 2.4, el Taburiente Inferior se caracteriza por centros eruptivos dispersos, con la excepción de las lavas de relleno de la depresión de colapso que forman la Meseta Central, que se describe más adelante. En los demás afloramientos de esta unidad, siempre en la cabecera o el fondo de los barrancos más profundos, abundan los depósitos de piroclastos y una mayor densidad de diques. Esta disposición parece de distribución uniforme, lo que estaría de acuerdo con una ausencia de organización espacial de los centros de emisión, proceso que caracterizará al Taburiente Superior, fase en que los centros eruptivos se agrupan conformando "rifts" radiales bien definidos y, finalmente, un edificio central diferenciado.

Tabla 2.5. Comparación de las unidades volcanoestratigráficas definidas por diferentes autores y en este Proyecto en el escudo Volcánico del Norte de la Palma.

COELLO, 1987	ANCOCHEA Y OTROS, 1994	NAVARRO Y COELLO, 1994	CARRACEDO y otros, 1999 GUILLOU y otros, 2001	PLAN MAGNA DE LA PALMA
Serie Antigua 4	Serie de Cumbre Nueva Macizo del Bejenado	Edificio Bejenado	Edificio Volcánico Bejenado Discordancia tectónica (deslizamiento gravitatorio).....	Superior
Serie Antigua 3		Edificio Taburiente II	Edificio Volcánico Taburiente	
Serie Antigua 2	Serie Antigua Superior Discordancia tectónica (deslizamiento gravitatorio).....	Inferior		Inferior
Serie Antigua 1	Serie Antigua Inferior	Edificio Taburiente I	Edificio Volcánico Garafía Discordancia erosiva..... Discordancia tectónica (deslizamiento gravitatorio).....	
Complejo Basal				
Incluyen unidades estratigráficas posteriores al basculamiento de las formaciones submarinas, que corresponden a actividad eruptiva más reciente.				
Las formaciones posteriores al basculamiento de las formaciones submarinas se asignan a las unidades volcanoestratigráficas correspondientes				

2.3.1. Taburiente Inferior

La figura 2.12 indica los afloramientos del Taburiente Inferior, principalmente en los barrancos profundos y la base de la pared de la Caldera de Taburiente.

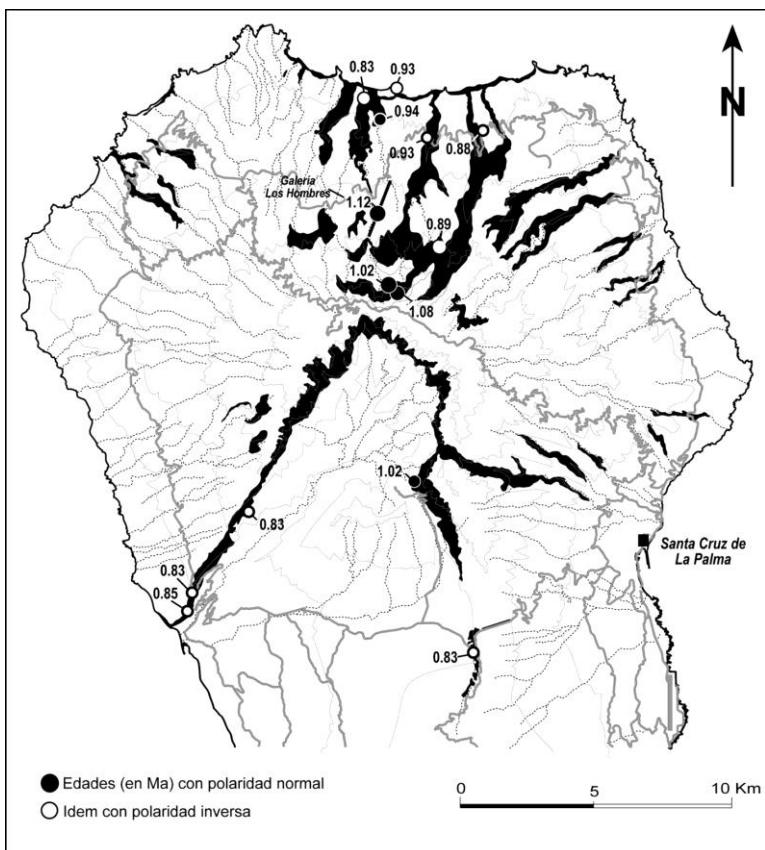


Fig. 2.12. Afloramientos del Edificio Taburiente Inferior. Los afloramientos de este edificio, al igual que el Garafía infrayacente, se localizan en las cabeceras y cauces de los barrancos más profundos y en la base de la pared de la Caldera de Taburiente y el arco de Cumbre Nueva. En el primer caso son ventanas erosivas; el segundo, estructuras tectónicas profundizadas por la erosión subsiguiente.

Dentro de esta fase de construcción del edificio volcánico Taburiente se han diferenciado tres subunidades:

1. Aglomerados basales (6)
2. Meseta central de lavas horizontales (8)
3. Conos y coladas periféricas (7 y 8)

2.3.1.1. Conos y depósitos de piroclastos basálticos (7) y coladas de lavas basálticas periféricas (8)

Una vez colmatada la cuenca de deslizamiento mencionada por las lavas del Taburiente Inferior, éstas desbordaron por portillos en el borde de la depresión, recubriendo los

flancos del edificio Garaffía. A estas lavas, en clara discordancia, se suman los productos de centros de emisión exteriores a la depresión, coetáneos y posteriores al relleno de la cuenca, que se localizaron de forma dispersa en los flancos del Garaffía.

La edad de las lavas del Taburiente Inferior (no pertenecientes a la Meseta Central) y las polaridades geomagnéticas (normal en la base de la formación e inversa en el resto hasta alcanzar el límite Matuyama/Brunhes) indican que las formaciones más antiguas de esta unidad corresponden al Jaramillo. Pueden, pues, asociarse a las primeras lavas de colmatación de la depresión de deslizamiento, o a centros de emisión periféricos contemporáneos de los que formaron la Meseta Central. Estas lavas afloran en el fondo del cauce bajo de los barrancos de Los Hombres, Franceses y Gallegos y en la base del arco de Cumbre Nueva (Fig. 2.12).

El resto del Taburiente Inferior aparece en la base de la pared de la Caldera de Taburiente y en el fondo de los barrancos profundos (Fig. 2.12). En estos afloramientos suele apreciarse una mayor presencia de conos y depósitos piroclásticos y mayor densidad relativa de diques que en el Taburiente Superior suprayacente (excepto en las zonas de rift, como veremos más adelante). Sin embargo, como hemos reiterado, no se aprecia una discordancia general entre ambas unidades, siendo la polaridad geomagnética el criterio más discriminante.

La amplia dispersión y abundancia de piroclastos basálticos en esta formación parece sugerir, al igual que en la parte inferior del edificio volcánico de El Golfo en la isla de El Hierro, una facies más explosiva, posiblemente asociada a un mayor contenido en gases de los magmas en estas fases iniciales y a la presencia de mecanismos eruptivos hidromagmáticos. En la etapa posterior que se ha denominado Taburiente Superior, los magmas han liberado gran cantidad de gases, las erupciones son más fluidas y los centros eruptivos se concentran cada vez más en "rifts" progresivamente mejor definidos y, finalmente, en un aparato volcánico centralizado.

La galería de Los Hombres, emboquillada en la cota 1.125 del barranco del mismo nombre, atraviesa todo el flanco norte del escudo, desde el contacto con el edificio submarino hasta las lavas de techo del Taburiente Superior (Fig. 2.6). En esta galería puede apreciarse el considerable espesor de las lavas del Jaramillo (polaridad normal y edad de 1.12 Ma), lo que teniendo en cuenta la corta duración de este evento, evidencia la elevada tasa eruptiva en la fase inmediatamente posterior al deslizamiento gravitatorio del Garaffía (>7 mm/año).

2.3.2. Taburiente Superior

La unidad que se ha denominado Taburiente Superior está muy bien representada en las cuatro Hojas del norte de la isla. Esta formación corresponde a la culminación de la construcción del escudo volcánico del norte de La Palma. En las postimerías de esta fase, la actividad volcánica, centralizada desde el comienzo de la construcción de la isla, comenzará una constante emigración hacia el sur, quedando inactivo el escudo volcánico del norte.

Lo más característico de esta unidad volcanoestratigráfica es el cambio en el estilo eruptivo: en vez de los centros de emisión dispersos que caracterizan al Garaffía y Taburiente Inferior, la actividad volcánica se concentra en alineaciones típicas (dorsales o "rifts"), estrechas en la zona de cumbres y abriéndose hacia la costa (Carracedo, 1973, 1994). En las fases finales la actividad volcánica se focaliza en un edificio central, cuyas abundantes emisiones recubrieron parcialmente los "rifts" y se extendieron por todo el escudo volcánico (Fig. 2.13).

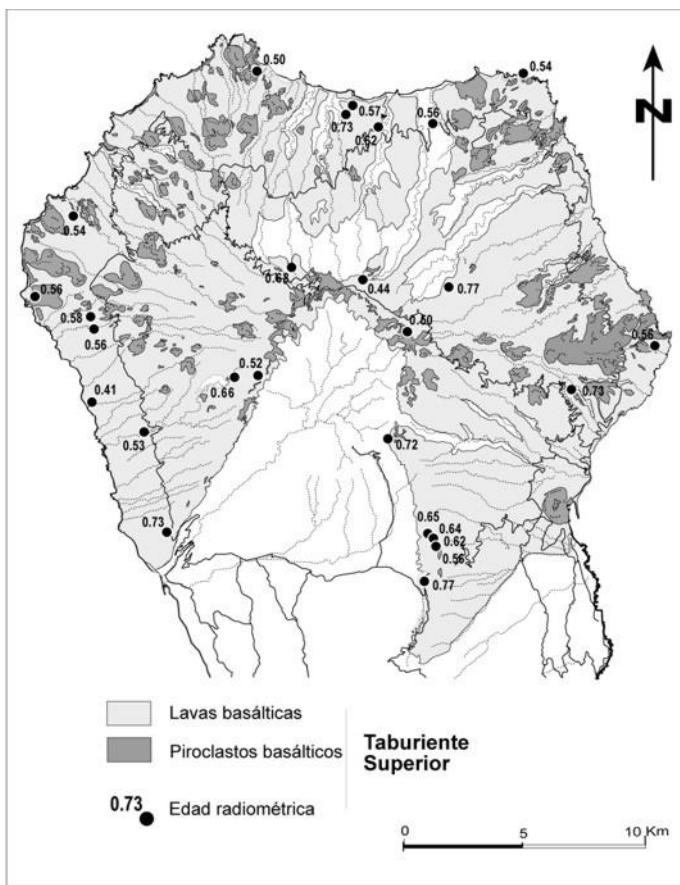


Fig. 2.13. Afloramientos del Taburiente Superior. Esta formación es muy voluminosa y recubre a los edificios infrayacentes en casi toda la extensión del escudo volcánico. En las fases terminales del Taburiente Superior se localizó un edificio centralizado y diferenciado en la parte central del escudo, en la cabecera de la actual Caldera de Taburiente. De este centro, destruido en el citado deslizamiento, quedan como vestigios algunas placas de lavas diferenciadas (flechas).

La reorganización del volcanismo en el escudo volcánico —que se ha definido como Taburiente Superior— abarca desde el límite Matuyama/Brunhes (0.78 Ma) hasta hace unos 0.4 Ma. Las fases finales son contemporáneas con la construcción del edificio volcánico Bejenado.

2.3.2.1. Conos y depósitos de piroclásticos basálticos (9)

Los conos y depósitos piroclásticos del Taburiente Superior aparecen concentrados en los "rifts" mencionados, cuya descripción se hace en el apartado 3.2. Fuera de estas alineaciones apenas se observan conos ni depósitos piroclásticos intercalados en las lavas y los diques son muy escasos (Figs. 2.13 y 2.14).



Fig. 2.14. Los conos son muy abundantes en el Edificio Taburiente Superior, pero sólo en "rifts" o dorsales, donde se concentran las emisiones. A) Conos volcánicos formando una plataforma costera en la zona de Juan Adalid, al NO de esta hoja. (Foto J. C. Carracedo)

Estratigráficamente se localizan intercalados en la formación o a techo de la misma. Los primeros son más numerosos y aparecen siempre cubiertos total o parcialmente por lavas de la misma formación. Los situados a techo y, por lo tanto recubriendo (con depósitos piroclásticos) las coladas superiores de la formación son, por el contrario, muy escasos, con notables excepciones como la alineación de Puntallana y la Laguna de Barlovento.

Uno de estos "rifts", localizado en el flanco meridional del escudo volcánico y con orientación N-S, debió crecer mas allá de su nivel de estabilidad, desgajándose su flanco oeste en un deslizamiento gigante. Este proceso, que ocurrió hace unos 560 Ka, formó el actual Valle de Aridane, la Caldera de Taburiente y la dorsal o arco de Cumbre Nueva (Ancochea y colaboradores, 1994; Carracedo y colaboradores, 1997, 1999 a, b; Guillou y colaboradores, 2001).

Algunos autores consideran este "rift" de Cumbre Nueva como un edificio volcánico diferente al Taburiente, unas veces considerándolo más antiguo que éste (Hernández Pacheco y Afonso, 1974) y otras más reciente (Ancochea et al., 1994; Navarro y Coello, 1994). Sin embargo, aunque esta diferenciación pueda tener sentido geográfico, es problemática desde un punto de vista geológico, ya que es estructural y geocronológicamente similar a los demás "rifts" del edificio Taburiente. En efecto, el "rift"

de Cumbre Nueva ha dado edades que abarcan desde 0.83 a 0.56 ka, en todo similares a los "rifts" de: Puntallana; Barlovento; Garafía y Punta Gorda. En alguno de estos "rifts" se han encontrado, incluso, edades más recientes que en el de Cumbre Nueva, como ocurre en los "rifts" de Garafía (0.50 Ma) y Punta Gorda (0.41 Ma). No tiene, pues, sentido geológico, la separación de este "rift" si no se hace con todos ellos.

2.3.2.2. Coladas de lavas basálticas (11)

Las coladas del Edificio Taburiente Superior presentan una gran uniformidad estructural y morfológica, apareciendo en potentes secciones debajo y encima de la mayoría de los conos volcánicos de los "rifts" mencionados. En los espacios entre los "rifts" las secuencias son de una gran monotonía, integradas por apilamientos de coladas basálticas sin presencia significativa de intercalaciones de niveles piroclásticos, paleosuelos, almagres, etc., coherentemente con una emisión continuada. Tampoco se observan diques, que sí son numerosos en esta misma unidad en los acantilados de las zonas de "rift".

La mayoría de las coladas de techo de la formación fluyen radialmente desde la zona central del escudo. Se observa asimismo un incremento en la inclinación de estas coladas, siempre periclinal, pero acentuando su buzamiento hacia la zona central. Esto sugiere la formación en las fases finales de la actividad del Taburiente Superior de un edificio centralizado, ya mencionado, en la actual cabecera de la Caldera de Taburiente y que pudo superar los 3.000 m de altura.

Las coladas de emisión tardía se derraman a veces sobre los cantiles de las formaciones más antiguas, formando cascadas y plataformas lávicas costeras, cuyos vestigios pueden aún apreciarse claramente en las costas.

Petrológicamente presentan una interesante variación, como se discute en detalle en el apartado 5 (Petrología y Geoquímica).

2.4. FORMACIONES SEDIMENTARIAS

Los procesos de sedimentación son relativamente ineficaces en esta isla a causa de la elevada tasa de crecimiento volcánico de la misma, con fuertes pendientes y escorrentías que llevan la mayor parte de los materiales erosionados directamente al mar. Son, por lo tanto, escasos los rellenos aluviales, playas y otros depósitos sedimentarios.

2.4.1. Sedimentos pleistocenos

2.4.1.1. Formación sedimentaria de La Mata (20)

Esta formación sedimentaria ocupa una extensión relativamente amplia en el sector oriental de la Hoja, apareciendo además un pequeño afloramiento en la vecina hoja de San Andrés. El depósito sedimentario forma una banda de unos 4 Km entre las cotas 950 y 1200 por encima de La Mata. Aunque la mayor parte del depósito está superpuesto a las coladas del Edificio Taburiente Superior, algunas coladas de esta formación aparecen intercaladas o recubriendo a estos sedimentos, lo que justifica su adscripción al Pleistoceno.

Los cortes que genera la carretera C-830 muestran las características del depósito (Fig. 2.15). Presenta facies muy cambiantes, predominando los rellenos de varios metros de potencia (Fig. 2.15 A). Al microscopio se observa que la matriz es fundamentalmente arcillosa, siendo en todo momento el soporte de los clastos. No hay huellas en ella de restos volcánicos atribuibles a cenizas o lapillis (Fig. 2.15 B). Los clastos son redondeados a

subangulosos, de naturaleza muy variada, si bien predominan aquellos de carácter basáltico, y con tamaños desde decamétricos a submilimétricos. Los tamaños mayores visibles (centímetros) oscilan alrededor de los 50 cm, aunque son frecuentes los bloques de tamaño >1m (Fig. 2.15 A).



A

Fig. 2.15 A). Depósitos sedimentarios de La Mata. Recubren una amplia zona al oeste de Roque del Faro, extendiéndose ampliamente en la hoja de Santo Domingo. Estos depósitos, de génesis compleja, son predominantemente laháricos y de ladera. (Foto J. C. Carracedo).



B

Fig. 2.15.-B) Detalle de la fotografía anterior.

La interpretación del origen de esta formación es difícil. Lo más probable es que se trate de una serie de depósitos de tipo "debris-flow", masivos, sin estructuras de orden interno (a veces granoclasicación negativa en los clastos, pero poco marcada), con intercalaciones de niveles delgados conglomeráticos de carácter más aluvial.

2.4.2. Sedimentos holocenos

2.4.2.1. Aluviales (*relleno de barranco*) (23)

Esta unidad está muy escasamente representada en esta hoja, en general en la mayoría de los barrancos los depósitos son muy escasos, con la excepción del Barranco de Domingo, en el sector NE de la misma. Estos depósitos se asocian con el curso bajo de este barranco, en la zona cercana a la desembocadura. Los acarreos son siempre de cantos basálticos subredondeados, de tamaño muy variable, desde grandes bloques (muchos originados en desprendimientos de las paredes) hasta arenas gruesas.

2.4.2.2. Coluviones y depósitos de ladera (24)

Las pronunciadas pendientes (Fig. 1.5) y la fuerte erosión propician la formación de abundantes coluviones y depósitos de ladera, asentados principalmente en las paredes de los barrancos más profundos. La acumulación de estos depósitos se facilita cuando se forma previamente una superficie de asentamiento alejada de la erosión, como es el caso de los desplomes costeros en las Fajanas de Los Hombres y Barlovento.

Los coluviones de mayor desarrollo son los que afloran (en hojas vecinas) en la pared oeste de la Caldera de Taburiente. En esta hoja los depósitos de ladera más interesantes son los de la costa de Juan Adalid, entre el Cerro del Cerradero y la costa, formados por las fuertes arroyadas sobre una extensa plataforma costera del Edificio Taburiente Superior. Estos piedemontes presentan la típica estructura en capas de diferente granulometría. Están, en general, poco o nada encalchados y no están atravesados por diques.

2.4.2.3. Avalanchas y desplomes costeros (25)

Son muy abundantes a lo largo de los acantilados costeros. En general se trata de deslizamientos gravitatorios en masa de grandes lienzos de las paredes de los cantiles. Frecuentemente se observan en las paredes y cantiles las cicatrices de donde proceden estos desplomes. Son asimismo abundantes en los bordes de los cantiles las grietas y fracturas tensionales abiertas, que preceden a los desprendimientos.

En esta hoja toda la costa es muy inestable, pues se sitúa a barlovento, lo cual provoca una fuerte agresión marina. Los desplomes costeros, muy abundantes, contribuyen fundamentalmente a su rápido retroceso, lo que puede asimismo observarse de forma espectacular en la costa septentrional de la vecina isla de La Gomera.

Los desplomes costeros más significativos de la hoja son los de la costa de El Arrogante, localizada en el extremo NE de la misma y en el sector suroccidental entre el Escobonal y Los Reventaderos, al pie del edificio Mñ^a Negra.

Su composición es la misma que la de la formación de la que proceden. A veces, cuando están muy poco fracturados, se conserva perfectamente la estructura original del depósito. Cuando la fracturación es muy intensa por producirse en pendientes pronunciadas, adquieren una estructura que puede confundirse exteriormente con los piedemontes. Sin embargo, la estructura interna de estos depósitos difiere de la de aquellos en la disposición caótica, mientras que la de los piedemontes está algo más ordenada.

2.4.2.4. Playas de arenas y cantos (26)

Al igual que ocurre con los depósitos aluviales, tampoco abundan las playas en el Escudo Norte de La Palma.

El abrupto incremento de la profundidad a escasos metros de la costa y la ausencia de erupciones recientes y, por lo tanto, de zonas litorales bajas, han dificultado la acumulación de arenas estables para la formación de playas, que son de poca extensión y muchas de ellas inaccesibles.

En esta hoja se pueden señalar las de: Costa de Triana; zona del Roque de las Tabaibas; junto a las Puntas del Puerto Viejo y del Pesquero; y en la desembocadura del barranco de Fernando Oporto. Mención especial merece la de la costa del Arrogante; que se ha desarrollado a favor de los depósitos de desplomes costeros. Todas estas playas son de bloques y cantos, más o menos redondeados, o de cantos y arenas basálticas, con su característico color negro. Mucho más escasas son las formadas únicamente por arena.

3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

3.1. ALINEACIONES Y ENJAMBRES DE DIQUES

Tanto en el interior de La Caldera de Taburiente como en el arco de Cumbre Nueva afloran la mayoría de los diques, exhumados por el deslizamiento de Cumbre Nueva y la erosión subsiguiente. Sin embargo, en el resto del escudo volcánico del norte de La Palma apenas afloran diques, en su mayoría recubiertos por las abundantes emisiones terminales del edificio Taburiente. Este inconveniente puede obviarse, sin embargo, aprovechando la profusión de galerías subterráneas, donde las características y dirección de los diques puede determinarse con facilidad. No se ha hecho aún, y no ha podido hacerse en el marco de este proyecto, un estudio detallado que relacione los diques con los edificios volcánicos y unidades volcanoestratigráficas correspondientes. Para cubrir este interesante aspecto de la geología del Escudo Volcánico del Norte de La Palma (EVN) sería necesaria una detallada geocronología (polaridades geomagnéticas y edades radiométricas), así como el estudio de la petrología y de las características estructurales de las intrusiones.

El análisis de los diques del escudo volcánico, tanto en superficie como en el subsuelo, fue iniciado por el proyecto SPA-15 (1975), que elaboró fichas de las galerías con información sobre los diques. Coello (1987) define las direcciones de los diques del edificio Garafía (su Serie Antigua I) y en el Edificio Taburiente (Series Antiguas II y III). Para el primero describe direcciones radiales desde NO hasta NE en los afloramientos desde el Barranco del Cedro hasta el de Los Poleos. Para el edificio Taburiente describe, en cambio, tres direcciones predominantes: NO, NE y N-S.

Como ya se mencionó, Fernández y otros (en prensa) definen en el Edificio Taburiente tres tendencias principales de concentración de direcciones de diques (NO-SE, NE-SO y N-S), formando ángulos de 120°. Esta pauta se adapta al modelo general definido por Carracedo (1994) para estos edificios volcánicos, de estructuración de la red intrusiva en una geometría de estrella regular de tres ramas (tipo "Estrella Mercedes-Benz").

Los resultados de las observaciones realizadas en este proyecto, tanto de los diques en afloramiento como los cortados por galerías, están sintetizados en la Fig. 3.1., donde se aprecia una distribución radial, con predominio de las tendencias mencionadas.

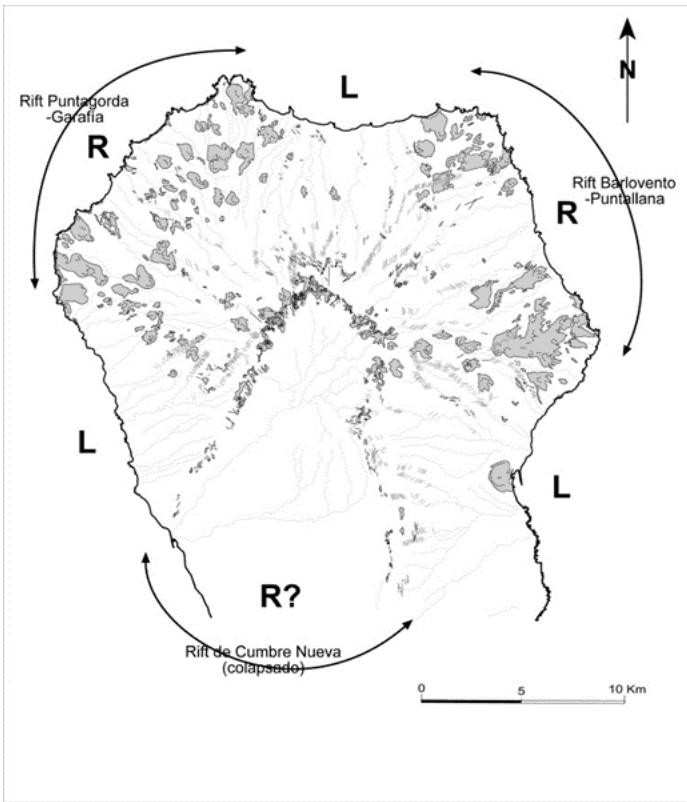


Fig. 3.1. Esquema del Escudo Volcánico del Norte de La Palma indicando los conos volcánicos (centros de emisión) que afloran, los diques que llegan a la superficie (en negro) y los del subsuelo analizados en galerías (en gris). Los centros eruptivos y diques se concentran de forma no muy apretada en zonas (R en la figura) separadas por espacios con mucha menor densidad de ambos (L). Se especula con un modelo, explicado en el texto, de distribución laxa en tres "rifts" a 120°, distribución regular que es mucho más neta en las islas de Tenerife y El Hierro (Carracedo, 1994).

En resumen, los diques que intruyen en el escudo volcánico del norte de La Palma se pueden separar en los siguientes grupos afines:

1. Diques y "sills" asociados al edificio submarino, rotados con el conjunto de la formación unos 50° y que no penetran en las formaciones subaéreas.
2. Diques asociados al edificio volcánico Garafía, de distribución radial (NO al NE en los afloramientos de esta formación).
3. Diques asociados al edificio Taburiente, con distribución radial pero con tendencias de agrupamiento en tres direcciones a 120°: NO (en la zona de Punta Gorda a Garafía), NE (desde Barlovento a Puntallana) y N-S (desde El Time al arco de Cumbre Nueva).

3.2. ALINEACIONES DE CENTROS DE EMISIÓN. DORSALES ("RIFTS")

Ya se ha mencionado que durante la construcción del edificio Taburiente hubo una reorganización de los centros de emisión, que se mantuvieron dispersos en el edificio Garafía y buena parte del Taburiente Inferior. Aproximadamente a los 0.8 Ma, la actividad volcánica se concentró configurando "rifts" o dorsales no muy bien definidos, en las direcciones a 120° mencionadas (Fig. 3.1). La escasa concentración de los centros eruptivos en estas dorsales y el abundante recubrimiento por las efusiones terminales del Taburiente desde un edificio central, hace que la disposición regular de estos "rifts", si existe, no sea comparable a las de Tenerife o El Hierro, donde se han originado dorsales en tejido a dos aguas muy bien delimitadas (Carracedo, 1994, 1996, 1999; Carracedo y otros, 1998, 1999 a y b).

Estas tres zonas de "rift" con mayor concentración de centros de emisión y diques (R, en la Fig. 3.1) están separadas por áreas en que éstos son muy escasos, predominando ampliamente las lavas (L, en la Fig. 3.1).

La alternancia de dorsales e interdorsales se manifiesta en el contorno del escudo volcánico, que presenta salientes o puntas en las primeras y entrantes o ensenadas en las segundas. Por otra parte, la observación de los cantiles costeros pone de manifiesto la concentración de diques subverticales en las zonas costeras de las dorsales, mientras que en las costas entre dorsales éstos son escasos o ausentes.

Una posible explicación de la falta de definición de estos "rifts", que sí existe en Tenerife o El Hierro, es que en estas islas la actividad volcánica permanece esencialmente fija durante la construcción del escudo, dando lugar a varios edificios volcánicos superpuestos y a la formación de "rifts" bien definidos. Es posible que éste hubiera sido el caso en el EVN de La Palma si la actividad correspondiente a buena parte del Taburiente Superior (parte de la dorsal de Cumbre Nueva), el edificio volcánico Bejenado y Cumbre Vieja hubiera continuado centrada en el Escudo Volcánico del Norte, en vez de emigrar progresivamente hacia el sur. Esta emigración del volcanismo puede haber sido la causa tanto del cese aparentemente definitivo de la actividad del Escudo Volcánico del Norte, como de que los "rifts" correspondientes hayan quedado definidos a medias.

Mención especial merece el "rift" o dorsal de Cumbre Nueva, en el sur del escudo volcánico. Este "rift" debió concentrar buena parte de la actividad eruptiva de los estadios finales del Taburiente, posiblemente por estar ya fijada la directriz N-S como la que habría de continuar en el futuro la construcción de la isla. Sobrepassado el umbral de estabilidad de esta dorsal, se produjo un deslizamiento gravitatorio del flanco occidental, originándose la depresión que hoy forma el Valle de Aridane e iniciando la formación de la Caldera de Taburiente, como se verá más adelante.

La geometría de la dorsal de Cumbre Nueva hay que inferirla, ya que quedó desmantelada por el citado deslizamiento y la posterior erosión, además del recubrimiento ocasionado por la construcción del Edificio Bejenado y las lavas de la dorsal de Cumbre Vieja. Quedan como vestigios de esta dorsal el escarpe de Cumbre Nueva y los enjambres de diques de la base de este escarpe, claramente visibles con dirección N-S en la carretera de El Paso al túnel, y de El Time, con dirección SE. Entre ambas direcciones debió situarse el eje del "rift", debajo de las lavas del Edificio Bejenado y Cumbre Vieja (Carracedo y otros, 1999 a, b).

3.3. DESLIZAMIENTOS GRAVITATORIOS

Aunque es posible que haya habido varios deslizamientos gravitatorios en el escudo

volcánico de La Palma, solamente se ha encontrado evidencia clara para los mencionados: el del Garafía y el de Cumbre Nueva, ambos correspondiendo a las fases finales de máximo crecimiento e inestabilidad de los edificios volcánicos de Garafía y Taburiente.

3.3.1. Deslizamiento gravitatorio del Edificio Garafía

Al ser este deslizamiento un elemento de separación de los edificios volcánicos y algunas de las unidades volcanoestratigráficas que se han definido, ya ha sido mencionado reiteradamente en esta Memoria. Su ocurrencia define la separación de los edificios Garafía y Taburiente, así como la acumulación de lavas horizontales que originó la Meseta Central ya descrita.

Los datos geocronológicos (Fig. 2-4), estratigráficos y estructurales, especialmente en galerías (Fig. 2.10), han permitido la reconstrucción aproximada de la geometría de este deslizamiento (Fig. 2.8), así como la determinación de su edad aproximada (1.2 Ma). Estos datos coinciden con los descritos por Ancochea y otros (1994), los primeros en indicar la existencia de este deslizamiento. Este proceso geológico formó una amplia cuenca y los materiales de avalancha se depositaron en los fondos marinos del flanco SO del escudo volcánico (Fig. 3.2 A y B), como han evidenciado las imágenes del entorno marino (Urgelés, 1999).

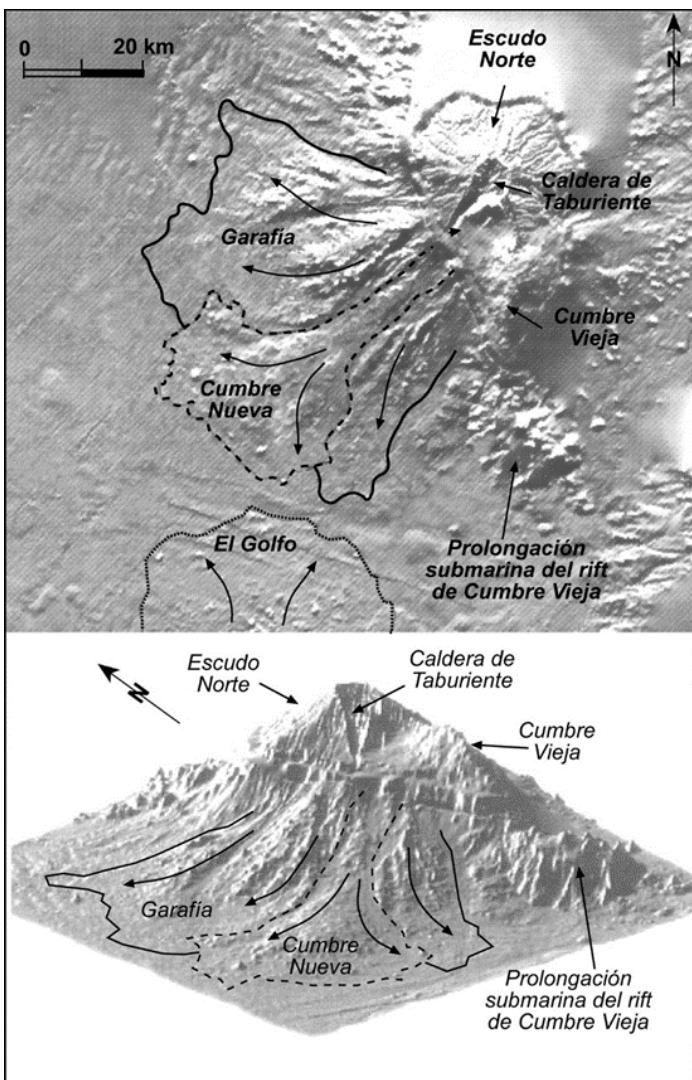


Fig. 3.2 Imágenes en relieve sombreado mostrando la extensión de los deslizamientos de Garafía y Cumbre Nueva. La dorsal ("rift") de Cumbre Vieja, la Caldera de Taburiente y el "rift" submarino continuación del de Cumbre Vieja se ponen como referencia. Se aprecia claramente cómo los materiales deslizados de Cumbre Nueva se asocian con el Barranco de Las Angustias y el arco de Cumbre Nueva, que son los límites del bloque desgajado (Imágenes de Urgelés, 1999).

El deslizamiento de Cumbre Nueva se describe en las hojas correspondientes donde aflora.

3.4. FALLAS Y FRACTURAS RECIENTES

No se han observado fallas importantes en el escudo volcánico del norte de La Palma. Son en cambio relativamente abundantes las fracturas tensionales en los bordes de los cantiles inestables, muchas veces relacionadas con desplomes costeros recientes. Estas fracturas, con frecuencia activas, suponen un riesgo importante en cuanto evidencian desplomes costeros inminentes. Son especialmente abundantes en las costas del O y NO del escudo volcánico, especialmente en la costa entre Garafía y Juan Adalid y en el borde de la Caldera de Taburiente.

4. GEOMORFOLOGÍA

El presente estudio y el mapa geomorfológico 1/50.000 que se adjunta a esta Memoria es la síntesis de la cartografía geomorfológica a escala 1/25.000 realizada en este proyecto.

4.1. EDAD DE LAS FORMACIONES Y MORFOLOGÍA

En las islas más antiguas del Archipiélago, en la fase post-erosiva de desarrollo y con una historia geológica de muchos millones de años, la morfología y grado de conservación de las estructuras volcánicas presentan una fuerte correlación con su edad y litología. En cambio, no ocurre así en el escudo volcánico de La Palma, fundamentalmente por la homogeneidad de los materiales y su edad relativamente próxima, ya que no existen diferencias que superen 1-1.2 Ma.

Una excepción clara es el edificio submarino, de edad y naturaleza claramente diferentes a las de las formaciones subaéreas. Este hecho se refleja en sus afloramientos, donde estas formaciones submarinas presentan rasgos geomorfológicos nítidos (grado de alteración, relieve, pendientes, etc.).

Dentro de los edificios subaéreos las estructuras morfológicas de carácter general (que afectan a todo el escudo) vienen condicionadas por la propia construcción del escudo, por una superposición de sucesivos edificios volcánicos más o menos concéntricos que van recubriendo al anterior y ensanchando la isla, modificando progresivamente su relación de aspecto. Este hecho condiciona los cambios en el perfil del escudo volcánico, con una zona central de fuertes pendientes, que se suavizan en las zonas cercanas a la costa (Fig. 4.1).

A estos grandes rasgos constructivos se suman los procesos de destrucción catastrófica de los edificios volcánicos. Ya se ha mencionado que han ocurrido, al menos, dos deslizamientos gravitatorios de gran volumen, que dieron lugar a sendas cuencas, la más antigua completamente rellena y recubierta, y la más reciente sólo parcialmente. De estos procesos destructivos se han deducido formas tan importantes en la isla como la Meseta Central y las depresiones del valle de Aridane y la Caldera de Taburiente.

La red de barrancos sí parece tener una relación con la edad, pues sólo se han creado barrancos profundos con amplias cabeceras en formaciones cuyo techo supera los 0.5-0.6 Ma. Las formaciones con techos más recientes presentan una red apenas encajada, donde las incisiones, sólo apuntadas, reflejan los lóbulos y "levees" de las coladas, hecho muy marcado en la zona entre el Mirador de El Time y el Bco. del Jurado, en la zona costera de Puntallana y en los flancos del Bejenado.

4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE

Están directamente relacionadas con la construcción del escudo volcánico y los procesos destructivos ya mencionados.

Para no ser reiterativos se remite al lector a su detallada descripción y explicación en las secciones anteriores de esta Memoria.

4.3. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

La evolución geomorfológica del escudo volcánico se caracteriza por las siguientes etapas principales:

1. Emersión y basculamiento del edificio submarino. Largo periodo de erosión. Formación de cantiles costeros pronunciados.
2. Construcción sobre el anterior de un edificio de alta relación de aspecto (el edificio Garafía). Formación de un elevado estratovolcán con fuertes pendientes (buzamientos de 20°-35°) y una plataforma costera de inclinación más suave donde el Garafía sobrepasa los cantiles del edificio submarino.
3. Deslizamiento del flanco sur del Edificio Garafía, incluyendo parte del substrato submarino. Formación de una amplia cuenca en la mitad meridional del escudo volcánico.
4. Continuación del volcanismo con el edificio Taburiente. Relleno de la cuenca de deslizamiento anterior. Formación en la cabecera de la cuenca de un potente apilamiento de lavas horizontales remansadas.
5. Una vez llena la cuenca de deslizamiento las lavas desbordan y recubren los flancos del Edificio Garafía, posiblemente en conjunción con otros centros de emisión dispersos.
6. Reorganización de los centros eruptivos, que se concentran en "rifts" progresivamente mejor definidos.
7. Centralización de las emisiones en la zona de cumbre del Edificio Taburiente. Las potentes emisiones recubren todo el escudo, de donde sólo emergen parte de las alineaciones de conos que forman los "rifts".

En este momento la isla está formada por un estratovolcán muy homogéneo, con costillares formados por los "rifts" y posiblemente superando los 3.000 m, con una zona sumital de empinadas pendientes, que se suavizan hacia la costa, donde existirían amplias plataformas costeras. Los cantiles anteriores estarían parcialmente fosilizados, como ocurre en el sur de la isla, en la costa de Fuencaliente. La red de barrancos estaría apenas apuntada.

8. El "rift" N-S (Cumbre Nueva) posiblemente concentraba ya gran parte de la actividad en el escudo volcánico. Desestabilizado por un crecimiento excesivo, sufre el desplome de su flanco occidental, que afecta de nuevo al basamento submarino. Se forma una extensa cuenca con morfología típica "en golfo": 1) ensenada de arco abierto, 2) amplia semiplanicie de suave pendiente, con abundantes sedimentos, del propio deslizamiento y de derrubios de las paredes de la cuenca, 3) zona de piedemontes, y 4) paredes subverticales del escarpe de deslizamiento, en arco en la cabecera y lineal (SO-NE) en el borde occidental.

9. La erosión, apenas contrarrestada por emisiones esporádicas, va configurando una red de barrancos radiales en el resto del escudo volcánico. En la depresión de deslizamiento, la red se jerarquiza rápidamente, concentrándose las escorrentías contra el borde occidental de la cuenca de deslizamiento, de trazado rectilíneo (Fig. 3.3 A). Comienza a formarse un barranco (Bco. de Las Angustias), que rápidamente se encaja en el edificio submarino.

10. En la cabecera de este barranco se reanuda la actividad eruptiva, posiblemente

continuación de la actividad pre-colapso del “rift” de Cumbre Nueva. Esta actividad eruptiva acaba configurando un nuevo estratovolcán (el edificio Bejenado). Se forman, además, centros eruptivos dispersos, algunos afectando al drenaje del barranco.

La erosión continúa en un escudo ya inactivo (a partir de aproximadamente 0.4 Ma). Se profundiza la red de barrancos, especialmente en el N y NE, dejando interfluvios progresivamente más estrechos, a veces verdaderos cuchillos. La erosión remontante excava amplias cabeceras, ventanas erosivas que exhuman las formaciones infrayacentes, proceso especialmente activo en el Barranco de Las Angustias, que acaba generando la actual Caldera de Taburiente.

Las costas se han retocado por la intensa erosión marina, formándose elevados cantiles con abundantes desplomes y piedemontes en sus partes bajas. Un proceso similar pero más intenso se ha producido en las paredes de la Caldera de Taburiente.

En un edificio de altura tan considerable y que ha experimentado varias glaciaciones —posiblemente con fases con hielos perpetuos—no es extraño encontrar formaciones periglaciares, concentradas en las zonas culminantes del contorno de la Caldera de Taburiente, posiblemente un vestigio de etapas anteriores en que el escudo era considerablemente más alto.

4.4. MORFODINÁMICA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

La morfodinámica actual está fuertemente condicionada por la inactividad del escudo volcánico. Es, por lo tanto, similar a la que ha venido retocando el escudo desde hace centenares de miles de años, incrementando su desmantelamiento erosivo mediante la profundización de los barrancos, con interfluvios cada vez más estrechos y agudos, el ensanchamiento de la Caldera de Taburiente y el retroceso de las costas.

Estas mismas tendencias caracterizarán el futuro del escudo volcánico, a menos que haya una reactivación, poco probable, del volcanismo en esta zona.

5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

En este capítulo se describen las características petrológicas y geoquímicas de los materiales emitidos en los diferentes episodios eruptivos de los Edificios Garafía y Taburiente que forman el Escudo volcánico del Norte de La Palma.

La descripción petrográfica se efectúa en base al estudio microscópico de muestras representativas de las diferentes unidades establecidas en los capítulos anteriores. Su descripción detallada y localización, se presenta en las fichas individuales de cada una de ellas y su situación en el mapa de muestras, que se adjuntan a la información complementaria.

El estudio geoquímico se basa en los análisis químicos realizados sobre muestras seleccionadas mediante el estudio petrográfico, conjuntamente con los análisis disponibles de la bibliografía. Los datos analíticos se presentan en las Tablas 5.1 a 5.4, con el listado de elementos mayores, trazas y Tierras Raras (REE), así como los valores de la norma CIPW, y de los parámetros geoquímicos más significativos: Índices de Diferenciación (ID), Alcalinidad (Alc), Peralcalinidad (IP), relación Fe/Mg de los ferromagnesianos (FEMG) y número de magnesio (MG #).

La clasificación geoquímica de las muestras se efectúa en base al diagrama de TAS propuesto por la IUGS, Le Maitre (1984), Le Bas et al. (1986), tenidas en consideración las denominaciones tipológicas propuestas por Brändle et al. (1984). Los diagramas de variación de REE se han normalizado respecto a los valores condriticos propuestos por Sun y McDonough, (1989).

En la base de las Tablas se acompaña la referencia de las muestras, su clasificación y localización geográfica, así como la procedencia de los datos analíticos.

Tabla 5.1. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Garafia

Nº Muestra	77	78	80	134	144	157	171	170	172
SiO ₂	47,27	50,25	46,36	49,22	49,00	48,50	48,50	49,00	48,22
TiO ₂	2,72	3,37	3,24	3,21	3,04	2,34	3,39	3,04	2,14
Al ₂ O ₃	11,38	14,58	10,75	16,33	14,55	11,56	14,08	14,56	8,82
Fe ₂ O ₃	2,88	1,16	4,05	3,88	4,61	4,84	4,54	6,23	4,24
FeO	8,00	9,40	8,54	5,99	6,71	5,78	7,35	4,55	7,26
MnO	0,18	0,19	0,21	0,19	0,17	0,13	0,17	0,19	0,18
MgO	13,62	6,44	11,98	4,88	6,93	12,74	6,32	5,15	15,80
CaO	10,15	9,10	11,33	9,46	10,53	9,42	10,79	10,52	10,40
Na ₂ O	2,41	3,25	2,00	4,06	2,65	2,34	2,43	2,51	2,02
K ₂ O	0,58	1,21	0,55	1,37	0,82	0,47	0,67	0,95	0,34
P ₂ O ₅	0,48	0,78	0,56	0,78	0,54	0,41	0,49	0,63	0,31
H ₂ O+CO ₂	0,09	0,09	0,47	0,07	0,09	0,93	0,79	2,42	0,08
Cr	397	121	466	36	148	433	173	32	920
Ni	279	86	266	27	131	409	128	52	516
Co	61	44	69	36	44	54	49	37	69
Sc	28	24	31	17	25	26	28	19	29
V	310	290	363	303	330	256	351	312	242
Cu	87	88	108	38	103	76	120	89	70
Pb	2	3	3	5	3	1	4	2	1
Zn	124	126	129	133	121	117	146	117	96
Sn	1,56	2,26	1,84	3,99	3,56	3,98	5,50	4,42	3,17
Mo	1,51	6,06	2,10	3,44	1,95	1,02	1,66	1,19	0,64
Rb	17	34	27	41	25	13	31	44	9
Cs	0,19	0,72	0,34	1,06	0,22	0,71	0,68	0,61	0,04
Ba	249	577	329	484	286	149	271	334	148
Sr	653	953	699	943	700	444	637	734	381
Tl	0,02	0,04	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,08	0,01
Ga	20	23	21	25	23	19	24	22	15
Li	5,76	9,73	5,93	8,49	6,38	3,34	6,62	7,82	3,74
Be	1,62	2,23	1,91	3,46	1,70	1,37	2,09	1,76	1,24
Ta	2,79	4,87	3,90	4,60	3,25	2,07	2,95	3,71	1,80
Nb	46	65	66	85	57	34	52	64	31
Hf	5,46	7,32	6,47	7,00	5,95	5,02	5,89	5,93	3,37
Zr	217	344	266	329	258	213	250	267	134
Y	23	33	25	32	29	24	30	30	19
Th	2,73	2,82	3,67	5,20	3,25	1,36	2,73	3,19	1,64
U	0,68	0,69	1,04	1,52	0,88	0,31	0,75	0,71	0,36
La	31,84	52,96	41,99	55,74	37,45	20,15	32,95	40,15	21,29

Tabla 5.1. (Cont) Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Garafía

Nº Muestra	77	78	80	134	144	157	171	170	172
Ce	69,22	115,01	89,77	113,47	78,80	49,67	72,61	86,28	44,66
Pr	8,65	14,34	11,02	13,51	9,97	6,91	9,11	10,55	5,51
Nd	37,14	59,92	45,35	54,44	41,42	31,21	38,88	43,14	23,14
Sm	7,78	11,78	9,38	10,59	8,62	7,36	8,81	9,65	5,42
Eu	2,49	3,50	2,91	3,30	2,76	2,29	2,68	2,84	1,73
Gd	7,04	9,88	8,03	8,98	7,86	6,66	7,76	8,73	5,28
Tb	0,97	1,38	1,10	1,24	1,13	0,91	1,15	1,18	0,76
Dy	5,07	7,00	5,42	6,33	5,85	4,97	5,91	6,11	4,19
Ho	0,92	1,36	0,96	1,14	1,09	0,95	1,07	1,15	0,77
Er	2,26	3,04	2,19	2,82	2,60	2,21	2,59	2,77	1,81
Tm	0,30	0,41	0,28	0,39	0,34	0,31	0,34	0,39	0,25
Yb	1,54	2,42	1,60	2,29	2,07	1,66	1,99	2,03	1,35
Lu	0,21	0,35	0,22	0,30	0,28	0,24	0,28	0,30	0,19
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	2,38	0,00	7,16	3,96	0,00
Or	3,43	7,15	3,25	8,10	4,85	2,78	5,61	3,96	2,01
Ab	20,39	27,50	16,92	34,35	22,42	19,80	21,24	20,56	17,09
An	18,52	21,62	18,73	22,29	25,39	19,65	25,66	25,53	14,00
Ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di	22,84	15,07	26,93	15,55	18,54	19,18	17,45	19,80	28,15
Hy	6,05	15,11	10,41	0,40	12,27	22,25	4,73	10,76	14,93
Wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ol	17,98	3,39	10,00	5,15	0,00	2,46	0,00	0,00	12,62
Mt	4,18	1,68	5,87	5,63	6,68	7,02	6,47	6,58	6,15
Il	5,17	6,40	6,15	6,10	5,77	4,44	5,77	6,44	4,06
Hem	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,77	0,00	0,00
Ap	1,11	1,81	1,30	1,81	1,25	0,95	1,46	1,14	0,72
ID	23,82	34,65	20,17	42,45	29,65	22,58	34,02	28,49	19,10
IAlc	1,32	1,46	1,26	1,53	1,32	1,31	1,32	1,28	1,28
IP	0,40	0,46	0,36	0,50	0,36	0,38	0,35	0,34	0,42
FEMG	0,15	0,34	0,16	0,15	0,14	0,07	0,00	0,18	0,11
Mg #	72,23	55,49	66,54	51,00	56,35	71,77	50,63	52,78	74,26

77. Basalto. Marcos -Cordero, colada encima de la discordancia y último manantial. MAGNA
 78. Basalto (Tr-Basalto). Bco. Los Tilos, 1365 m, (debajo de Marcos-Cordero). MAGNA
 80. Basalto. Cabecera Bco Franceses, sección de Tagamentera. (Cota 1920 m). MAGNA
 134. Traqui-Basalto. Edificio Volcánico Garafía.- MAGNA
 144. Basalto. Galería de los Hombres 1650 m. MAGNA
 157. Basalto. Galería de Los Hombres, 2100. MAGNA
 171. Basalto. Galería de Los Hombres, 1500 m. MAGNA
 170. Basalto. Galería Cuevitas, 2700 m. MAGNA
 172. Basalto. Galería Cuevitas, 2000 m. MAGNA

Tabla 5.2. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Taburiente. Taburiente Inferior

Nº Muestra	85	148	156	167	204	217	243	263	225
SiO ₂	49,09	51,70	46,28	45,20	48,30	49,50	49,00	45,00	47,60
TiO ₂	2,40	2,26	3,25	3,11	2,71	2,68	3,51	2,99	3,03
Al ₂ O ₃	17,57	18,42	16,07	12,48	11,34	12,77	14,85	12,99	11,07
Fe ₂ O ₃	5,89	3,08	3,91	5,57	4,78	4,89	2,91	4,40	5,73
FeO	4,46	5,16	8,86	7,77	7,97	6,93	9,55	7,45	8,06
MnO	0,22	0,22	0,18	0,19	0,17	0,18	0,19	0,16	0,18
MgO	3,20	2,31	6,14	10,67	11,77	10,07	6,30	11,76	10,66
CaO	7,92	6,67	11,00	9,45	9,15	8,85	8,71	10,92	9,53
Na ₂ O	4,15	6,30	2,80	2,40	2,27	2,15	2,68	2,43	1,50
K ₂ O	1,99	2,46	1,07	0,83	0,58	0,92	1,17	0,67	0,40
P ₂ O ₅	0,99	0,71	0,59	0,49	0,42	0,57	0,96	0,49	0,46
H ₂ O+CO ₂	2,03	0,34	0,10	0,85	0,37	0,26	0,10	0,67	1,53
Cr	8	16	28	448	563	392	57	430	485
Ni	0	5	60	274	300	210	55	189	226
Co	16	13	40	65	61	56	44	54	65
Sc	7	6	22	32	31	28	22	33	40
V	126	130	332	338	325	317	346	319	375
Cu	12	14	97	97	100	88	72	122	104
Pb	6	9	3	3	3	4	5	7	4
Zn	138	143	130	143	114	127	156	102	122
Sn	3,78	4,27	3,83	3,52	2,48	2,76	3,91	2,05	2,67
Mo	4,11	4,91	1,79	1,44	1,69	2,20	2,48	8,83	1,20
Rb	63	75	22	18	20	28	37	20	14
Cs	0,75	1,67	0,79	0,70	0,19	0,29	0,42	0,75	0,25
Ba	700	735	312	250	299	356	465	313	274
Sr	1355	1307	724	660	587	730	1042	642	636
Tl	0,03	0,07	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,04	0,01
Ga	27	29	23	21	20	22	26	19	20
Li	13,69	16,46	5,75	6,55	7,49	7,82	8,83	9,80	6,15
Be	4,44	6,06	1,63	1,75	2,03	3,08	3,46	2,03	2,20
Ta	8,55	8,21	3,81	2,76	3,11	3,74	5,30	3,41	2,68
Nb	151	150	63	49	53	62	100	48	49
Hf	12,65	11,70	6,18	5,38	5,25	6,34	9,14	5,77	5,20
Zr	594	592	262	230	222	266	415	236	221
Y	46	41	30	25	24	26	36	26	24
Th	9,58	9,22	3,40	2,60	3,07	3,61	5,65	3,27	2,77
U	2,60	2,62	0,80	0,71	0,69	1,03	1,46	0,80	0,79
La	102,44	95,01	41,07	33,07	35,08	41,40	69,49	35,92	34,93
Ce	200,06	183,73	84,33	71,70	73,41	87,01	143,75	75,72	73,92
Pr	23,91	20,57	10,38	8,89	8,99	10,51	17,51	9,55	9,02
Nd	89,00	77,78	43,09	37,05	36,63	42,85	71,09	39,38	37,10
Sm	16,00	13,69	9,04	8,21	7,80	9,20	13,25	8,44	7,78

Tabla 5.2. (Cont) Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Taburiente Inferior

Nº Muestra	85	148	156	167	204	217	243	263	225
Eu	4,66	4,08	2,82	2,57	2,42	2,72	3,92	2,42	2,32
Gd	14,26	11,24	8,58	7,10	6,78	7,63	11,09	7,14	6,80
Tb	1,81	1,57	1,16	1,02	0,97	1,07	1,50	1,02	0,89
Dy	9,19	7,64	6,31	4,97	4,98	5,32	7,32	5,14	4,68
Ho	1,72	1,43	1,20	0,89	0,89	0,96	1,32	1,01	0,87
Er	4,16	3,53	2,90	2,19	2,15	2,34	3,22	2,53	2,01
Tm	0,61	0,53	0,40	0,29	0,30	0,33	0,44	0,35	0,29
Yb	3,27	3,03	2,15	1,66	1,79	1,83	2,45	2,13	1,65
Lu	0,49	0,45	0,33	0,25	0,24	0,26	0,37	0,28	0,23
Q	0,41	0,00	0,00	0,00	0,00	2,84	1,75	0,00	4,62
Or	11,76	14,54	6,32	4,91	3,43	5,44	6,91	3,96	2,36
Ab	35,12	36,48	23,61	20,31	19,21	18,19	22,68	19,16	12,69
An	23,44	14,72	28,12	20,83	19,04	22,48	25,04	22,56	22,29
Ne	0,00	9,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,76	0,00
Di	7,31	11,19	18,32	18,11	18,77	14,03	9,70	22,52	17,45
Hy	4,58	0,00	0,11	9,02	23,57	23,04	20,65	0,00	23,68
Wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ol	0,00	2,84	10,37	9,87	2,40	0,00	0,00	17,11	0,00
Mt	8,14	4,47	5,67	8,08	6,93	7,09	4,22	6,38	8,31
Il	4,56	4,29	6,17	5,91	5,15	5,09	6,67	5,68	5,75
Hem	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ap	2,29	1,64	1,37	1,14	0,97	1,32	2,22	1,14	1,07
ID	47,29	60,14	30,02	25,21	22,64	26,47	31,34	23,88	19,68
IAlc	1,63	2,07	1,33	1,35	1,32	1,33	1,39	1,30	1,20
IP	0,51	0,71	0,36	0,39	0,38	0,35	0,38	0,36	0,26
FEMG	0,00	0,32	0,28	0,12	0,14	0,12	0,32	0,12	0,13
Mg #	39,87	37,07	50,08	62,80	65,98	64,25	51,15	67,58	62,00

- 85. Traqui-Basalto. Cabecera Bco Franceses, sección de Tagamentera (cota 2160 m). MAGNA
- 148. Tr-Basalto/Tefrita-máfica. Taburiente Inferior. Bco Gallegos. MAGNA
- 156. Basalto. Mña Barbuda. Taburiente Inferior. MAGNA
- 167. Basalto-Basanita. Mña de Los Pasos. Taburiente inferior. MAGNA
- 204. Basalto. Barranco de los Franceses, carretera lado oeste, (450 m). MAGNA
- 217. Basalto. Fajama Los Hombres, 30 m. MAGNA
- 243. Basalto. Bco Cueva del Agua. Taburiente Inferior. MAGNA
- 263. Basalto-Basanita. Barranco Los Hombres, 60 m. MAGNA
- 225. Basalto. Dique en coladas, encima del aglomerado, La Cumbrecita. MAGNA

Tabla 5.3. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Taburiente (Coladas Basálticas). Taburiente Superior

Nº Muestra	76	129	130	183	184	187	188
SiO ₂	49,18	51,00	49,50	48,50	49,30	49,92	51,30
TiO ₂	3,13	2,65	3,07	3,48	3,07	2,75	2,71
Al ₂ O ₃	15,21	11,83	15,57	15,64	13,79	16,47	16,32
Fe ₂ O ₃	3,06	0,90	1,75	4,41	1,34	6,75	5,70
FeO	7,81	9,71	8,03	6,62	10,30	3,08	3,85
MnO	0,19	0,18	0,19	0,19	0,20	0,19	0,18
MgO	5,66	9,09	6,21	4,82	6,76	4,25	4,32
CaO	9,79	10,74	9,17	9,09	9,74	8,40	8,08
Na ₂ O	3,83	2,67	4,10	4,60	2,94	4,00	4,19
K ₂ O	0,97	0,60	1,32	0,93	1,13	1,45	1,53
P ₂ O ₅	0,80	0,49	0,82	0,97	1,00	0,75	0,79
H ₂ O+CO ₂	0,09	0,11	0,09	0,66	0,25	1,76	0,65
Cr	74	361	128	1	171	8	9
Ni	52	237	104	20	80	7	0
Co	39	58	39	37	43	28	24
Sc	19	32	17	19	25	16	10
V	277	351	258	374	311	243	218
Cu	59	157	64	43	86	32	16
Pb	3	3	3	7	5	10	4
Zn	135	128	126	130	138	121	116
Sn	3,22	2,51	2,68	2,15	2,93	2,13	4,52
Mo	2,30	1,53	2,29	9,11	2,31	11,01	2,80
Rb	29	19	37	20	36	45	45
Cs	0,33	0,81	0,32	1,08	0,33	0,84	1,12
Ba	382	263	461	610	422	507	497
Sr	937	583	886	1083	900	1008	940
Tl	0,03	0,01	0,05	0,04	0,05	0,04	0,03
Ga	24	21	24	24	24	24	24
Li	5,71	6,75	8,58	13,04	8,36	13,66	4,74
Be	2,35	1,99	2,69	2,69	3,16	3,25	2,72
Ta	4,27	2,60	4,74	5,71	4,41	5,32	5,05
Nb	77	45	82	83	79	78	87
Hf	6,81	4,86	7,00	7,33	7,62	7,64	7,39
Zr	318	200	332	324	332	351	354
Y	29	24	31	34	32	33	32
Th	4,36	2,48	4,59	5,54	4,59	6,02	5,68
U	1,19	0,72	1,03	1,35	0,96	1,74	1,56
La	52,32	32,05	52,97	58,46	56,70	58,54	57,38
Ce	107,90	68,20	110,79	119,85	119,01	117,42	119,16
Pr	13,10	8,45	13,18	14,75	14,46	14,08	14,03
Nd	52,25	34,43	53,60	62,07	59,48	56,71	54,73
Sm	10,26	7,83	10,66	11,88	11,43	11,06	10,92
Eu	3,16	2,39	3,24	3,63	3,39	3,25	3,33

Tabla 5.3 (Cont.) . Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Taburiente (Coladas Basálticas). Taburiente Superior

Nº Muestra	76	129	130	183	184	187	188
Gd	8,91	6,89	9,11	10,40	9,71	9,23	9,56
Tb	1,20	0,99	1,24	1,49	1,35	1,30	1,27
Dy	5,97	5,15	6,29	7,38	6,76	6,66	6,52
Ho	1,11	0,88	1,18	1,37	1,20	1,26	1,21
Er	2,60	2,15	2,79	3,17	3,04	2,99	2,86
Tm	0,34	0,30	0,37	0,42	0,41	0,41	0,41
Yb	1,94	1,63	2,02	2,49	2,37	2,55	2,17
Lu	0,26	0,24	0,32	0,34	0,33	0,34	0,35
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,92	2,51
Or	5,73	3,55	7,80	5,50	6,68	8,57	9,04
Ab	32,41	22,59	32,15	37,27	24,88	33,85	35,45
An	21,45	18,52	20,18	19,28	21,09	22,70	21,21
Ne	0,00	0,00	1,38	0,90	0,00	0,00	0,00
Di	17,73	25,66	16,20	15,53	16,98	10,95	10,68
Hy	3,70	19,05	0,00	0,00	15,06	5,51	5,81
Wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ol	6,38	3,02	11,75	5,53	4,79	0,00	0,00
Mt	4,44	1,30	2,54	6,39	1,94	2,58	5,14
Il	5,94	5,03	5,83	6,61	5,83	5,22	5,15
Hem	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,97	2,15
Ap	1,85	1,14	1,90	2,25	2,32	1,74	1,83
ID	38,14	26,14	41,33	43,66	31,56	44,34	47,01
IAlc	1,48	1,34	1,56	1,58	1,42	1,56	1,61
IP	0,48	0,43	0,52	0,55	0,44	0,49	0,52
FEMG	0,27	0,30	0,30	0,17	0,37	0,00	0,00
Mg #	52,01	63,60	56,66	47,93	54,30	48,43	49,32

- 76. Traqui-Basalto. Taburiente post-colapso (Tab. Sup.). Parte alta de la Secuencia. MAGNA
- 129. Basalto. Llano de Tenagua. Taburiente Superior. MAGNA
- 130. Traqui-Basalto. Puerto Paja. Taburiente Superior. MAGNA
- 183. Traqui-Basalto. Lado sur del acantilado de la desembocadura del barranco del Jorado. Cota (0 m.). MAGNA
- 184. Basalto. Lado sur del acantilado del barranco del Jorado. (140 m). MAGNA
- 187. Traqui-Basalto. Lado sur del acantilado de la desembocadura del Barranco del Jorado, 225m. MAGNA
- 188. Traqui-Basalto. Lado sur del Acantilado de la desembocadura del Bco del Jorado (260 m). MAGNA

Tabla 5.4. Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Taburiente (Lavas terminales diferenciadas). Taburiente Superior

Nº Muestra	212	260	268	269	270	272
SiO ₂	51,63	53,11	49,42	52,85	49,30	52,78
TiO ₂	1,30	1,76	2,14	2,13	2,48	1,58
Al ₂ O ₃	20,46	19,78	20,02	17,93	18,32	20,77
Fe ₂ O ₃	5,02	2,00	0,94	1,10	2,83	2,86
FeO	1,04	4,40	5,77	6,74	5,68	2,59
MnO	0,18	0,18	0,19	0,17	0,22	0,14
MgO	1,40	1,72	1,89	2,82	2,61	1,12
CaO	5,93	5,90	6,34	6,81	7,95	5,58
Na ₂ O	6,85	6,79	6,98	5,98	6,66	7,72
K ₂ O	3,87	3,26	3,79	2,38	2,76	3,14
P ₂ O ₅	0,32	0,48	0,47	0,76	0,78	0,30
H ₂ O+CO ₂	1,69	0,42	1,52	0,24	0,03	1,05
Cr	11	8	8	10	13	8
Ni	5	6	5	1	2	2
Co	8	10	9	13	15	5
Sc	2	8	7	6	5	1
V	99	101	177	114	166	101
Cu	13	24	23	8	18	6
Pb	11	28	10	5	9	8
Zn	115	111	119	112	129	104
Sn	2,32	2,02	1,99	2,27	2,42	2,29
Mo	4,68	20,43	14,43	4,44	4,99	5,06
Rb	99	81	92	51	82	75
Cs	1,32	1,42	1,86	0,69	1,22	1,34
Ba	880	815	1096	646	835	947
Sr	1468	1293	1597	968	1440	1588
Tl	0,06	0,12	0,11	0,08	0,09	0,06
Ga	29	27	27	24	27	25
Li	17,56	18,23	20,11	12,65	16,08	12,92
Be	6,73	5,14	4,67	3,12	5,11	4,32
Ta	8,15	9,85	10,78	6,28	9,32	8,51
Nb	162	139	155	106	163	169
Hf	12,22	10,75	8,05	9,23	11,95	8,34
Zr	643	566	458	403	605	470
Y	33	34	34	36	39	33
Th	12,66	11,74	11,92	7,75	11,92	11,04

Tabla 5.4.(Cont.). Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos del edificio volcánico Taburiente (Lavas terminales diferenciadas). Taburiente Superior

Nº Muestra	212	260	268	269	270	272
U	3,57	3,05	3,01	2,00	3,02	2,76
La	99,42	101,61	90,11	73,84	103,97	93,34
Ce	183,98	186,19	166,80	148,38	196,24	171,67
Pr	18,93	20,03	18,44	17,13	22,13	18,26
Nd	66,55	72,85	67,94	66,45	81,03	62,35
Sm	10,99	11,37	12,26	12,10	13,93	10,22
Eu	3,32	3,33	3,59	3,64	4,26	3,07
Gd	8,72	9,44	9,47	10,03	11,01	8,28
Tb	1,27	1,30	1,36	1,43	1,55	1,18
Dy	6,43	6,73	7,20	7,70	7,77	6,24
Ho	1,19	1,26	1,32	1,43	1,42	1,17
Er	3,20	3,22	3,02	3,42	3,50	2,96
Tm	0,47	0,48	0,44	0,49	0,47	0,44
Yb	2,68	2,86	2,51	2,91	2,92	2,50
Lu	0,39	0,40	0,37	0,39	0,41	0,35
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	22,87	19,27	22,40	14,07	16,31	18,56
Ab	27,49	33,48	17,36	37,53	22,82	34,47
An	13,65	13,87	12,10	15,05	11,94	12,75
Ne	16,51	12,99	22,59	7,08	18,17	16,72
Di	7,52	10,11	13,63	11,45	18,30	6,10
Hy	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Wo	1,68	0,00	0,00	0,00	0,00	2,15
OI	0,00	2,31	3,35	7,09	1,43	0,00
Mt	0,17	2,90	1,36	1,59	4,10	4,15
Il	2,47	3,34	4,06	4,05	4,71	3,00
Hem	4,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ap	0,74	1,11	1,09	1,76	1,81	0,70
ID	66,87	65,73	62,35	58,68	57,30	69,74
IAlc	2,37	2,29	2,38	2,02	2,12	2,40
IP	0,76	0,74	0,78	0,69	0,76	0,77
FEMG	0,00	0,41	0,52	0,47	0,34	0,01
Mg #	33,76	35,94	36,62	42,45	39,08	30,49

212. Fonolita máfica - Borde caldera (oeste), La Somada (1930 m). MAGNA

260. Fonolita máfica. Borde occidental de La Caldera. MAGNA

268. Tefri-Fonolita/Fonolita máfica. Pico Piedra Llana, borde Caldera, 2300 m. MAGNA

269. Tr-Basalto/Traquita máfica. Pico de Las Nieves, 2232 m. MAGNA

270. Tefrita máfica. Base norte del Roque Palmero, borde de la pared de la Caldera, cota 2200. MAGNA

272. Fonolita máfica. Pico de La Sabina. Cumbre de La Caldera al Este. MAGNA

5.1. EDIFICIO VOLCÁNICO GARAFA: PETROLOGÍA

En este apartado se describen las características petrológicas de la Unidad (5) en referencia con las formaciones volcano-estratigráficas que se presentan tanto en esta hoja, como en las vecinas (1083-II a 1083-IV).

Los materiales lávicos de estas formaciones están bien representados en los afloramientos del Pinar de Garafía, situado en la parte central del límite de las cuatro hojas geológicas (1083-I a 1083-IV) y en los afloramientos de Calderas Bermejas, (Hoja de Pino de La Virgen) y Montaña de los Pasos al norte de la hoja de San Juan de Puntallana. El muestreo se ha hecho extensivo a los afloramientos anteriormente señalados, así como de la galería de los Hombres (Ref. 92 en la Fig. 2.10), y a la galería Cuevitas (Ref. 86 en la Fig. 2.10).

Las características petrológicas de los materiales estudiados indican un claro predominio de su carácter basáltico aun cuando se puedan establecer diferencias litológicas significativas:

Basaltos olivínicos-augíticos, tipología muy frecuente, con variaciones texturales en cuanto al contenido de fenocristales, lo que determina diferencias texturales desde Basaltos pícríticos a Basaltos afaníticos, y Basaltos olivínicos-piroxénicos-plagioclásicos.

Los **Basaltos olivílico-augíticos**, presentan la típica textura porfídica seriada con fenocristales predominantemente máficos (> 45 %), sobre una matriz microcristalina intersertal. Los fenocristales son de olivino en secciones de subidiomorfos a alotriomorfos de mayor tamaño, con frecuente aureola de alteración a iddingsita, aunque por lo general las alteraciones quedan restringidas a los bordes de los cristales, y sólo en algunos casos el proceso de alteración penetra en el interior de los fenocristales, sin que ello afecte a más del 1% de la roca. Muchos de los fenocristales de olivino presentan aspecto xenomorfo con frecuentes golfos de corrosión y microfracturas. Los fenocristales de clinopiroxeno corresponden a augitas titanadas, en secciones idio-subidiomorfas de color pardo con bordes algo rojizos, y sólo excepcionalmente algunos fenocristales de augita zonados presentan núcleos egirínicos verdosos. Tanto los cristales de olivino como los piroxenos presentan una secuencia de tamaños seriados, desde los fenocristales hasta los microcristales de la matriz, siendo frecuente la presencia de microagregados piroxénicos, los cuales engloban asimismo minerales opacos en secciones microcristalinas alotriomorfas parcialmente corroídos. Los minerales opacos son frecuentes, en pequeñas secciones alotriomorfas con golfos de corrosión y tamaños seriados. Estas rocas basálticas son frecuentemente vesiculares, siendo el resto de la matriz microcristalina, a veces de tipo diabásico, constituida por listoncillos de plagioclasa maclada que encierran microcristales de clinopiroxeno, olivino y opacos.

Los **Basaltos pícríticos**, como se ha indicado anteriormente, son una variante tipológica de los basaltos olivínicos-piroxénicos, en los que los procesos acumulativos llevan un elevado contenido de fenocristales máficos (50-58 %) del total de la roca. Predominan los fenocristales de olivino en secciones subidiomorfas-alotriomorfas de tamaños (<6 mm), muy abundantes y generalmente xenomorfas, micro-fracturadas y con sombras de presión incluyendo algunos microcristales opacos, y fenocristales de augita subidiomorfos de ligero pleocroísmo pardo-amarillento. Tanto los cristales de olivino como los de augita presentan una secuencia seriada desde los fenocristales hasta los microcristales que se continúan en la matriz. Los minerales opacos, relativamente frecuentes, presentan pequeñas secciones alotromorfas aisladas y en algunos casos con fuertes corrosiones. La matriz poco vesicular es predominantemente máfica, constituida por abundantes bastoncillos de clinopiroxeno, opacos puntuales dispersos y escasos microcristales tabulares de plagioclasa.

En contraposición los términos más afaníticos, corresponden texturalmente a Basaltos afíricos, con escasos fenocristales (<20%), siendo éstos de tipo feldespáctico y algunos máficos, sobre una matriz traquitoide. Los términos más feldespáticos, están constituidos por fenocristales idiomorfos de plagioclasa con mesocristales maclados que forman pequeños agregados. Los fenocristales de augita

presentan secciones de tonos pardo-amarillentos con bordes más oscuros, mientras que los cristales de olivino son escasos y alotriomorfos. Los minerales opacos forman microcristales idiomorfos y cuadrangulares aislados. La matriz traquitoide, presenta escasas vacuolas, está constituida por microcristales tabulares de plagioclasa con orientación grosera, bastoncillos y microlitos de clinopiroxenos, microcristales de olivino parcialmente oxidados y minerales opacos puntuales.

Basaltos olivínicos-piroxénicos-plagioclásicos, esta litología se presenta en algunos afloramientos como el Barranco de los Tilos, a cota 1365 m., y en la Galería de los Hombres en los tramos 1500, 1650 y 2100 m. Texturalmente son porfídicos seriados con numerosos fenocristales (42-48%) sobre una matriz intercristalina que puede llegar a ser bastante vesicular. Los fenocristales de plagioclasa son frecuentes en secciones tabulares, generalmente en masas de dos individuos de tipo albita-karlsbad, y formando pequeños agregados de cristales prismáticos, que en algunos casos, forman estructuras cruzadas y radiales. Los fenocristales de olivino pueden llegar a ser mayoritarios (~12%) en los términos más máficos, presentando secciones de idiomorfos a subidiomorfos y distribuidos de forma seriada y con ligeras aureolas de alteración poco desarrolladas que coexisten con otros fenocristales de olivino de carácter xenomorfo en secciones de tendencia alotriomorfa de mayor tamaño, con bordes corroídos microfracturados y sombras de presión. Los fenocristales de augita titanada son cristales subidiomorfos, de suave pleocroismo algo rosado y tamaños seriados. Los minerales opacos llegan a formar pequeñas secciones subidiomorfas a alotriomorfas que gradualmente se dispersan por la matriz de la roca. Destaca la tendencia a la formación de glomeroblastos, algunos con núcleos de olivino y pequeños microcristales de augita. La matriz está constituida por micro-listoncillos de plagioclasa entrecruzada que engloban pequeños cristales de clinopiroxeno, microcristales de olivino parcialmente oxidados y opacos puntuales en secciones subidiomorfas y microlitos aciculares.

5.2. EDIFICIO VOLCÁNICO GARAFÍA. GEOQUÍMICA

Los resultados analíticos de los diferentes materiales lávicos de esta Unidad (5), se presentan en la Tabla 5.1., cuya selección se ha dirigido a la caracterización geoquímica de las diferentes tipologías petrográficas establecidas, y de muestras tomadas en diferentes tramos de las Galería de los Hombres y Galería de las Cuevas.

La proyección de los datos analíticos en el diagrama clasificatorio TAS (Fig. 5.1) señala un predominio de los materiales basálticos con sistemática presencia de hiperstena normativa y con cierta diversificación hacia términos traquibasálticos. En su conjunto la proyección refleja una secuencia relativamente bien definida desde los términos basálticos ol-px (más frecuentes) hacia los términos traquibasálticos, con algunas rocas de composición intermedia basáltica-traquibasáltica. Geoquímicamente esta secuencia se caracteriza por la presencia de términos basálticos olivínicos-piroxénicos, poco diferenciados ($ID=20-24$), con elevado N° de Magnesio ($Mg\# 72-67$), lo que apoyaría el carácter relativamente primario de estos materiales, aunque los procesos acumulativos no puedan descartarse, la presencia de valores elevados de número de magnesio ($Mg\#~75$) reflejarían la existencia de procesos acumulativos, que los encuadrarían en tipologías próximas a basaltos pírricos.

Los basaltos olivínicos-piroxénicos con plagioclasa presentan una mayor diferenciación relativa, $ID=35$ y $Mg\# 56$, que suponen un estadio composicional intermedio hacia los términos traquibasálticos. Estos últimos se corresponden con la tipología de basaltos áfricos traquitoides, que presentan valores de diferenciación elevados $ID=42$ y $Mg\# 51$, constituyendo los términos más evolucionados de esta unidad. En lo que respecta a los materiales basálticos ol-px correspondientes a la Galería de los Hombres presentan cierta homogeneidad composicional, con rangos de $ID=23-30$ ligeramente superiores a los términos basálticos más primarios de la serie, mientras que en la Galería de las Cuevas, se observa una mayor diversificación, con tránsito desde basaltos olivínicos-piroxénicos a basaltos piroxénicos-plagioclásicos y valores respectivos $ID=19-34$ y $Mg\# 74-51$.

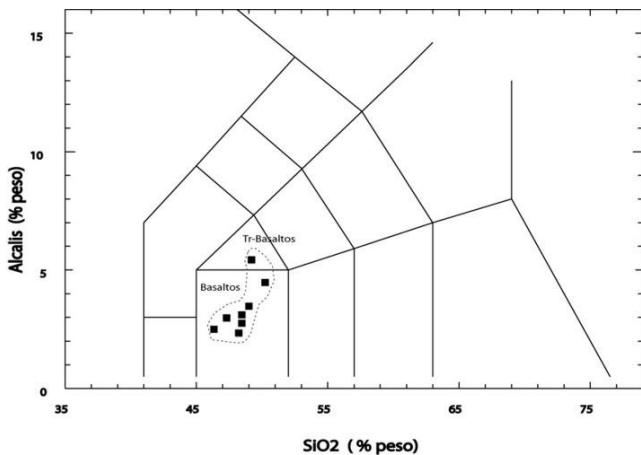


Fig. 5.1. Diagrama T.A.S. del edificio volcánico Garafía.

El diagrama evolutivo AFM (Fig. 5.2) presenta un agrupamiento bien definido en los materiales lávicos de esta unidad, con una posible secuencia evolutiva desde los términos basálticos más primarios ($Mg\# > 60$) con bajas relaciones F/M, que se incrementan hacia los términos más evolucionados, ($Mg\# < 60$), lo que conllevaría un incremento de la relación F/M y aumento relativo de la alcalinidad hacia los términos finales traquibasálticos.

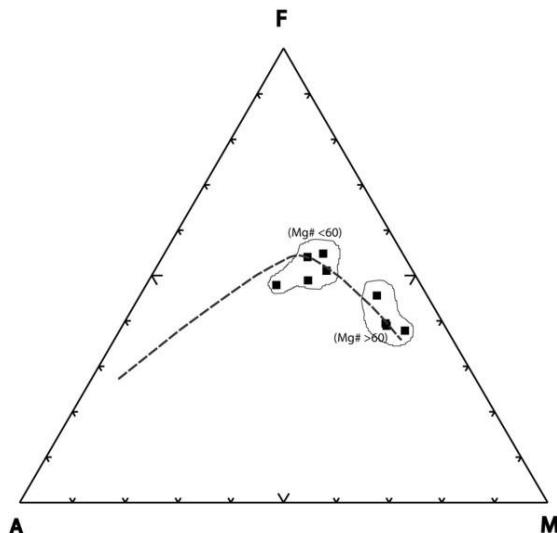


Fig. 5.2. Diagrama AFM del edificio Garafía.

Esta diversificación geoquímica se evidencia claramente en los diagramas de variación de elementos mayores respecto a los contenidos en sílice (SiO_2 %), (Fig. 5.3), y en particular en la confrontación de las concentraciones de elementos menores frente al magnesio (MgO %), (Fig. 5.5), en la que los dos grupos anteriormente individualizados en el diagrama AFM, presentan diferentes tendencias de variación.

En el diagrama de variación de los elementos mayores (Fig. 5.3), se observa que con el incremento en SiO_2 , decrecen de forma sistemática, a lo largo de la secuencia, los contenidos de hierro total (Fe_2O_3) y CaO , acompañados con decrecimientos de TiO_2 y MnO pero sólo en las muestras más magnésicas ($\text{Mg} \# > 60$), mientras que los términos más evolucionados ($\text{ID} > 29$) presentan importantes incrementos en álcalis (K_2O y Na_2O), Al_2O_3 , TiO_2 y moderados en P_2O_5 .

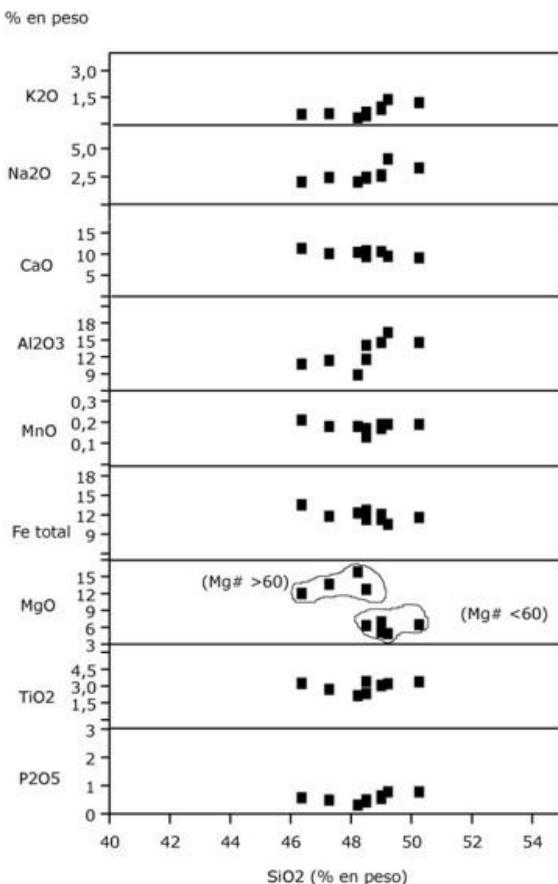


Fig. 5.3. Diagrama de variación de elementos mayores en lavas del edificio volcánico Garafía.

Estas divergencias se evidencian de forma más señalada en los diagramas de variación de las relaciones CaO/Al₂O₃, Fe₂O_{3t} y TiO₂, frente a los contenidos en MgO, (Fig. 5.4), en las que existe una clara divergencia entre las diferentes tipologías. Como se observa existe correlación positiva, aunque discontinua, entre la relación CaO/Al₂O₃ y el MgO, como reflejo de un proceso de fraccionamiento de clinopiroxenos en toda la secuencia. Por su parte los minerales férricos sólo presentan correlaciones positivas para valores de MgO < 8%, mientras que las variaciones en los contenidos en TiO₂ son poco notables, pero siempre por debajo del límite indicado, siendo incluso opuesta para contenidos de MgO mayores al 10%. En su conjunto ello respondería a la segregación predominante de óxidos de hierro, con un menor contenido en titanio, mientras que los clinopiroxenos presentan tendencia a la fraccionación a lo largo de toda la secuencia.

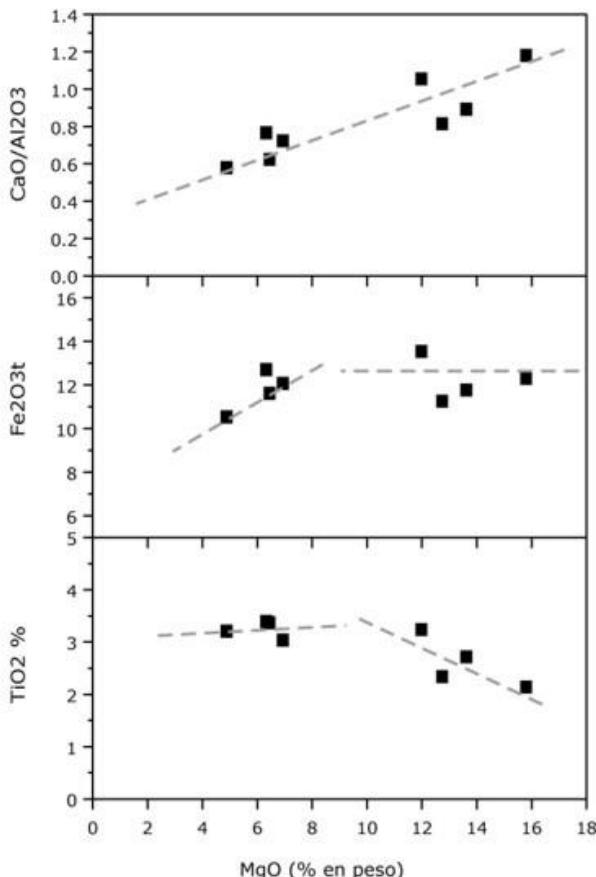


Fig. 5.4. Diagrama de variación de CaO/Al₂O₃ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO del edificio volcánico Garafia.

Los diagramas de variación de elementos menores respecto al MgO. (Fig.5.5), confirman la importante incidencia de la fraccionación de olivino y clinopiroxenos, que se refleja por la caída en los contenidos de Cr y Ni, por debajo del límite de contenido en MgO anteriormente señalado. Los restantes elementos menores, (Ba, Nb, Zr, Sr, Rb), incompatibles con estas fases minerales presentan claros incrementos en relación con los procesos de fraccionación, de olivinos clinopiroxenos y óxidos. La misma tendencia se observa con las variaciones de La y Ce, que sufren un cierto incremento, que afecta de forma sistemática a los contenidos en Tierras Raras, como se evidencia, en el diagrama de REE- normalizadas, (Fig. 5.6). Se observa un incremento de las concentraciones elementales, con un marcado paralelismo en toda la secuencia, en la que las relaciones más bajas ($\text{La/Yb} \sim 12$) se corresponden con los términos basálticos más primarios de la Galería de los Hombres, continuado por los materiales basálticos de la Galería de las Cuevas (La/Yb 16-20), mientras que los materiales traquibasálticos más diferenciados, ($\text{La/Yb}=24$), supondrían los términos más enriquecidos. Es de señalar que el rango de enriquecimiento más amplio corresponde al tramo superior de REE ligeras, ($\text{La/Sm } 2.7\text{-}5.3$), siendo más moderado en el tramo inferior de REE, ($\text{Sm/Yb } 4.4\text{-}4.6$), dentro de los límites establecidos para las tipologías del Edificio Volcánico de Garafía.

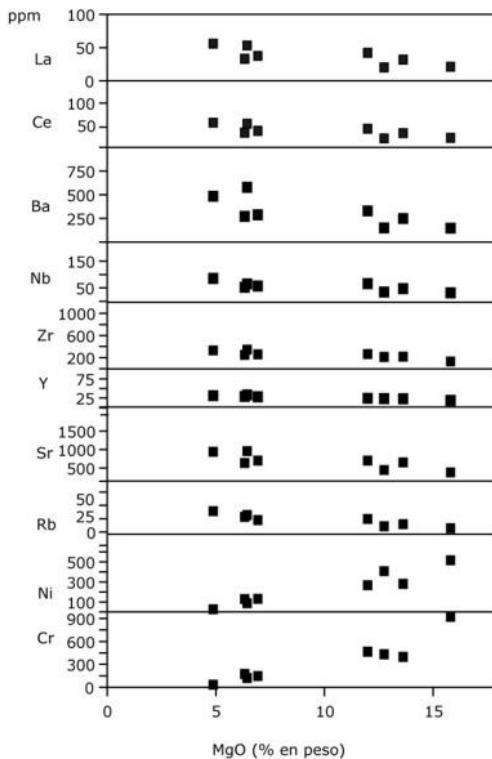


Fig. 5.5. Diagrama de variación de elementos menores del edificio volcánico Garafía

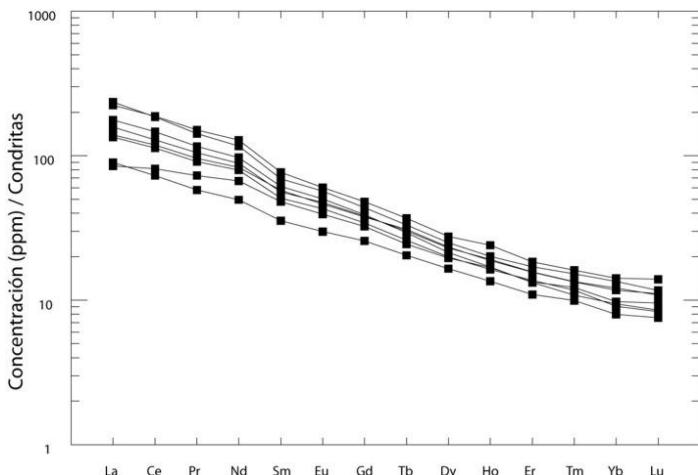


Fig. 5.6. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales del edificio volcánico Garafía

5.3. EDIFICIO VOLCÁNICO TABURIENTE

5.3.1. Taburiente Inferior: Petrología

5.3.1.1. Formaciones volcánicas (7-8).

Las formaciones lávicas que constituyen la **Unidad (8)**, del Taburiente Inferior, presentan diversos afloramientos que se encuadran en dos escenarios geológicos diversos que temporalmente corresponden a sucesivos estadios evolutivos post-colapso de la Caldera de Taburiente.

- Coladas basálticas sobre el aglomerado de la Caldera de Taburiente.
- Materiales lávicos post-colapso discordantes sobre el Edificio Garafía.

Formación volcánica asociada al borde de la Caldera de Taburiente. -Se caracteriza por la uniformidad petrológica de los materiales emitidos, que corresponden a coladas de **Basaltos olivínicos-piroxénicos** con intrusiones filonianas. Los materiales lávicos basálticos presentan texturas porfídicas con numerosos fenocristales maficos (50-60%) sobre una matriz microcristalina algo fluidal. Los fenocristales de olivino son subidiomorfos, con predominio de cristales alotriomorfos de mayor tamaño de bordes redondeados e incluso fracturados, sin que se observen alteraciones significativas. Los fenocristales de clinopiroxenos corresponden a augitas titaniferas de tonos pardo-amarillentos, en secciones idio-subidiomorfas y tamaños seriados, entre los que destacan algunos megacristales (~ 7 mm), presentando frecuentes zonados y maclas, y con la inclusión poiquilitica de cristales de olivino, e incluso de matriz, así como pequeños microcristales de plagioclasa. Los minerales opacos son relativamente escasos, se reducen a pequeñas

secciones aisladas y microcristales puntuales. La matriz microcristalina está constituida por abundantes listoncillos de plagioclasa, dispuestos de forma algo fluidal, que engloban bastoncillos de clinopiroxenos y microlitos opacos puntuales. Aun cuando la mineralogía primaria de la roca no presenta procesos de alteración significativos, sin embargo se observan numerosos procesos de rellenos de vacuolas por carbonatos y cloritas, reemplazamientos que en algunos casos afectan al interior de los fenocristales.

Los materiales filonianos que atraviesan esta formación, corresponden a basaltos olivínico-augíticos, con características litológicas semejantes a los materiales lávicos anteriormente descritos. Todos los cristales de olivino presentan procesos de iddingsitación/serpentinización que se extiende por la periferia e interior de los cristales. Algunas de las secciones de mayor tamaño, presentan aspecto xenomorfo, con bordes corroídos y algo oxidados. Las muestras han sufrido un proceso de serpentinización generalizado, que se hace más evidente en los cristales de olivino, y al igual que en las formaciones lávicas, se observa la presencia de vacuolas con rellenos de carbonatos, crecimientos radiales de clorita, escasas ceolitas y precipitaciones de hidróxidos de hierro. Ello es indicativo de la incidencia de procesos de transformaciones metasómáticas asociadas a la Caldera de Taburiente, que afectan a los materiales lávicos y filonianos del borde de la caldera.

Materiales lávicos discordantes sobre el Edificio Garafía.- Están representados por diferentes coladas basálticas que se apoyan discordantes sobre el Edificio Garafía. Sus afloramientos se sitúan alrededor de la Unidad (5), en el Pinar de Garafía, Montaña de los Pasos y los diferentes barrancos que se extienden hacia el norte y este de estas zonas. Del muestreo realizado se evidencia el carácter basáltico de todas estas formaciones, aun cuando puedan establecerse algunas diferencias texturales, que desde un punto de vista petrográfico las encuadra en las siguientes tipologías: **Basaltos piroxénico-olivínicos** y **Basaltos afíricos traquitoídes**.

Basaltos piroxénico-olivínicos con textura típicamente porfídica seriada y proporciones variables de minerales maficos (25-45%), sobre una matriz de micro a hipocristaliana algo vesicular. Los fenocristales de clinopiroxeno son cristales idio-subidiomorfos de augita titanifera de tamaños seriados, generalmente microzonados con ligero tono pardo-amarillento y bordes más oscuros algo pleocroicos rojizos. Los cristales de olivino, subordinados a los clinopiroxenos, son idio-subidiomorfos de superficies limpias, de menor tamaño que los fenocristales alotriomorfos de origen xenomorfo con frecuentes inclusiones y bordes corroídos. Los mesocristales de feldespato son escasos en secciones prismáticas aisladas, y microcristales más frecuentes que no llegan a constituir mesocristales. Los minerales opacos se presentan en pequeñas secciones de subidiomorfas a alotriomorfas normalmente dispersas por la matriz. Es frecuente la formación de microagregados cristalinos (~ 1 mm) constituidos por microcristales de clinopiroxeno, algunos formando rosetas, junto a cristales de olivino y opacos. La matriz microcristalina-intersetal, está constituida por un entramado de listoncillos de feldespato, bastoncillos de clinopiroxeno y opacos puntuales.

Aun cuando los procesos de alteración son escasos, no están totalmente ausentes, se limitan a la presencia de aureolas de oxidación-iddingsitación de los fenocristales de olivino, que en muchos casos originan infiltraciones según las líneas de exfoliación de las muestras, alteraciones relacionadas probablemente a procesos meteóricos.

La segunda tipología, **Basaltos afíricos traquitoídes**, está bien representada en los afloramientos occidentales del Pinar de Garafía (Mña Barbuda), y zonas más orientales de los Roques, Paso de La Hiedra al este, y otros afloramientos puntuales en el Barranco

Gallegos y Bco. Herradura.

Los términos afíricos más característicos presentan escasos fenocristales (<20%) sobre una matriz traquitoide. Los minerales maficos se reducen a mesocristales de augita en secciones subidiomorfas de tono pardo-amarillento, y a cristales de olivino en pequeñas secciones de subidiomorfas a alotriomorfas, quedando los minerales opacos restringidos a microcristales aislados subidiomorfos. Los minerales feldespáticos se presentan en microfenocristales tabulares algunos zonados y maclados, siendo frecuentes los minerales accesorios como apatito en microcristales tabulares o basales. La matriz de tipo traquítico, es microcristalina poco vacuolar y está constituida por micro-listoncillos de feldespato orientados según la dirección de flujo, en cuyo entramado se incluyen microlitos de clinopiroxenos y minerales opacos puntuales con pequeños restos de oxidación. Una variante de esta tipología la constituyen los términos más félscicos, con micro-fenocristales de plagioclasa (-23%) en pequeñas secciones prismáticas con desarrollo de macras polisintéticas y minerales maficos subordinados.

5.3.2. Taburiente Inferior. Geoquímica

Esta unidad se caracteriza por un predominio de los materiales de composición basáltica, aun cuando presenta una mayor diferenciación que los materiales lávicos de la Unidad Garafia.

Los datos analíticos (Tabla 5.2), comprenden las diferentes tipologías establecidas petrólogicamente, y a los materiales filonianos asociados a esta unidad en el borde de la Caldera.

Su clasificación geoquímica se presenta en el diagrama TAS (Fig. 5.7) en la que se observa el carácter predominante basáltico de los materiales lávicos y filonianos, con marcada diversidad hacia términos traquibasálticos. Destaca en algunas muestras los bajos contenidos en SiO_2 lo que las aproxima al campo basanítico.

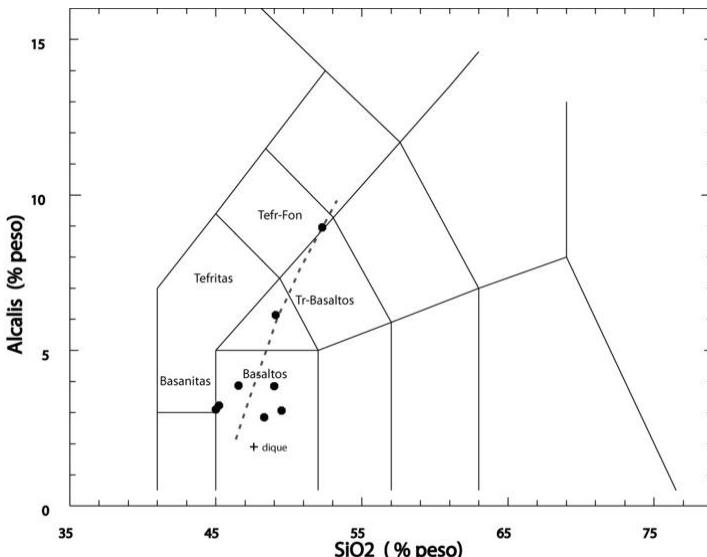


Fig. 5.7.- Diagrama T.A.S. del edificio volcánico Taburiente Inferior.

Los materiales lávicos más primarios estarían representados por Basaltos piroxénicos-olivínicos de la parte inferior del Barranco de los Hombres y del Barranco de los Franceses, siendo materiales poco diferenciados con valores de ID=(23-26) y Mg# (68-63). Los términos basálticos algo más evolucionados estarían representados por basaltos afíricos, con valores de índice ID=(30-31) y Mg# (50-51), algo alejados de los anteriormente considerados como primarios. Siguiendo una posible pauta evolutiva se presentan los traquibasaltos de la cabecera del Barranco de los Franceses y los del Barranco de los Gallegos, algunos de cuyos términos afíricos traquitoídes se aproximan geoquímicamente al campo de las tefritas máficas. Estas tipologías traquibásalticas se caracterizan por elevados índices de diferenciación (ID=47-60) y bajos valores de Mg# (40-37), por lo que supondrían los términos más diferenciados de la unidad Taburiente inferior. En lo que respecta a los materiales filonianos, corresponden a basaltos olivínicos-piroxénicos de carácter relativamente primario (Mg# 62) con bajos índices de diferenciación (ID=20).

En el diagrama AFM, (Fig. 5.8), se presenta una posible secuencia evolutiva, desde los primeros estadios con términos basálticos más primarios, que se caracterizan por bajas relaciones de F/M, que se incrementan hacia los términos basálticos más evolucionados, sin que estas variaciones supongan incrementos significativos de la alcalinidad. Los siguientes estadios hacia los términos traquibásalticos/tefríticos suponen un incremento notable de la alcalinidad en detrimento de los componentes ferromagnesianos.

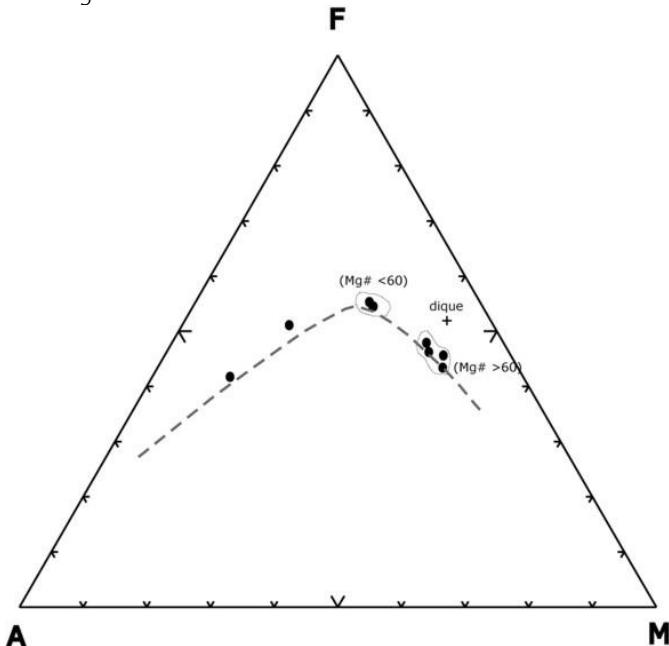


Fig. 5.8. Diagrama A.F.M. del edificio volcánico Taburiente inferior.

Este comportamiento evolutivo se refleja en los diagramas de variación de los elementos mayores y menores, aun cuando las pautas de comportamiento difieren entre términos próximos al límite basanítico y los basálticos que tienden a agruparse de forma más definida con los términos más

evolucionados. La confrontación de los elementos mayoritarios respecto a los contenidos en SiO_2 , (Fig. 5.9) pone de manifiesto una tendencia negativa en los contenidos de elementos ferromagnesianos, TiO_2 y CaO , mientras que tienden a incrementarse los contenidos en álcalis (K_2O y Na_2O), Al_2O_3 y algo más moderadamente en P_2O_5 y MnO , destacando la falta de correspondencia entre los contenidos de MgO y los valores de SiO_2 .

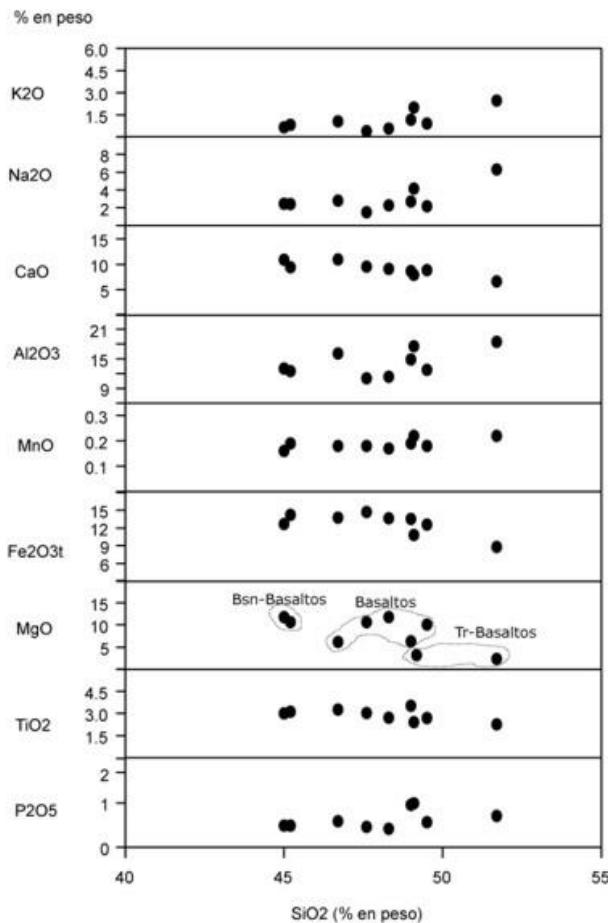


Fig. 5.9. Diagrama de variación de elementos mayores en lavas del edificio volcánico Taburiente Inferior.

La variación de las relaciones $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, Fe_2O_3 y TiO_2 , frente a los contenidos en MgO , (Fig. 5.10) señala un claro agrupamiento de las diferentes tipologías, como ya se señalaba en el diagrama AFM. Como se observa existe correlación positiva entre la relación $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y el MgO , como reflejo de un proceso de fraccionación de clinopiroxenos en

toda la secuencia. Los óxidos férricos-titaníferos presentan cierto paralelismo, en correspondencia con la fraccionación de óxidos de Fe-Ti para contenidos de MgO menores al 6 %.

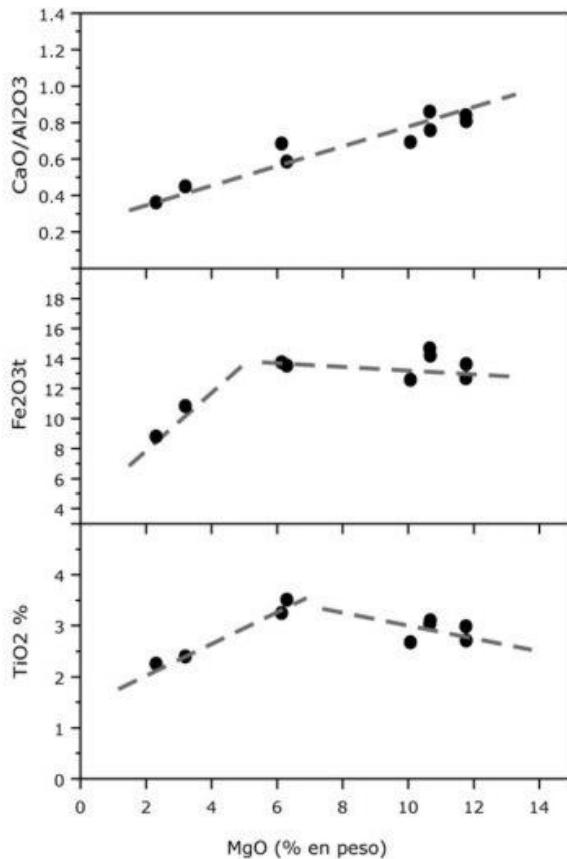


Fig. 5.10. Diagrama de variación de las relaciones CaO/Al₂O₃, y de elementos ferromagnesianos frente al contenido en MgO del Edificio volcánico Taburiente inferior

Los diagramas de variación de elementos menores respecto al MgO, (Fig.5.11), confirman la importante incidencia de la fraccionación de olivino y clinopiroxenos, como se refleja por la caída en los contenidos de Cr y Ni, por debajo del límite (MgO< 6%) anteriormente señalado. Los restantes elementos menores, (Ba, Nb, Zr, Sr, Rb), típicamente incompatibles con estas fases minerales presentan claros incrementos en relación con los procesos de fraccionación de olivinos, clinopiroxenos y óxidos, proceso que conlleva asimismo incrementos de La y Ce.

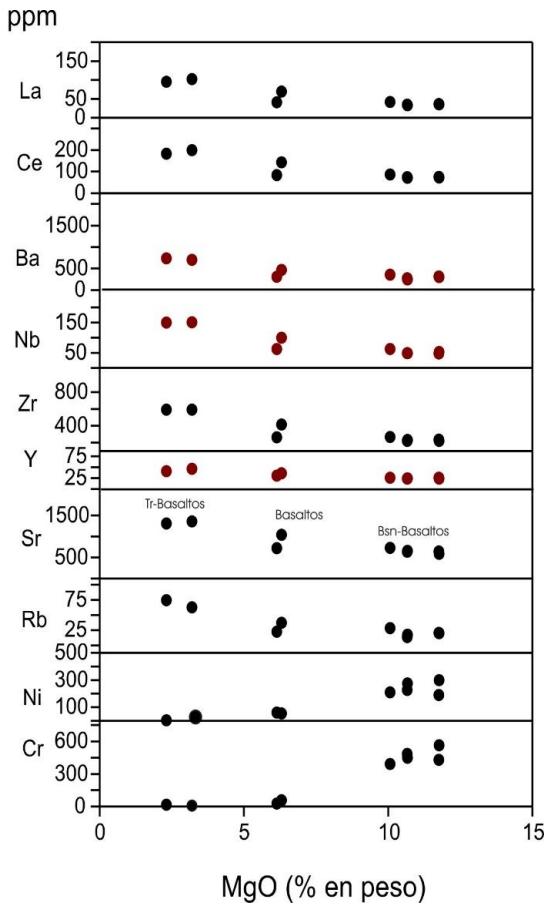


Fig. 5.11. Diagrama de variación de elementos menores frente al MgO del Edificio Volcánico Taburiente inferior

Estos enriquecimientos afectan de forma sistemática a los contenidos en Tierras Raras, como se observa en el diagrama de REE-normalizadas, (Fig. 5.12). Destaca una tendencia subparalela, con clara separación desde los términos basaníticos-basálticos, respecto a los términos traquibasálticos más evolucionados, pero con ausencia de anomalías significativas. Los términos menos enriquecidos ($\text{La/Yb}=17$), corresponden a basaltos "basaníticos" poco diferenciados ($\text{ID}=24$), que contrastan con los valores de relación ($\text{La/Yb}=31$) de los materiales traquibasálticos más diferenciados. Estos incrementos son siempre notables pero afectan de forma más evidente al tramo superior de las Tierras Raras ligeras ($\text{La/Sm}=4.3-6.4$) en relación con las Tierras Raras pesadas ($\text{Sm/Yb}=4.0-4.9$), en el rango de las tipologías previamente establecidas para la unidad Taburiente Inferior.

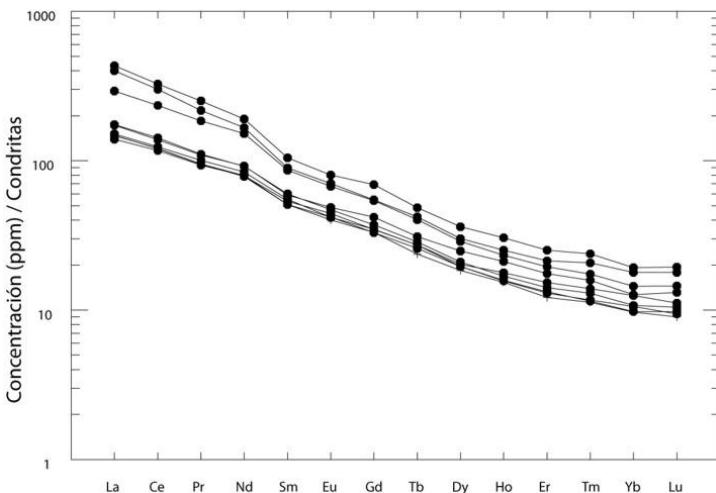


Fig. 5.12. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales del edificio volcánico Taburiente inferior.

5.3.3. Taburiente Superior: Petrología

5.3.3.1. Lavas basálticas (11).

Los materiales lávicos que constituyen el escudo volcánico Taburiente superior, Unidad 11, cubren la mayor parte del norte de la Isla de La Palma, estando solamente limitados por la Caldera de Taburiente y las formaciones volcánicas de Garafía. El muestreo efectuado de las diferentes formaciones lávicas, pone en evidencia el carácter basáltico predominante de la unidad, aun cuando petrológicamente puedan establecerse importantes diferencias mineralógicas y texturales que petrológicamente las encuadran en las siguientes tipologías: Basaltos olivínicos-piroxénicos, Basaltos olivínicos-piroxénicos-plagioclásicos, Basaltos anfibólicos y Tefritas haüynicas.

Basaltos olivínicos-piroxénicos, son los que presentan mayor distribución espacial, se caracterizan por su típica textura porfídica seriada con numerosos fenocristales (40-55%) sobre una matriz microcristalina intersertal. Los fenocristales de olivino, algunos idio-subidiomorfos, en frecuentemente cristales alotriomorfos de aspecto xenomorfo, con microfracturas y golfs de corrosión. Los fenocristales de clinopiroxeno son mayoritarios respecto a los cristales de olivino, corresponden a cristales de augita en secciones idio-subidiomorfas de colores amarillo pálido y bordes más oscuros titaníferos, algunos de gran tamaño (> 6 mm) y otros en secciones alotriomorfas de tamaños seriados. En las secciones basales se observan microzonados, con frecuente presencia de golfs de corrosión y con inclusiones de cristales subredondeados de olivino. Los minerales opacos forman pequeñas secciones subidiomorfas aisladas y otras alotriomorfas con bordes dendríticos de corrosión. La matriz de la roca es poco vesicular, generalmente máfica con incipientes microlitos de feldespato, bastoncillos de clinopiroxenos y opacos puntuales muy frecuentes. En algunos casos se observa dentro de la matriz algunos puntos rojizos como

resultado de procesos de oxidación de microcristales de olivino.

Basaltos olívílico-piroxénicos con plagioclasa. Son una variante de la tipología anteriormente indicada, aun cuando el desarrollo de los fenocristales feldespáticos es significativo. Presentan la típica textura porfídica con fenocristales que varían del 35%-43% sobre una matriz microcristalina intersertal. Los cristales de olivino se presentan en secciones idio-subidiomorfas con escasas alteraciones, y fenocristales de augita titanífera, en secciones idio-subidiomorfas macladas y microzonadas de color pardo-amarillento con bordes más oscuros visibles en las secciones zonadas. Los fenocristales de plagioclasa se presentan en cristales prismáticos, formando maclas de albite-karlsbad y en otras secciones de mayor tamaño, subidiomorfas zonadas con núcleos que incluyen clinopiroxenos y opacos. Los minerales opacos, relativamente frecuentes, se presentan en secciones idio-subidiomorfas aisladas, de pequeño tamaño, y en parte corroídas. Es frecuente la tendencia a la formación de glomérulos constituidos por feldespatos y clinopiroxenos, a los que se asocian minerales opacos y algún cristal de olivino. La matriz poco vacuolar es frecuentemente casi holocrystalina, está constituida por microcristales tabulares de plagioclasa y listoncillos de feldespato que forman un entramado que encierran microcristales de clinopiroxeno augítico y opacos puntuales.

Algunas de estas tipologías basálticas porfídicas olívicas-piroxénicas, podrían encuadrarse dentro de la terminología de "**basaltos picroíticos**", por el elevado contenido en fenocristales (~67%) algunos de gran tamaño (>5mm), lo que confieren a la muestra un aspecto acumulativo. Los fenocristales de olivino varían de subidiomorfos a alotriomorfos siendo estos más abundantes y de mayor tamaño, con bordes subredondeados y algo microfracturados pero sin que se observen procesos de alteración. Los fenocristales de clinopiroxeno son augitas con cierto subidiomorfismo, llegando a constituir megacristales. Las secciones presentan ligero colorido amarillo dorado a pardo con ligero pleocroismo pardo y bordes más oscuros en los cristales microzonados. El carácter acumulativo se hace patente por el desarrollo de cristales máficos sin casi matriz intercristalina. Los minerales opacos con frecuentes golpes de corrosión, en manchas aisladas y microcristales incluidos en los cristales de clinopiroxeno.

En contraposición con esta tipología de carácter acumulativo es muy frecuente la presencia de **Basaltos africanos**, aflorantes en diversos puntos de Cumbre Nueva y zona occidental, en la Hoja de Pino de La Virgen. Texturalmente presentan escasos fenocristales y su matriz varía de hipocrystalina máfica a microcristalina felsítica, diferencias algunas veces más de tipo textural que composicional, ya que es frecuente la presencia de tipologías con características texturales intermedias.

Basaltos africanos máficos presentan escasos fenocristales (<20%) sobre una matriz hipocrystalina. Destacan mesocristales alotriomorfos de olivino en secciones con ligero borde de oxidación, y pequeños cristales alotriomorfos de augita, destacando algún fenocristal xenomorfo de anfíbol con fuertes aureolas de reacción. Los minerales opacos, se presentan en microcristales subidiomorfos a alotriomorfos o formando pequeños agregados. La matriz algo vesicular es microcristalina, constituida por escasos microlitos feldespáticos, en cuyo entramado se desarrollan clinopiroxenos y opacos puntuales.

Basaltos africanos traquitoides, presentan asimismo escasos fenocristales que suponen (<17%) de la roca. Estos se reducen a pequeños cristales de feldespato en secciones tabulares algunas macladas, microcristales de augita, escasos o ausentes cristales de olivino y minerales opacos idio-subidiomorfos. La matriz predominante es microcristalina poco vacuolar, constituida por numerosos listoncillos de feldespato (~ 47%) que forman un entramado de microcristales con flujo grosero. En este entramado se observan algunos

bastoncillos de clinopiroxeno, opacos subidiomorfos puntuales, cristales de apatito y microcristales de olivino parcialmente oxidados. Los términos más diferenciados dentro de esta tipología, **Basaltos aáficos felsíticos**, se caracterizan por el predominio de fenocristales de feldespato (~20 %), con escasa presencia de minerales máficos: clinopixenos y opacos. Los fenocristales de plagioclasa se presentan bien con hábito tabular maclados polisintéticamente o en secciones alotriomorfas zonadas, pero siempre formando pequeños glomérulos feldespáticos. Los cristales de clinopiroxeno son augíticos, en secciones subidiomorfas de tonos pardo-amarillentos y bordes algo más oscuros. Los minerales opacos son cuadrangulares o rómbicos bastante idiomorfos en secciones normalmente asociados a los cristales de augita y plagioclasa. La matriz está constituida por listoncillos de feldespato que forman un fino entramado en el que se desarrollan pequeños listoncillos de clinopiroxenos y opacos. En este entramado se observa la presencia de pequeñas secciones de minerales rojizos oxidados que podrían corresponder a olivinos alterados. En algunas zonas intercristalinas de la matriz se observan procesos de desvitrificación incipientes que no llegan a constituir fases minerales identificables.

Basaltos anfibólicos, están constituidos por fenocristales (~35%), de clinopiroxeno, anfíboles y minerales opacos, con textura porfídica seriada sobre una matriz microcristalina fluidal. Los fenocristales de clinopiroxenos, son augitas idio-subidiomorfas con ligero pleocroísmo pardo- amarillento algo rosados en coexistencia con cristales microzonados de núcleos verdosos egirínicos. Los fenocristales de anfíbol, varían de subidiomorfos a alotriomorfos, con algunas secciones macladas y fuerte pleocroísmo de amarillo-dorado a rojizo. Sistemáticamente presentan aureolas de reacción-reabsorción, siendo este proceso a veces total con la formación de seudomorfos. Los minerales opacos, relativamente frecuentes, forman pequeñas secciones algunas subidiomorfas con golbos de corrosión. Es frecuente que los minerales máficos tiendan a formar agregados y asociaciones microcristalinas, con la presencia de cristales de apatito en secciones prismáticas y basales. La matriz presenta algunos cristales tabulares de plagioclasa maclados, en cuyo entramado se observan pequeños listoncillos de feldespato, bastoncillos de clinopiroxeno y opacos puntuales.

Tefritas haüynicas máficas, presentan escasos afloramientos en esta unidad, y sus características petrológicas son semejantes a las de los basaltos anfibólicos. Predominan las texturas porfídicas con fenocristales de anfíbol, algunos clinopiroxenos y opacos, así como cristales de haüyna sobre una matriz hipocristalina. Los fenocristales de anfíbol (kaersutitas), presentan secciones subidiomorfas de pleocroísmo pardo-rojizo y total ausencia de procesos de oxidación. Los cristales de clinopiroxeno son más escasos, se presentan en secciones subidiomorfas de tonos pálidos y con escasos procesos de corrosión. Los minerales opacos, forman pequeñas secciones subidiomorfas, algunas poligonales, cristalizan asociadas a otros minerales máficos o formando pequeños agregados. Los microfenocristales de feldespatoídes, son secciones de haüyna de tonos azulados y frecuentes aureolas de alteración. Prácticamente no se observan fenocristales de feldespato (<1 %), que se reducen a microcristales aislados que llegan a confundirse con los de la matriz, y microcristales de apatito como minerales accesorios. La matriz algo vacuolar está constituida por algunos listoncillos de feldespato, microcristales de clinopiroxeno y opacos puntuales. En los espacios intercristalinos, y como rellenos de vacuolas, se observa la cristalización de ceolitas, algunas con estructuras radiales.

Se evidencian posibles procesos de mezcla reflejados por discontinuidades texturales de la matriz, con zonas más oscuras y vítreas, rodeadas por otras zonas claras de mayor cristalinidad, "procesos de mezcla" más evidentes en los basaltos piroxénicos-anfibólicos.

En general los procesos de alteración que afectan a los materiales lávicos del Taburiente superior, no están extendidos de forma generalizada. Localmente algunos basaltos olivínicos-piroxénicos vacuolares, presentan procesos de oxidación iddingsitación de los cristales de olivino, a veces bastante extendidos que pueden afectar hasta el 4% de la roca, pero sólo en forma de cercos externos de oxidación y con mayor desarrollo en los microcristales de olivino de la matriz. En otros casos, como en los afloramientos basálticos de La Fajana al norte de Barlovento, los procesos de alteraciones no afectan a los minerales primarios, pero los materiales lávicos sí están afectados por infiltraciones externas de carbonatos y minerales de hierro, que dan lugar a vacuolas llenas de carbonato cálcico y de minerales ferruginosos.

5.3.4. Taburiente Superior. Geoquímica (11)

En correspondencia con las tipologías anteriormente indicadas, los materiales lávicos de esta unidad presentan una importante diversidad composicional, *lavas basálticas* (Tabla 5.3) y *lavas terminales diferenciadas* (Tabla 5.4). En esta hoja sólo están representados los términos basálticos.

La proyección en el diagrama TAS (Fig. 5.13) de los datos analíticos, evidencian esta diversidad composicional con las siguientes tipologías: Basanitas, Basaltos y Traquibasaltos, (Unidad-11) y las lavas terminales más diferenciadas: Fonolitas -Tefríticas correspondientes a la Unidad-13.

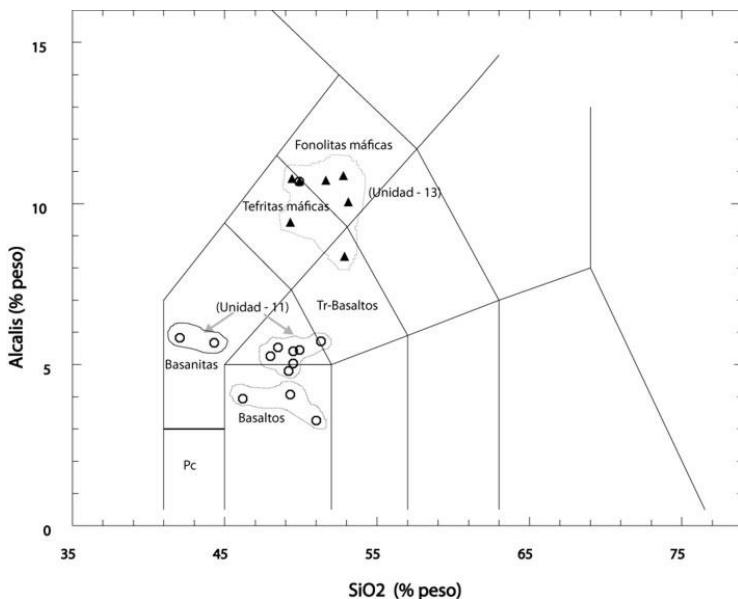


Fig. 5.13. Diagrama TAS del Edificio volcánico Taburiente superior

Los materiales basálticos y traquibasálticos del Edificio Taburiente superior tienden a presentar cierto agrupamiento en correspondencia con amplias zonas de yacimiento,

mientras que los términos basaníticos están restringidos a los afloramientos de basaltos afíricos máficos del extremo norte del "Rift" de Puntagorda-Garafía. Se caracterizan por presentar un marcado grado de subsaturación pero con valores de diferenciación medios ($ID=31-40$) y bajos contenidos de Mg# (53-46), lo que no apoya su carácter primario.

Los términos típicamente basálticos se centran en la zona oriental del Edificio Taburiente, siendo los Basaltos olivínico-piroxénicos los que presentan carácter relativamente primario con ($ID=26$ y Mg# 64), seguidos por los Basaltos augíticos algo más evolucionados. Sin embargo los términos predominantes en el Edificio Taburiente superior son de tipo traquibasáltico, grupo que engloba tipologías diversas: Basaltos afaníticos olivínico-piroxénicos (algunos con plagioclasa) y Basaltos afíricos traquitoídes felsíticos. Geoquímicamente al primer grupo corresponden materiales lávicos con valores de diferenciación medios ($ID=31-41$), mientras que en el segundo estos valores se incrementan ($ID> 41$). En general existe en esta unidad una mayor tendencia al predominio de materiales más diferenciados que en la unidad Taburiente inferior, como se evidencia por la escasa presencia de términos que puedan considerarse como primarios. Los materiales del Pico de Las Nieves se proyectan en el campo traquibasáltico próximo a las traquitas máficas, con mayores valores relativos de Nº de magnesio (Mg# 42-39). El resto de los afloramientos presentan cierta diversificación geoquímica, siendo los términos menos alcalinos las Tefritas máficas del Roque, mientras que los términos más extremos de tipo Fonolítico máfico, como los afloramientos de La Somada y en particular los del Pico de La Sabina que presentan los mayores índices de diferenciación ($ID=67-70$) y supondrían los materiales más evolucionados de la unidad Taburiente superior.

Desde un punto de vista evolutivo, en el diagrama AFM, (Fig. 5.14), se observa que los materiales lávicos de esta unidad (11) así como de la unidad 13 (aunque no aflora en esta hoja), corresponden respectivamente a términos intermedios y casi finales de una secuencia alcalina, quedando ambas unidades perfectamente delimitadas. Los términos iniciales de la secuencia corresponderían a Basaltos menos diferenciados, con bajos valores de F/M y baja alcalinidad ($IAlc\sim 1.34$), valores que se incrementan hacia basaltos algo más evolucionados en proximidad con los materiales traquibasálticos, que presentan mayores relaciones de F/M y de alcalinidad ($IAlc=1.42$). La evolución hacia materiales traquibasálticos más diferenciados, supone un incremento notable de la alcalinidad ($IAlc=1.61$), en detrimento de los contenidos ferromagnesianos. Las lavas terminales más diferenciadas de la unidad-13, presentan en este diagrama una secuencia progresiva casi lineal, desde términos relativamente máficos ($ID\sim 59$) hasta los más alcalinos ($IAlc\sim 2.4$) con valores de diferenciación máximos ($ID\sim 70$).

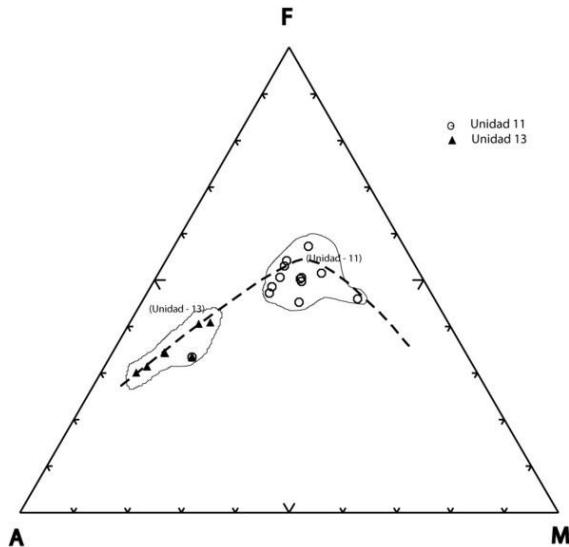


Fig. 5.14. Diagrama AFM del Edificio volcánico Taburiente superior.

Estas características se reflejan asimismo en los diagramas de variación de los elementos mayoritarios frente a los contenidos en SiO_2 , (Fig. 5.15). Como se observa la diversidad composicional entre los términos basaníticos-basálticos y los más evolucionados, traquibasaltos presentan una importante dispersión, mientras que los términos tefritas-fonolitas máficas presentan un solapamiento de algunos elementos. En su conjunto se observa una disminución en los contenidos en MgO , desde los términos basaníticos hacia los fonolíticos, que se corresponden asimismo con los de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$, TiO_2 , CaO y P_2O_5 , que se hace más acusado en los términos más diferenciados. En contraposición se observan incrementos notables de álcalis (K_2O y Na_2O) y Al_2O_3 fundamentalmente en las tefritas-fonolitas, tendencias no evidenciadas en los términos basaníticos y basálticos.

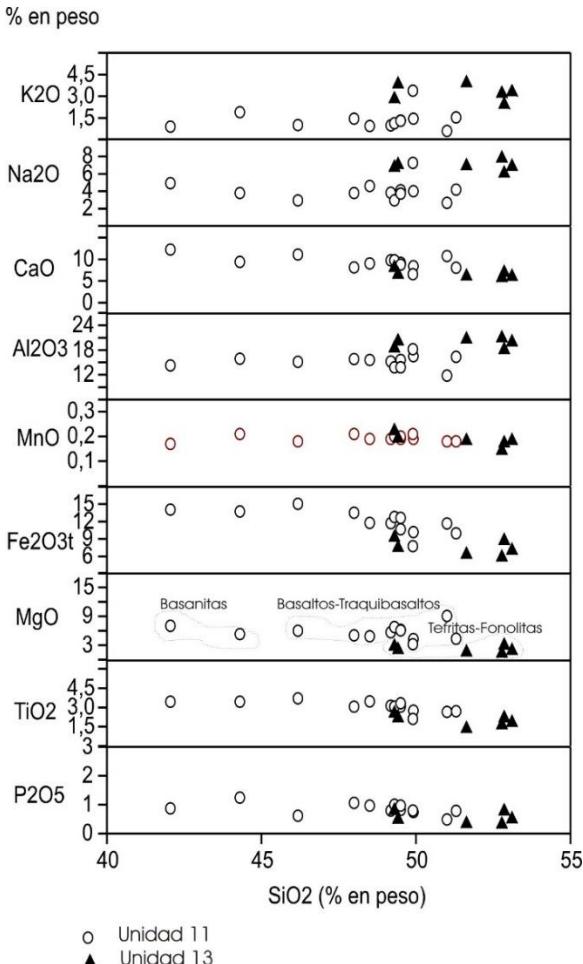


Fig. 5.15. Diagrama de variación de elementos mayores del Edif. Taburiente sup.

Las variaciones elementales y de solapamiento anteriormente observadas, evidencian que en el proceso evolutivo observado inciden además de los notables incrementos de SiO_2 , variaciones importantes en los contenidos en MgO , como reflejo de procesos de fraccionación que son básicamente condicionantes de las variaciones que afectan a la secuencia volcánica.

En este sentido es significativa la variación de las relaciones $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, Fe_2O_3 y TiO_2 , frente a los contenidos en MgO , (Fig. 5.16), valores relativamente bajos si se comparan con los determinados para el Edificio Garafía y para el Taburiente Inferior. Prácticamente las concentraciones de MgO son inferiores al 8%, y presentan una marcada correlación positiva respecto a la relación $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, como reflejo de un proceso de fraccionación casi

continuo de clinopiroxenos en toda la secuencia. Los óxidos férricos-titaníferos presentan asimismo marcado paralelismo, en correspondencia con la fraccionación de óxidos de Fe-Ti, en relación con los contenidos de MgO, para valores siempre menores al 8 %.

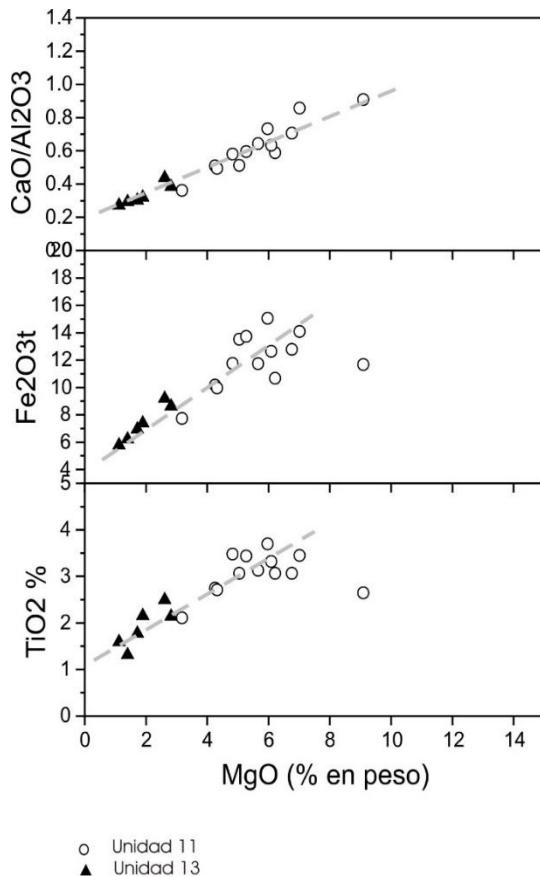


Fig. 5.16. Diagrama de variación de las relaciones CaO/Al₂O₃ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO del Edificio volcánico Taburiente superior.

Estas premisas se corresponden con las variaciones de los elementos menores respecto al MgO, (Fig. 5.17). Se evidencian concentraciones relativamente bajas de Cr y Ni, como es lógico en materiales lávicos en general bastante diferenciados. Sin embargo, aunque de forma poco pronunciada, se evidencia la fraccionación de olivinos y clinopiroxenos hacia las lavas terminales diferenciadas que constituyen el final de la secuencia. Como es típico este proceso conlleva un enriquecimiento de los elementos menores más incompatibles con estas fases minerales (Ba, Nb, Sr, Zr, Rb), que en algunos casos como el Zr, pueden ser

afectados por la cristalización / separación de fases minerales como los anfíboles en los términos tefríticos-fonolíticos. El proceso de fraccionamiento afecta asimismo a los contenidos en La y Ce, que experimentan moderados enriquecimientos.

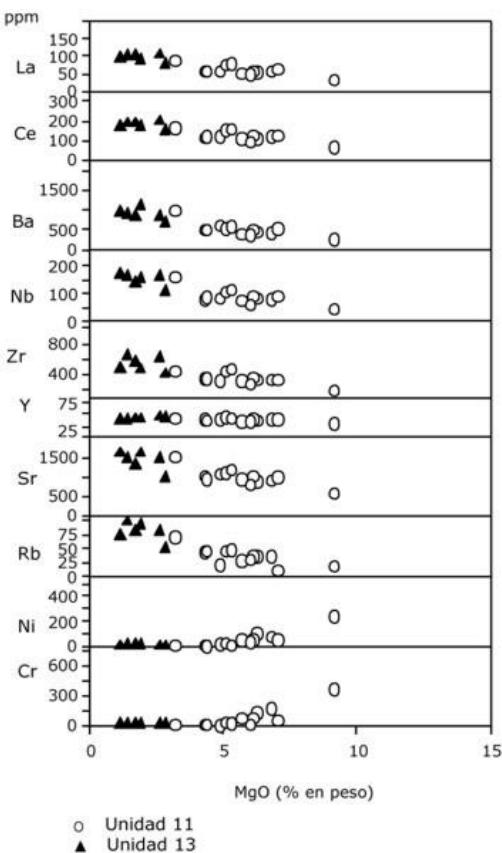


Fig. 5.17. Diagrama de variación de elementos menores del Edificio volcánico Taburiente superior

Estos incrementos relativos afectan asimismo a todo el contenido en Tierras Raras del Edificio Taburiente superior, como se evidencia en los diagramas REE normalizados (Fig. 5.18), correspondientes a las coladas basálticas (Unidad 11) y lavas terminales diferenciadas (Unidad 13, esta unidad no llega a aflorar en esta hoja). Ambas secuencias presentan tendencias de variación sólo coincidentes en el contenido en REE medias, con incrementos progresivos subparalelos y con ausencia de anomalías significativas, (por ej. de Eu), pero difieren por un mayor enriquecimiento en REE ligeras, en el tramo La-Nd, y relativas tendencias positivas en los contenidos en REE pesadas (Yb-Lu). El mayor rango de

variación se observa en los materiales basálticos, mientras que existe una mayor homogeneidad de valores elementales en las lavas tefri-fonolíticas. En el diagrama correspondiente a las coladas basálticas (Fig.5.18 a), destacan por sus bajas relaciones ($\text{La/Yb} \sim 20$), los basaltos más primarios ($\text{Mg\#} 63$), claramente separados de los materiales lávicos más diferenciados ($\text{ID}>30$), que presentan rangos de enriquecimiento progresivo desde los materiales basálticos con relaciones ($\text{La/Yb} 22-23$), hacia los materiales traquibasálticos, ($\text{La/Yb} 24-31$), y extremos de ($\text{La/Yb}-36$) en las tefritas haüynicas del Bco. del Jurado. Las lavas terminales diferenciadas presentan un rango de variación más cerrado, (Fig.5.18-b) con valores de enriquecimiento ($\text{La/Yb} -25$) en los términos traquibasálticos del Pico de Las Nieves, y valores extremos ($\text{La/Yb}-37$) en las fonolitas del Pico de La Sabina. Las diferencias más significativas en los factores de enriquecimiento se centran en las Tierras Raras ligeras, relativamente más elevados en las lavas terminales diferenciadas.

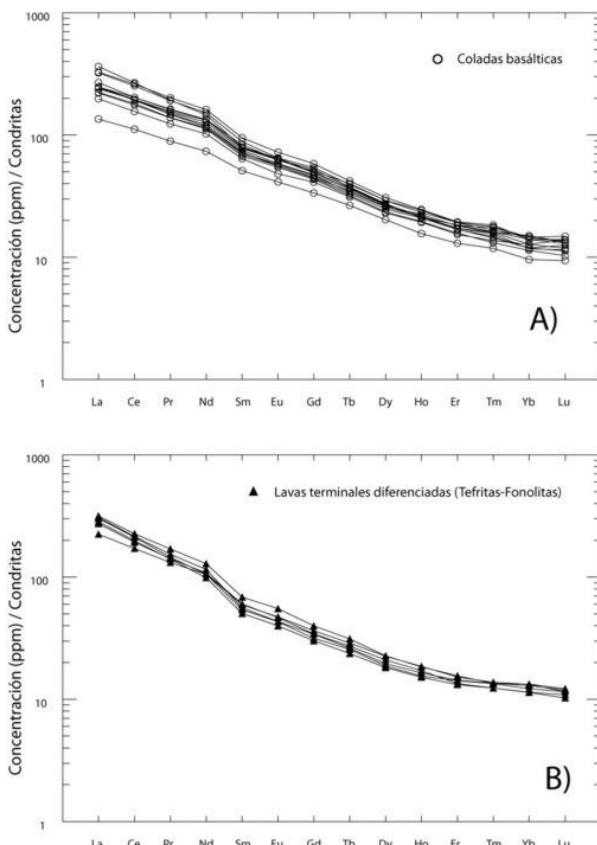


Fig. 5.18. Concentraciones de REE normalizadas-condritas del Edificio Volcánico Taburiente superior.

En su conjunto los valores de enriquecimiento obtenidos para los materiales lávicos del Taburiente superior evidencian un continuismo-solapamiento de las concentraciones en Tierras Raras de ambas unidades, lo cual es coincidente con las observaciones anteriormente señaladas para las variaciones de elementos mayoritarios y trazas.

Un aspecto a señalar es que las lavas terminales tefri-fonolíticas presentan características petrográficas y geoquímicas de componentes mayoritarios, que se asemejan a las observadas en los domos fonolíticos intrusivos del "Rift" de Cumbre Vieja, pero existen importantes diferencias tanto en lo que respecta a las condiciones de yacimiento, como a los factores de enriquecimiento en Tierras Raras, muy inferiores en las lavas terminales del Taburiente superior, así como la ausencia de señaladas anomalías en relaciones elementales, como U/Th, observadas en las Fonolitas de Cumbre Vieja.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica del Escudo Volcánico del Norte de La Palma (EVN) está mejor representada en las vecinas hojas del sur (1083-III y 1083-IV). Ya que en esta aquí estudiada, sólo aparecen las formaciones subaéreas. No obstante, a lo largo de esta Memoria se han descrito las diferentes fases y formaciones afectadas. Como resumen de esta historia geológica se pueden señalar las siguientes etapas:

1. Durante el Plioceno se levanta en el extremo occidental del Archipiélago Canario un edificio o monte submarino, que fue intensamente intruido por diques y plutones de basaltos, traquitas, sienitas y gabros, configurando una densísima red filoniana.
2. Levantamiento y basculamiento 45°-50° al SO de este edificio submarino por efecto de la intensa intrusión magmática y filoniana. Este proceso resultó en la elevación del monte submarino hasta cotas de 1500 m, levantamiento que pudo llegar a alcanzar una altura de unos 2000 m sobre el nivel del mar. Esta fase tectónica debió continuar y ser en buena parte consecuencia del volcanismo subaéreo en las etapas iniciales de construcción subaérea de la isla.
3. Periodo de quiescencia y erosión del edificio submarino emergido. La erosión marina y las explosiones hidromagmáticas dificultarían la consolidación y progresión del volcanismo subaéreo en las fases iniciales de la emersión, lo que explica la abundancia de materiales volcanoclásticos y freatomagmáticos en la base del edificio subaéreo.
4. La consolidación definitiva y progresión de la construcción de la isla se hace en discordancia angular y erosiva sobre el basamento submarino a partir de 1.77 Ma. No se ha encontrado en superficie o en galerías lavas de polaridad normal correspondientes al evento Olduvai (1.77-1.80 Ma), por lo que es muy posible que el volcanismo subaéreo de La Palma corresponda en su integridad al Cuaternario.
5. La actividad volcánica subaérea configura un escudo volcánico, formado por la superposición de varios edificios volcánicos aproximadamente concéntricos entre sí y con el basamento submarino. Esta actividad persiste, de forma muy continuada, desde 1.77 hasta al menos 0.41 Ma, trasladándose posteriormente hacia el sur de la isla y quedando el Escudo Volcánico Norte definitivamente inactivo.
6. La construcción del Escudo Volcánico Norte tiene una primera etapa, desde 1.77 a 1.20 Ma, en que se construye un aparato volcánico —el edificio volcánico Garafía—formado por lavas poco diferenciadas, predominantemente basálticas (con abundancia de lavas "pahoehoe"), con una altura de 2.500-3.000 m, y flancos de pendientes muy acusadas en la parte central y más suaves en las costas, donde se debieron formar amplias plataformas

costeras.

7. El rápido crecimiento del edificio Garafía lo hace progresivamente inestable. Hace aproximadamente 1.20 Ma se rebasó el límite de estabilidad, produciéndose un deslizamiento gravitatorio del flanco meridional del edificio.

8. La actividad eruptiva que siguió al deslizamiento comienza rellenando la depresión de deslizamiento, levantando un nuevo edificio volcánico —El edificio volcánico Taburiente—, que se apoya sobre una clara discordancia producto del deslizamiento. Es muy posible que la actividad volcánica creara centros de emisión dispersos en los flancos del edificio volcánico Garafía, fuera del ámbito de la depresión de deslizamiento.

9. El relleno de la depresión por las lavas del Taburiente acaba conformando un apilamiento de lavas horizontales, al remansarse contra la cabecera del escarpe de deslizamiento. Este apilamiento de varios centenares de metros forma una meseta colgada en el centro del escudo volcánico.

10. La cuenca de deslizamiento quedó completamente rellenada hace unos 0.89 Ma, edad de las primeras lavas en desbordarla. A partir de esa época se sigue construyendo el nuevo aparato volcánico con centros dispersos en todo el ámbito del escudo volcánico.

11. Coinciendo aproximadamente con el límite Matuyama/Brunhes (0.78 Ma) se produce una importante reorganización del edificio volcánico Taburiente. Los centros de emisión se concentran progresivamente en tres "rifts" (NO, NE y N-S) cada vez más definidos y, posteriormente, en un aparato central, situado en el centro geométrico del escudo volcánico. Las abundantes emisiones de esta etapa final recubren las formaciones anteriores, excepto parte de las alineaciones de conos de los "rifts". Las lavas se diferencian hacia términos fonolíticos y traquíticos, y los mecanismos eruptivos se hacen más explosivos.

12. El "rift" N-S concentra buena parte de la actividad volcánica, tal vez iniciando la definitiva emigración posterior del volcanismo hacia el sur. Desestabilizado por un crecimiento excesivo, experimenta un deslizamiento gravitatorio del flanco occidental, proceso que ocurrió hace unos 560 Ka y supuso el desgarro de unos 180-200 Km³ y la formación de una amplia depresión (el Valle de Aridane) y el inicio de la formación de la Caldera de Taburiente.

13. La actividad del escudo volcánico continúa, formando por una parte el edificio Bejenado, en el interior de la depresión de deslizamiento y, por otra y de forma coetánea, centros residuales y dispersos en los flancos del escudo.

14. La actividad del escudo volcánico termina definitivamente alrededor de los 0.4 Ma. Tras un periodo de transición en que hay cierta actividad asociada a centros periféricos del Bejenado, el volcanismo se localiza de forma definitiva y hasta el presente en un nuevo edificio —Cumbre Vieja—, que prolonga la isla hacia el sur y es descrito en detalle en las memorias de las hojas geológicas del sector sur de La Palma.

7. HIDROGEOLOGÍA

7.1. CLIMA E HIDROLOGÍA

La isla de La Palma presenta un clima similar al del resto del Archipiélago Canario, con temperaturas que raramente son inferiores a los 18° en las costas. Tiene dos condicionantes básicos: la influencia de los vientos alisios y la altitud, con un amplio tramo de cumbre por encima de los 2000 m. Como consecuencia, se aprecian dos zonas climatológicamente diferenciadas: la de barlovento, templada y húmeda, y la de

sotavento, templada y seca, difuminada ésta por la distribución de las cumbres, que permite en ocasiones la acción directa de los alisios. La presencia de elevadas cotas en la cumbre del escudo norte hace que sean frecuentes las nevadas y pueden allí encontrarse manifestaciones de procesos periglaciares.

La isla suele verse afectada por las borrascas atlánticas con más intensidad y frecuencia que el resto de las islas, por lo que cuenta con la pluviometría más alta del Archipiélago, especialmente en las áreas costeras de la zona de barlovento; de ahí el apelativo de "isla verde".

7.1.1. Pluviometría

Hasta hace cuatro décadas la red de observación meteorológica de La Palma era precaria. Por ello, el Proyecto Canarias SPA-15 (1970-1974) debió suplir la escasez de información empírica con el recurso a la inferencia estadística de los datos pluviométricos. En la actualidad esta red se ha completado considerablemente, de manera que en el Plan Hidrológico de la isla se considera que el número de estaciones hidrológicas existentes (unas 60) son suficientes para las estimaciones hidrológicas necesarias (Plan Hidrológico de La Palma, 1999).

Los datos recogidos en el Plan Hidrológico de La Palma arrojan una precipitación media de 740 mm/año (frente a los 650 mm/año inferidos en el SPA-15), estando el régimen pluviométrico de cada zona determinado por su vertiente y su cota. Este hecho se refleja en la Fig. 1.4, donde están recogidas las isoyetas medias anuales calculadas en el Plan Hidrológico de La Palma (1999), mostrando la distribución espacial de las precipitaciones en la isla.

Atendiendo a su reparto a lo largo del año, la precipitación acusa una marcada estacionalidad, con máximos en invierno y mínimos en verano, según climas de tipo subtropical. En cualquier estación se observa una fuerte variabilidad interanual, de manera que la desviación standard de la serie de sus datos anuales supera, por lo general, la cuarta parte de su módulo anual.

7.1.2. Temperatura

Las temperaturas de La Palma son suaves, con variaciones diarias entre 7° y 8 °C y un gradiente por altura de -0.5 °C cada 100 m de ascenso. La Tabla 7.1 muestra una estimación de la temperatura en función de la altitud (SPA-15, 1975).

7.1.3. Evapotranspiración

Durante los trabajos del Proyecto Canarias SPA-15 (1975), se fijó la evapotranspiración potencial (ETP) mediante estimaciones obtenidas en razón directa de las temperaturas deducidas de observaciones en la isla de Tenerife. De la misma manera, la evapotranspiración real (ETR) fue estimada en unos 325 mm/año.

En el Plan Hidrológico de La Palma (1999), la ETP fue determinada mediante la fórmula de Thornthwhite para todas las estaciones termométricas de la isla, excepto en aquellas zonas por encima de los 1200 m, en las que fue utilizada la fórmula de Penman-Montheith. Así, fueron elaboradas tres curvas que relacionaban cota y ETP, individualizadas para las vertientes nororiental, suroriental y occidental.

Con el fin de calcular la evapotranspiración real (ETR) se procedió a discretizar la isla mediante una malla cuadrangular de unas 150 celdas. En cada celda se estimó: ETP deducida de las curvas anteriores, pluviometría, días de lluvia, evaporación, transpiración y capacidad de retención. Con estos datos se pasó a calcular el valor de la ETR mediante

balances diarios de agua recibida, retenida o cedida por el suelo de cada una de las celdas de malla. Los valores obtenidos de esta manera en el conjunto de las celdas de cálculo ascendieron a 347 mm/año, que en promedio son un 47% de la pluviometría insular (Fig. 7.1).

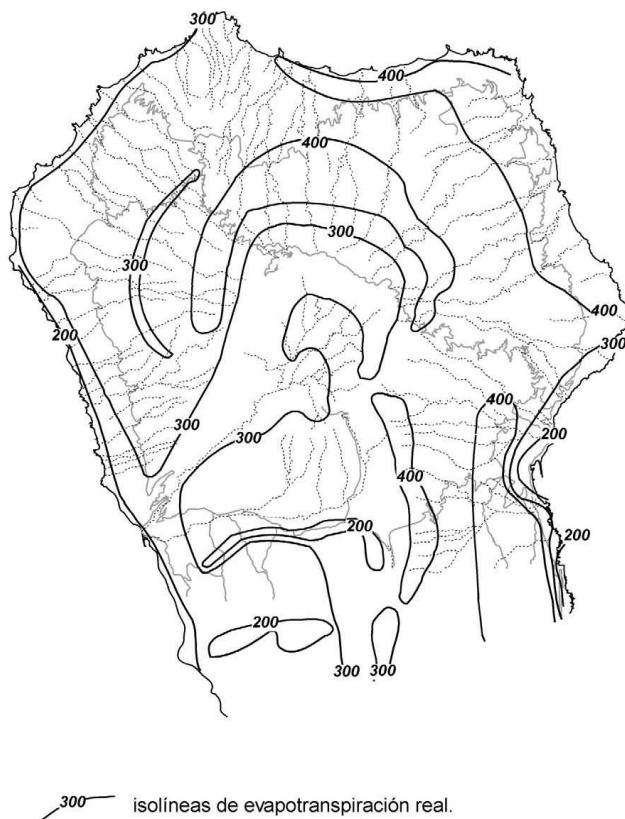


Fig. 7.1. Distribución de la evapotranspiración real en el Escudo Volcánico del Norte de La Palma. Obsérvese cómo los valores máximos se alcanzan en las vertientes del N y NE del escudo, recubiertas con densos bosques de laurisilva, similares al "rain forest" de las islas oceánicas tropicales.

La distribución espacial de las ETR refleja unos valores mínimos en bandas o zonas con coladas recientes, escasas de vegetación y muy permeables (Mazo y Fuencaliente o el Valle de Aridane), que facilitan la infiltración. Las zonas de las máximas ETR coinciden con áreas de laurisilva o vegetación muy frondosa (paredes septentrionales de la Caldera de

Taburiente y tramos medios de la cordillera dorsal).

7.1.4. Escorrentía superficial

A excepción de la cuenca de la Caldera de Taburiente y su salida natural por el Barranco de Las Angustias, el flujo superficial por las vertientes es sumamente torrencial, con un frente de avenida que transporta gran cantidad de arrastres y una efímera cola de agotamiento. No existen datos estadísticos relativos a la frecuencia con que se producen dichas avenidas, aunque puede estimarse que los barrancos de la zona norte de la isla descargan por término medio dos o tres veces cada invierno. El Plan Hidrológico Insular (1999) recoge un estudio de cada cuenca de la isla y una estimación de las aportaciones superficiales, ascendiendo el total de aportaciones a $8 \text{ hm}^3/\text{año}$.

Mención aparte merece la cuenca de La Caldera-Barranco de Las Angustias. Con 56 km^2 , la Caldera de Taburiente representa la cuenca hidrográfica con mayores aportaciones hídricas de Canarias. Discurre por su interior una serie de arroyos que constituyen uno de los pocos ejemplos en el Archipiélago de corrientes superficiales permanentes, aunque gran parte de este agua tiene un origen subterráneo concentrado en los nacientes existentes en el interior de la Caldera. Existen varios tomaderos a lo largo del Barranco de Las Angustias: Dos Aguas, La Estrechura, La Viña y Las Casitas. La aportación media anual asciende a $22,3 \text{ hm}^3/\text{año}$ en Dos Aguas (9,4 de origen superficial y 12,9 de origen subterráneo), parte de los cuales son captados y/o se infiltran al acuífero, estimándose que en promedio unos $7 \text{ hm}^3/\text{año}$ son vertidos al mar.

Fuera de la Caldera de Taburiente, el único aprovechamiento existente es el de la Laguna de Barlovento, situado al Norte de la isla. Consiste en una balsa en la que desembocan los canales de derivación de cuatro tomaderos construidos en barrancos. La aportación media captada es $0.7 \text{ hm}^3/\text{año}$.

7.1.5. Balance hidrológico

De los cuatro términos básicos del balance hidrológico en el suelo, precipitación, evapotranspiración, escorrentía superficial y recarga, solamente la precipitación es medida directamente. El resto de ellos se calcula mediante la aplicación de fórmulas y/o estimaciones que pueden ser discutibles y precisan de cierta componente subjetiva por parte de quien realiza el balance, excepto que sean calibradas mediante diferentes métodos.

Por ello, la presente Memoria recoge tres balances realizados en otros tantos estudios para toda la isla de La Palma (Tabla 7.2).

Como puede observarse, los balances realizados en el Avance del Plan Hidrológico (1992) y en el Plan Hidrológico (1999) son prácticamente iguales, con un ligero aumento en la evapotranspiración real en el segundo.

Mayor diferencia se observa entre el balance realizado en el SPA-15 y los balances actuales, con un aumento significativo de la precipitación, un descenso de la escorrentía superficial y un aumento de la estimación de la recarga. El aumento en la precipitación ya ha sido explicado debido a la mejora de la red de observación. La estimación de la escorrentía superficial disminuye drásticamente entre el SPA-15 y la actualidad, respondiendo a la importante componente subjetiva que comporta su cálculo. En el mismo Plan Hidrológico (1999) se reconoce este hecho y se basa esta estimación en los trabajos técnicos realizados en el Plan de Balsas del Norte de Tenerife, comparables con La Palma. Aún así, se reconoce que este valor del 3% de P puede tener un apreciable margen de error, pero nunca como para llegar a los valores estimados en el SPA-15. En cuanto a la

recarga, al ser calculada por diferencia entre el resto de los términos, sufre un importante incremento en los balances recientes. Este hecho ha sido señalado en trabajos recientes, donde se señala que puede ser excesiva y que debería estar sujeta a revisión (Roque, 1997).

7.2. HIDROGEOLOGÍA

El comportamiento de las aguas subterráneas está definido por dos propiedades fundamentales: la permeabilidad y la porosidad. La permeabilidad de coladas, diques y depósitos piroclásticos viene determinada, en principio, por sus cualidades originarias en cuanto a porosidad, aunque las transformaciones sufridas con posterioridad a su creación tienen una importancia fundamental en la permeabilidad final. De manera simplificada, se puede concluir que cuanto más antiguo es un material volcánico, menos permeable es, lo cual, unido a su variedad espacio-temporal, supone que la heterogeneidad y anisotropía de los acuíferos volcánicos son muy elevadas.

La Palma, al igual que el resto de las Islas Canarias, responde a un esquema de materiales más permeables en superficie (debido al tipo de volcanismo que los origina y a su mayor juventud) y un núcleo menos permeable en profundidad (complejos basales y materiales más antiguos) (Custodio, 1983). Existiría, pues, un nivel de saturación regional, por encima del cual pueden existir niveles acuíferos colgados condicionados por niveles poco permeables, que descargan mediante pequeños manantiales o rezumes. Se considera como nivel de saturación aquella profundidad a partir de la cual todas las cavidades se encuentran llenas de agua. Surge así la idea de *acuífero insular*, discutida en un tiempo y hoy en día aceptada como idea conceptual. Así, a pequeña escala se puede hablar de acuíferos diferentes pero relacionados lateralmente y a una escala de observación de menor detalle debe hablarse de un solo acuífero en cada isla (Custodio et al., 1989).

7.2.1. Características hidrogeológicas de los materiales

Atendiendo a sus propiedades hidrogeológicas, los materiales existentes en la isla pueden ser agrupados en: Complejo Basal y Edificios Volcánicos Subáreos. Sin embargo, hay que destacar el papel que juegan otros materiales como son diques y depósitos de deslizamientos gravitacionales, que condicionan el flujo del agua subterránea.

El Complejo Basal (Fig. 7.2), conformado por un conjunto de series submarinas, rocas intrusivas y diques, conjuntamente con los aglomerados que se encuentran a techo, responde al comportamiento de un medio de baja permeabilidad. La edad de las rocas, unida a los procesos de alteración y metamorfismo que han sufrido y a los rellenos de minerales secundarios (carbonatos y zeolitas fundamentalmente) son los condicionantes de la baja permeabilidad, por lo que estos materiales pueden ser asimilados como impermeables a efectos prácticos.

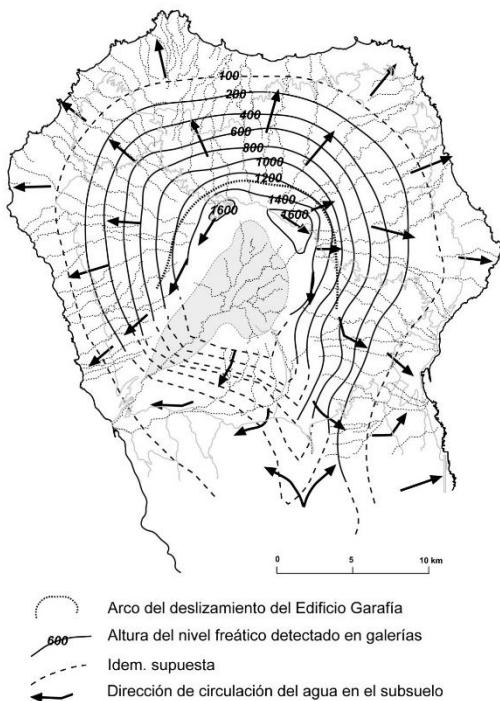


Fig. 7.2. Esquema que ilustra la circulación del agua subterránea en el Escudo Volcánico del Norte de La Palma.

Los Edificios Volcánicos Subaéreos pueden ser considerados como permeables en su conjunto, con permeabilidad creciente según sean más modernos, con las siguientes características particulares:

Edificio Garafía: a pesar de la juventud de estos materiales, que no llegan a los 2 Ma, se observa un grado de alteración y compactación que ha afectado especialmente a la porosidad de los materiales piroclásticos y aglomeráticos, que forman ahora masas compactas con muy baja proporción de huecos. Sin embargo las lavas están menos afectadas y conservan buena parte de su porosidad primaria, que tiende a disminuir gradualmente al descender en la columna estratigráfica.

A techo de este edificio se encuentra un acuífero central, de gran repercusión hidrogeológica. Este acuífero se ha denominado "Estructura COEBRA" (Plan Hidrológico, 1999), definida como una estructura en arco abierto al SO, resto enterrado de una caldera erosiva excavada en el edificio Taburiente I (equivalente al definido en este proyecto como edificio volcánico Garafía), proceso que estaría asociado a una interrupción del volcanismo en ese edificio volcánico (Bravo y Coello, 1979). Esta disposición es muy similar en origen y en importancia hidrogeológica a la meseta central de lavas horizontales de El Hierro,

formada por relleno del deslizamiento de Tiñor (Carracedo y colaboradores, 1999 b), que origina asimismo el único acuífero importante de esa isla.

Edificio Taburiente: el rasgo hidrogeológico más notable lo constituye la existencia de una base aglomerática, que tapiza el contacto con el Edificio Garafía infrayacente. Este aglomerado presenta un elevado contraste de permeabilidad con las lavas suprayacentes y determina claramente el acuífero principal mencionado. Las lavas conservan en gran parte la porosidad primaria, con la mayor proporción de huecos en las escorias de base y techo de coladas "aa" y en el conjunto de coladas "pahoehoe", mientras que la porosidad de los aglomerados es muy pobre debido a la matriz limo-arcillosa que engloba los cantes.

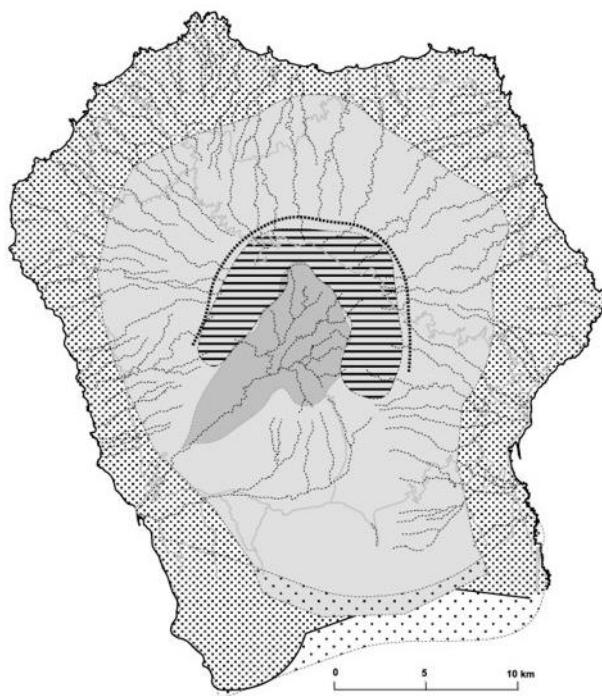
Fuera de la estructura generada por estas coladas horizontales de relleno no existe una diferenciación hidrogeológica entre ambos edificios, acumulándose el agua fundamentalmente en el Edificio Garafía mientras que el Edificio Taburiente puede quedar por encima de la zona saturada, facilitando la circulación vertical del agua.

Edificio Cumbre Nueva: aunque los materiales piroclásticos han perdido en parte su permeabilidad, las lavas conservan una buena proporción de su porosidad primaria interconectada, por lo que se comportan como un conjunto de elevada permeabilidad. Sin embargo, el entrecruzamiento de diques y la fuerte anisotropía vertical permiten que la superficie piezométrica se encuentre a una altura considerable sobre el zócalo impermeable. A este proceso puede colaborar la previsible presencia en el subsuelo de Cumbre Nueva de materiales de avalancha asociados al deslizamiento gravitatorio del Garafía, que fuertemente alterados e impermeables podrían constituir el sustrato impermeable de esta dorsal. Esta disposición parece evidente en el túnel excavado recientemente, que ha encontrado un acuífero no previsto en los estudios realizados en el proyecto de esta obra (ver la siguiente Sección)

Edificio Bejenado: son lavas muy permeables. La importancia hidrogeológica del Edificio Bejenado es muy limitada en el área del estratovolcán, porque la recarga no es muy grande y el agua infiltrada no permanece retenida por diques, como evidencia la galería La Yedra, que corta este edificio sin detectar acuífero alguno.

7.2.2. Unidades hidrogeológicas: acuíferos.

El Plan Hidrológico Insular (1999) establece la estructura hidrogeológica de la isla distinguiendo tres unidades fundamentales: 1) el **acuífero de las vertientes**; 2) el **acuífero central** y 3) el **acuífero Costero** (Fig. 7.3). En el sur de la isla, menos conocido, se ha definido el **acuífero de la mitad sur**.



- Arco del deslizamiento del Edificio Garafía
- Afloramiento edif. submarino (zócalo impermeable)
- Acuífero costero
- Acuífero de las vertientes al mar
- Acuífero de la Meseta Central de lavas horizontales
- Acuífero de la mitad sur

Fig. 7.3. Estructura hidrogeológica del Escudo Volcánico del Norte de La Palma, indicando los principales acuíferos.

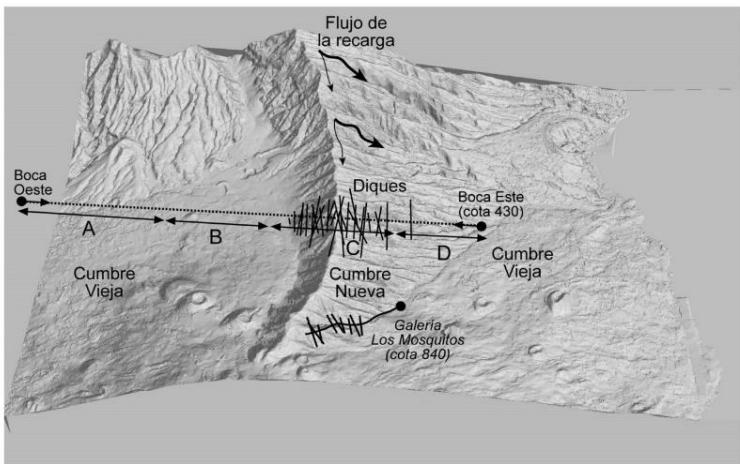
El **acuífero de las vertientes** tiene como base el Complejo Basal, con forma de cúpula, que se considera como un zócalo impermeable. La presencia de numerosos diques provoca una compartimentación del espacio subterráneo, logrando una disminución apreciable de la permeabilidad horizontal a gran escala e induciendo la sobre elevación general de los niveles freáticos. Este acuífero representa la principal fuente de recursos hidráulicos de la isla, proporcionando en la actualidad del orden de la mitad de las aguas que se aprovechan en ella.

El **acuífero central**, en esencia equivalente a la estructura COEBRA mencionada, se forma por el relleno de la cuenca del deslizamiento gravitatorio del edificio volcánico Garafía por la actividad eruptiva posterior al colapso, que hemos definido en este proyecto como correspondiente al edificio volcánico Taburiente Inferior. Su alimentación depende de las aportaciones debidas a la infiltración directa de las aguas de lluvia que caen en su vertical; desagua subterráneamente sobre el acuífero de las vertientes: el brazo oriental a la altura de Santa Cruz de la Palma, y el occidental, posiblemente, en la parte alta de Tijarafe. Este acuífero da lugar a gran cantidad de nacientes en el interior de la Caldera de Taburiente, así como a los nacientes de Marcos y Cordero en el Barranco del Agua.

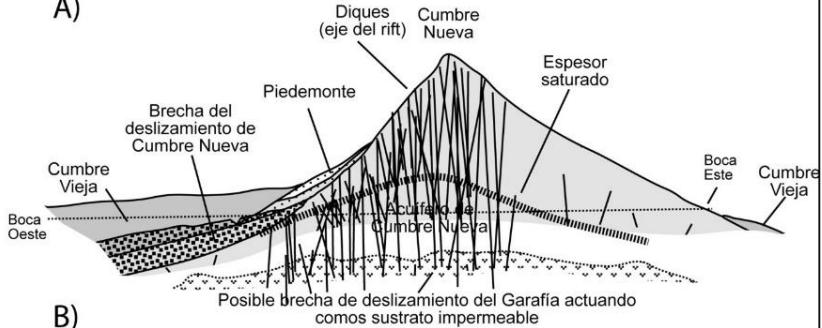
El **acuífero costero** se define como aquél en el que el agua dulce está sobrenadando sobre el agua salada del mar, separado de la misma mediante la interfaz. Constituye así una franja en la zona costera de la isla en la que se produce la salida de agua dulce al mar, y está explotado por la práctica totalidad de los pozos de la isla.

La circulación del agua subterránea queda reflejada en la piezometría (Fig. 7.3), donde se observa que la división entre estos tres acuíferos es algo artificial, constituyendo en realidad una sola unidad acuífera en la que la circulación del agua está condicionada por las estructuras geológicas de cada lugar.

En el momento de escribir esta Memoria (Marzo de 2001), se está excavando un túnel con una longitud prevista de 10 km para trasvasar agua desde el este al oeste de la isla (Fig. 7.4). Durante la excavación de la boca oeste, a 3200 m del inicio, se cortaron unos depósitos sedimentarios relacionados con el deslizamiento de Cumbre Nueva. Los caudales obtenidos en un principio ascendieron a 80 l/s, descendiendo a 20 l/s después de 3 meses. En la boca este se atravesaron coladas de la Formación Cumbre Nueva, comenzando a atravesar diques similares a los que afloran en la parte alta de la Cumbre, con caudales que llegaron a 200 l/s. Actualmente, los caudales están en torno a 100 l/s. En ambos casos, se trata de un agua poco salinizada, con una conductividad eléctrica de 300-400 $\mu\text{S}/\text{cm}$.



A)



B)

Fig. 7.4. Corte esquemático siguiendo el trazado del túnel de trasvase que cruza la dorsal de Cumbre Nueva.

Los datos de parámetros hidráulicos proceden de los deducidos durante los trabajos del SPA-15 (1974), sin que estén referidos a ninguna formación geológica o acuífero concreto. En este proyecto se analizaron ensayos de bombeo y recuperación en cinco pozos y curvas de agotamiento de siete galerías y un naciente mediante el método exponencial. Los valores de transmisividad calculados para las formaciones drenadas por las galerías oscilan entre los 5 y los 600 m²/día con coeficientes de almacenamiento entre 5 y 20%. Las transmisividades calculadas en los ensayos de bombeo de pozos oscilan entre los 325 y los 2180 m²/día. Estos valores no están referidos a ninguna formación geológica o acuífero determinado.

7.2.3. Sistemas de captación de las aguas subterráneas

El aprovechamiento de las aguas subterráneas en la isla se ha llevado a cabo desde los primeros tiempos, en un principio mediante los abundantes nacientes que existen en la misma y desde principios del siglo XX mediante la excavación de galerías y pozos.

La Palma cuenta con alrededor de 150 nacientes naturales de agua, muy irregularmente repartidos por su superficie, de caudales bastante variables y muy dependientes por lo general de las precipitaciones, con una producción media anual que ha disminuido de los 15,8 hm³/año (500 l/s) calculados en el SPA-15 (1975) a 10,1 hm³/año (318,5 l/s) estimados en el Plan Hidrológico Insular (1999).

Cabe destacar el conjunto de nacientes de Marcos y Cordero (situados en la cabecera del Barranco del Agua, entre las cotas 1300 y 1350 m), que han experimentado un descenso estimado entre los 186 l/s (años 1943-1981) y los 101 l/s (años 1982-97). Dicha disminución ha sido atribuida al resultado de la entrada de algunas galerías en el espacio del acuífero central (COEBRA), lo que ha afectado a los manantiales (Plan Hidrológico, 1999). Este acuífero produce también los nacientes situados en el arco de paredes interiores de la Caldera de Taburiente, un total de 120 en el SPA-15, con un caudal medio entre 1980 y 1990 de 406 l/s.

Las galerías son excavaciones casi horizontales (con una pequeña pendiente hacia bocamina), pequeña sección y grandes longitudes, que se encuentran en todas las laderas de la isla, excepto en su tercio meridional (ver Fig. 2.10). Se suelen emboquillar a cotas medias o altas y tienden a concentrarse en la cara exterior del espaldón de la Caldera de Taburiente. En su gran mayoría explotan el acuífero de las vertientes, aunque alguna llega a tocar el acuífero central.

El número de galerías actual es de 162 (12 más que las contabilizadas en el SPA-15), con un total de 264,3 km perforados y una aportación de 39,3 hm³/año (1240 l/s). Es de destacar que la mayoría de las galerías de la isla nunca ha llegado a alumbrar agua: actualmente sólo 65 tienen caudales aprovechables y el resto tiene caudales que oscilan entre los 0 y los 5 l/s.

Los pozos son perforaciones verticales, la mayoría de ellos con 2-3 m de diámetro y excavados a mano, que frecuentemente tienen galerías horizontales en su fondo. Explotan un caudal medio de 18,45 hm³/año (585 l/s), explotación que suele aumentar en verano y durante los años secos. Todos los pozos de La Palma (en número total de 75) obtienen sus caudales del acuífero costero, estando distribuidos de manera irregular, fundamentalmente en el valle de Aridane-Barranco de Las Angustias y en la comarca de Santa Cruz de La Palma.

7.3. HIDROGEOQUÍMICA

Desde el SPA-15 diversos trabajos se han dedicado al estudio de la química de las aguas subterráneas en la isla de La Palma (Fernández Caldas et al, 1970 y 1974; Veeger, 1991; IGME, 1993; Bistry, 1997; König, 1997).

En todos ellos se destaca la baja salinidad que presentan, con sales totales disueltas a cotas altas que no superan los 200 mg/L y en las zonas costeras con valores que oscilan entre 700 y 1400 mg/l (König, 1997). La distribución espacial de las aguas permite distinguir una zona norte con aguas poco mineralizadas (<1000 mg/l de S.T.D.), frente a una zona SO con aguas más mineralizadas, asociadas a zonas influidas por actividad hidrotermal y emanaciones volcánicas de CO₂.

La presencia de las bajas salinidades (las aguas están menos mineralizadas que las aguas

subterráneas de otras islas del Archipiélago) se atribuye a la elevada pluviometría, junto a la existencia de un rápido flujo descendente, que condiciona un pequeño tiempo de residencia (IGME, 1993). La mayor salinidad en el vértice sur de la isla (desde Las Breñas y Tazacorte hasta Fuencaliente) se atribuye a la presencia de CO₂ de origen volcánico, que confiere al agua una mayor agresividad y permite que los fenómenos de disolución de los minerales se produzcan más rápidamente (Plan Hidrológico, 1999).

Como fenómenos modificadores de la calidad del agua cabe citar la intrusión marina y la contaminación por retornos de riego. La primera se hace patente en los pozos que explotan el acuífero costero en los que se observa un empeoramiento de la calidad del agua al aumentar los bombeos. La contaminación por retornos de riego se hace evidente por los valores de nitratos presentes en las aguas de algunas zonas, que pueden alcanzar los 300 mg/l (Fig. 7. 5). Estos valores se ven incrementados a finales del verano y sufren mínimos a finales de la primavera debido a los fenómenos de lavado que tienen lugar en el acuífero en épocas de lluvia (Plan Hidrológico, 1999).

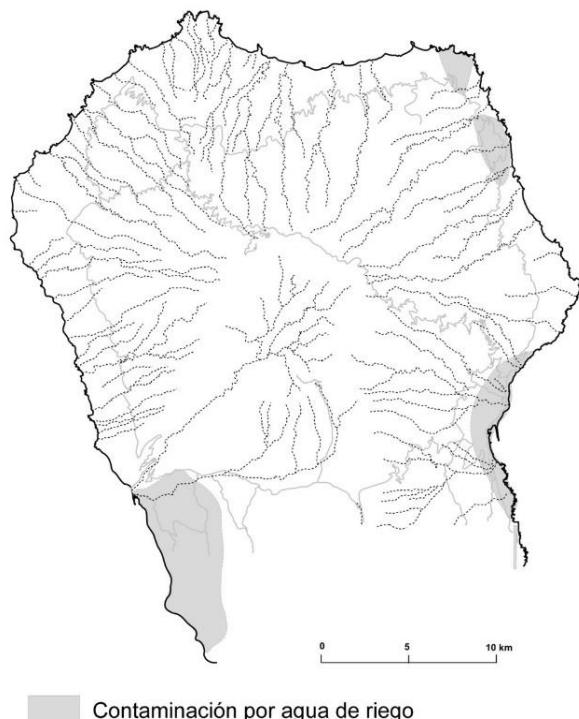


Fig. 7.5. Contaminación de los acuíferos por aguas de riego en el escudo volcánico norte de La Palma.

En este sentido hay que destacar que el acuífero costero del Valle de Aridane ha sido declarado como afectado por la contaminación de nitratos de origen agrario y los términos municipales de Tazacorte y Los Llanos de Aridane hasta la cota 300 han sido designados como zonas vulnerables, cuya escorrentía afecta o puede afectar a la contaminación de masas de agua por nitratos de origen agrario, como regula el decreto 49/2000 de 10 de abril.

Los estudios isotópicos realizados han permitido calcular una altura de recarga para la zona norte y noroeste que oscila entre los 500 y los 2000 m (Veeger, 1991; IGME, 1993), mientras que König (1997) cita una altura de recarga entre los 1850 y los 2100 m para el acuífero central.

8. GEOTECNIA

8.1. ANÁLISIS DE PENDIENTES

Ya se ha discutido la estrecha relación existente en esta parte de la isla entre la geología y la geomorfología. Esta relación es muy clara en la génesis de las pendientes, consecuencia de la construcción superpuesta de los diferentes edificios volcánicos, o de su destrucción catastrófica en deslizamientos gravitatorios masivos.

La Fig. 8.1 muestra las pendientes del escudo volcánico, obtenidas por un proceso de cálculo a partir de las hojas topográficas 1/25.000 digitalizadas del IGN que han servido de base para la elaboración de las hojas geológicas de este proyecto.

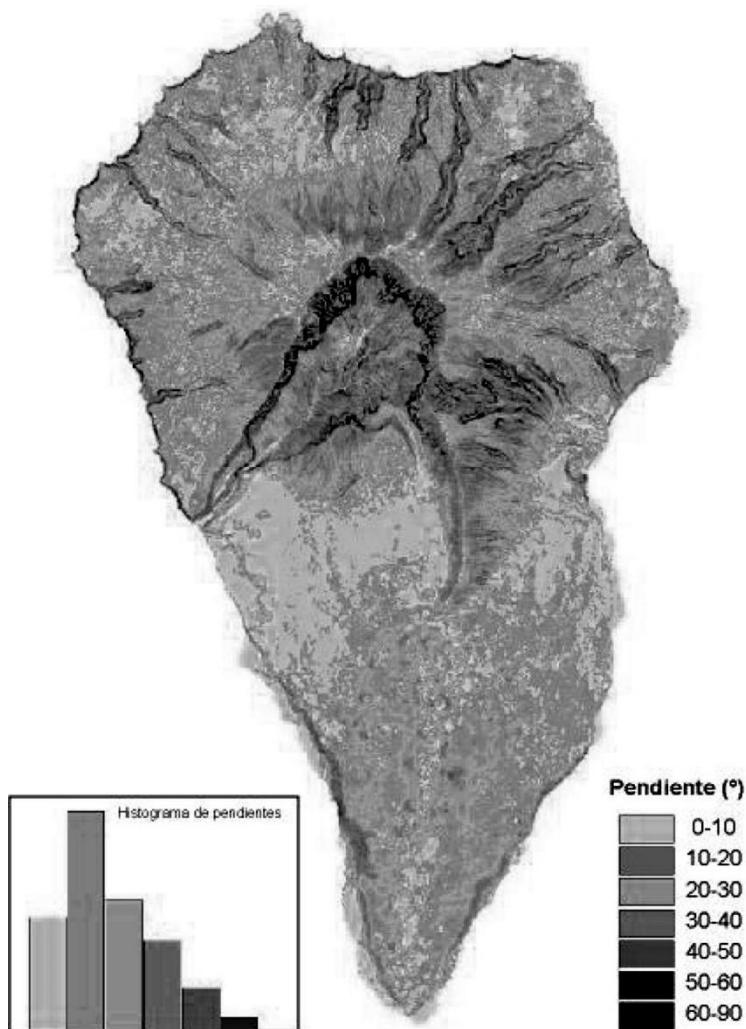


Fig. 8.1. Mapa de pendientes de la isla La Palma obtenido mediante un proceso de cálculo a partir de las hojas topográficas digitalizadas 1/25.000 del IGN. Este mapa de pendientes ha servido de base para la zonificación geotécnica

La observación de esta imagen pone de relieve la existencia de una zona circular con centro en la cabecera de La Caldera, de pendientes más acusadas que se reflejan en una erosión más intensa, que ha ensanchado las cabeceras de los barrancos. Esta zona circular se corresponde con la centralización del volcánismo en las etapas terminales del edificio

Taburiente Superior, que se ha descrito en Secciones anteriores.

Por debajo de la base de este aparato central, las pendientes se suavizan hasta llegar a los acantilados costeros. Esta menor pendiente es reflejo del crecimiento del escudo volcánico al formarse los edificios volcánicos que lo integran y las correspondientes plataformas costeras. El crecimiento de la base del escudo es correlativo con una disminución de las pendientes. Por otra parte, la inclinación del terreno se suaviza al sobrepasar las coladas los cantiles del edificio anterior. Se pueden separar, pues, dos zonas de pendientes más suaves, con inclinación del terreno inferior al perfil de reposo: 1) Zona de cumbres, relacionada con el techo de la Meseta Central, y 2) Peniplanicie costera, formada por los interfluvios amplios y amesetados, con límites alrededor de la cota 500 en el NE y E, y de 1.000 a 1.200 en el N, NO y O (Fig. 8.1).

En el interior de la Caldera de Taburiente apenas hay zonas por debajo del perfil de equilibrio. Las escasas existentes están relacionadas con depósitos de ladera y avalancha, así como con el relleno aluvial, que puede llegar a ser extenso, como en la denominada Playa de Taburiente.

El mapa de aspecto de la Fig. 8.2 indica la orientación del terreno. Esta información es útil en la planificación del territorio, al indicar, entre otros aspectos, la insolación, orientación a los vientos dominantes, dirección de escorrentías, etc. Es asimismo útil en la elaboración de los mapas de riesgo volcánico, al indicar el flujo de las coladas a partir del punto de emisión. Obsérvese el predominio de las orientaciones E-SE y O-SO en la dorsal de Cumbre Vieja, mientras que en el escudo volcánico del norte las orientaciones son más variadas.

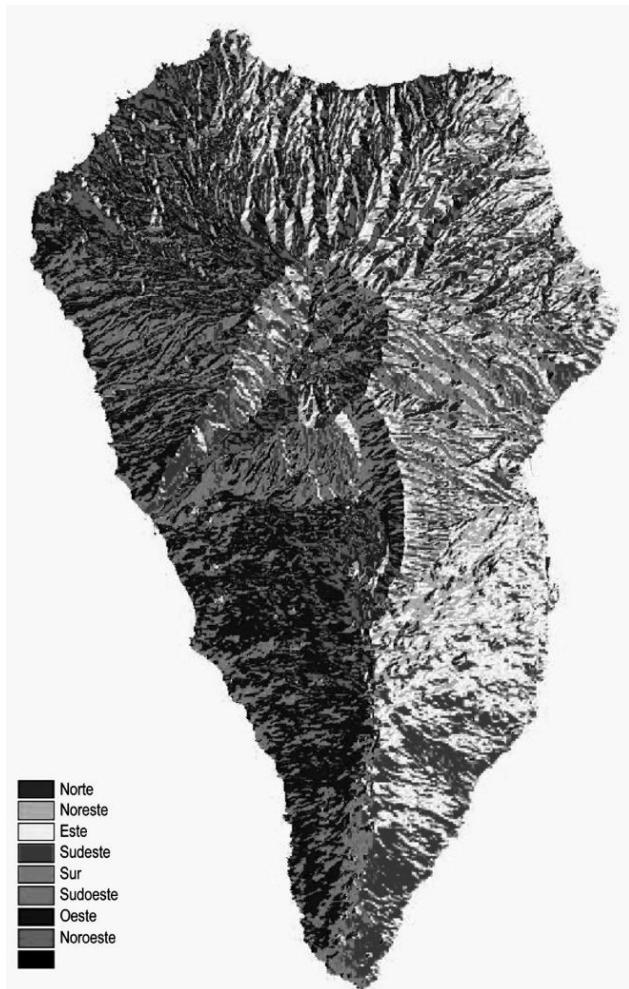


Fig. 8.2. Mapa de aspecto de La Palma, indicando la orientación del terreno. Esta información es útil en la planificación del territorio, al indicar, entre otros aspectos, la insolación, orientación a los vientos dominantes, dirección de escorrentías, etc. Es asimismo útil en la elaboración de los mapas de riesgo volcánico, al indicar el flujo de las coladas a partir del punto de emisión. Obsérvese el predominio de las orientaciones ESE y OSO en la Dorsal de Cumbre Vieja, mientras que en el escudo volcánico del norte las orientaciones son más variadas.

8.2. CARACTERÍSTICAS Y ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA

La zonificación geotécnica se realiza principalmente para dar información útil para la construcción, planteándose factores como las características mecánicas de los suelos, topografía, presencia de agua, etc. Es obvio que este tipo de cartografía es más propio de terrenos continentales, donde suelen existir formaciones de escasa capacidad de asentamiento, expansivas, etc., y donde es asimismo importante la cercanía de puntos de abastecimiento de agua.

En La Palma los factores a considerar son diferentes, basándose, a nuestro juicio, en cuatro aspectos principales: 1) pendiente del terreno, 2) altura sobre el nivel del mar, 3) espacios naturales protegidos, de gran valor geológico, geomorfológico o paisajístico, y 4) riesgos naturales potenciales.

El factor pendiente del terreno es una limitación obvia cuando supera determinados límites, fundamentalmente por la dificultad y coste del trazado de las vías de comunicación (aunque en esta isla se superan los límites que serían aceptables en la mayoría de las zonas habitadas). En términos generales, una pendiente inferior a 20° (35%) parece un límite razonable para considerar un terreno geotécnicamente apto. Si observamos el mapa de pendientes vemos que quedan claramente fuera de este límite la Caldera de Taburiente, las cabeceras y cauces de los barrancos profundos y los acantilados costeros. La Meseta Central y los interfluvios amesetados son los que presentan las pendientes más favorables. De nuevo, es la estructura geológica la que condiciona las pendientes, que son mayores en los flancos del edificio terminal del Taburiente Superior, como se ha descrito anteriormente.

La altura sobre el nivel del mar es otro factor limitativo en la isla, al estar las zonas de cota alta cubiertas por densa vegetación y ser caro y problemático el trazado de comunicaciones y servicios. La cota 1.000, altura a la que discurre la carretera del norte, parece un límite razonable.

En relación con los riesgos naturales conviene hacer abstracción del volcánico, ya que, como se ha indicado, la posibilidad de reactivación volcánica en el Escudo Norte, es escasa o nula. Este edificio se encuentra inactivo desde hace centenares de miles de años. Existen, en cambio, otros tipos de riesgo, que pueden considerarse naturales: 1) las avalanchas y desplomes, 2) las avenidas de los barrancos, 3) el oleaje de tempestad, y 4) los incendios forestales.

Las avalanchas y desplomes se circunscriben a los cortes naturales, bien los cantiles costeros, bien las paredes de La Caldera y las cabeceras y cauces de los barrancos profundos. La realización de cortes en estas zonas puede provocar deslizamientos masivos de alguna importancia, como el que se originó al construir el túnel de la carretera del norte, a la altura del Bco. de Franceses. Estos desplomes son especialmente frecuentes e intensos en la pared de La Caldera y los cantiles costeros, donde se observan frecuentemente fracturas abiertas.

Las avenidas de los barrancos afectan fundamentalmente a los cauces bajos, y en esta hoja tienen escasa probabilidad, puesto que en el Escudo Norte se circunscriben a la salida del Barranco de Las Angustias y la zona al norte de la capital, ambas fuera del ámbito de esta hoja.

El oleaje de tempestad es especialmente fuerte en la costa N y NE, lo que ha dificultado la construcción de refugios, como ejemplifica el caso del de Puerto Espíndola, en la costa de Los Sauces.

En cuanto a los incendios forestales, si bien pocas veces pueden considerarse naturales,

son, tal vez, el mayor riesgo en el norte de la isla. Los espesos bosques de laurisilva y coníferas son, una vez iniciado el fuego, frecuentemente arrasados por la dificultad de atajarlos. Este factor se suma a los anteriores para delimitar las cumbres por encima de la cota 1.000 como geotécnicamente desfavorables.

Todos estos criterios se han aplicado en la elaboración del mapa de zonificación geotécnica de la Fig. 8.3. En este mapa esquemático se han definido zonas de diferente capacidad geotécnica, en función de las pendientes, recursos ambientales y riesgos potenciales.

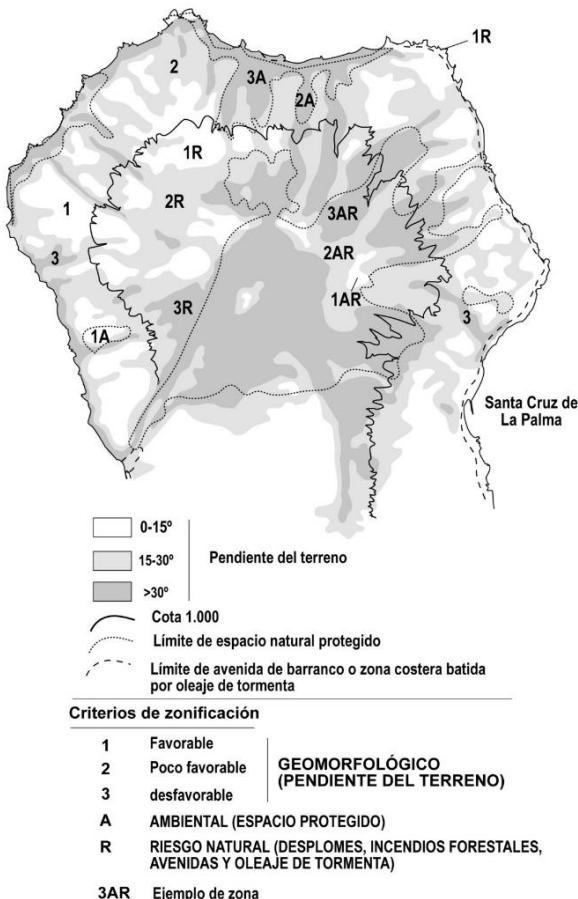


Fig. 8.3. Criterios de zonificación geotécnica en el Escudo Norte de La Palma. La distribución de zonas geotécnicamente favorables para la construcción coincide a grandes rasgos con las zonas más pobladas.¹

9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS

La extracción de materiales volcánicos para la construcción tiene escasa relevancia en la isla de La Palma, y menos aún en el Escudo Volcánico del Norte (EVN). La mayoría de las canteras son antiguas, generalmente efímeros cortes en conos de cínder realizados durante la construcción de carreteras. Se puede destacar canteras de extracción de picón (lapilli basáltico) ya inactivas en las Montañas de: La Negra y Fernando Porto. Fuera de la hoja, se puede señalar la cantera activa de la Montaña del Molino, al norte de Barlovento (Hoja 1083-II).

10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Se han seleccionado las formas y estructuras geológicas más representativas y que mejor puedan ilustrar los procesos geológicos que han intervenido en su formación. En concreto en esta Hoja sólo se han seleccionado dos Puntos de Interés Geológico, nº 6 y 8 en la Fig., 10.1, que se consideran los más representativos de la geología de la zona:

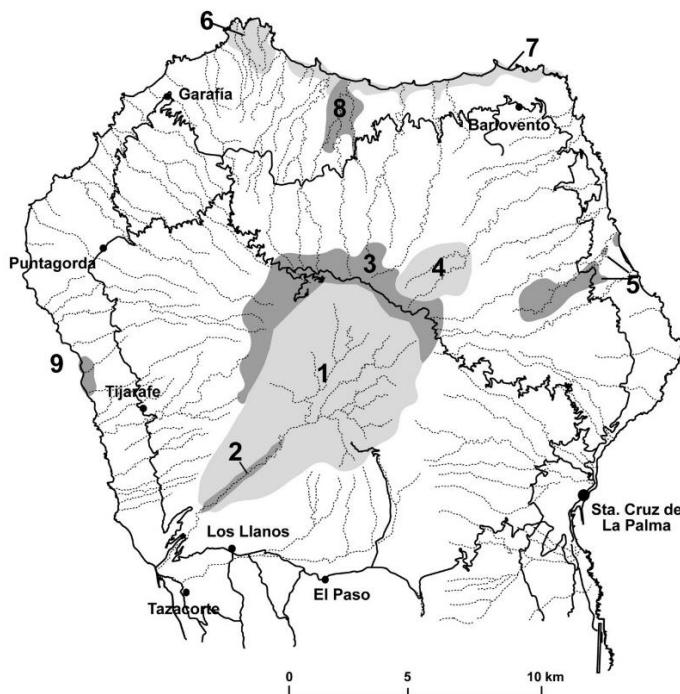


Fig. 10.1 Puntos de interés geológico (PIGS) del Escudo Volcánico del Norte de La Palma.

Conos de Juan Adalid (Nº 6, en la figura adjunta)

Agrupación de conos volcánicos pertenecientes al “rift” de Puntagorda-Garafía. Sin recubrimiento vegetal por la aridez y los fuertes vientos alisios, son fácilmente observables sus estructuras y morfología. En la zona de costa se pueden ver coluviones y formas típicas de arroyadas en zonas muy áridas.

Interés geomorfológico y paisajístico local. Acceso por la carretera a Juan Adalid.

Acantilados del Norte (Nº 8, en la figura adjunta)

La erosión marina en la costa de Barlovento, batida por los constantes alisios, ha hecho retroceder la costa formando una ensenada abierta con imponentes acantilados. Pueden verse formas típicas de destrucción del escudo volcánico, como desplomes costeros (en la Costa del Arrogante, Nº 8, en la figura), fracturas abiertas en los bordes de los cantiles, etc. La superposición de varias fases constructivas del escudo (edificios Garafía, Taburiente Inferior y Superior) se aprecian en estos acantilados por discordancias locales y la presencia de cascadas de lavas fosilizando paleoacantilados y plataformas costeras desmanteladas, de las que apenas quedan vestigios. Este punto de Interés Geológico se extiende ampliamente en la vecina hoja de Los Sauces.

Interés geológico, geomorfológico, paisajístico y turístico local y regional.

11. BIBLIOGRAFÍA

- ABDEL-MONEM A., WATKINS N.D., GAST P.W., 1972. "Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Tenerife, La Palma and Hierro", *American Journal of Science*, 272, Pp.805-825,
- ANCOCHEA E., HERNÁN F., CENDRERO A., CANTAGREL J.M., FÚSTER J.M., IBARROLA E., COELLO J., 1994. "Constructive and destructive episodes in the building of a young Oceanic Island, La Palma, Canary Islands, and genesis of the Caldera de Taburiente", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60", Nº. 3-4, Pp.243-262,
- ANGUITA VIRELLA F. Y HERNÁN F., 1975. "El modelo de fractura propagante comparado con el del punto caliente en las Islas Canarias ". *I Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, pp 1321-1342.
- ANGUITA VIRELLA F. Y HERNÁN F., 2000. "The Canary Islands origin: a unifying model". *Jour. Volcanol. and Geoterm. Res.* 13: 1-26.
- Avance del Plan Hidrológico de La Palma, 1992. Dirección General de Aguas. Consejería de Obras Públicas, Vivienda y Aguas. 241 pp + anejos.
- BARKER-WEBB Y BERTHELOT 1839. "Histoire Naturelle des Illes Canaries. Tome V.II", *Geologie, Paris*
- BISTRY, T., 1997. "Natural and anthropogenic chemical input into the groundwater of the volcanic island of La Palma (Canary Islands)". *Reports, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel*, nº 85. 172 pp.
- BLUMENTHAL M., 1961. "Rasgos principales de la geología de las Islas Canarias con datos de Madeira". *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 77, pp. 1-30.
- BRÄNDLE J.L., ANCOCHEA E. Y MUÑOZ M., 1984. "Clasificación de las Rocas Volcánicas Españolas: El Diagrama Total Alcalis Sílice: (T.A.S.). de la I.U.G.S". *Iº Congreso Español de Geología. Tomo II*: 63-81.
- BRAVO T., 1960. "Estudio hidrogeológico de la Caldera de Taburiente, La Palma". *H.A.A.T.. documento interno*.
- BRAVO T., 1990. "Geología de la isla de La Palma", *Asociación Canaria para la Enseñanza de las Ciencias Viera y Clavijo (Fascículo 1)*.
- BRAVO, T., COELLO, J., 1979. "Contribución a la hidrogeología de la Caldera de Taburiente, La Palma, Islas Canarias", *II Simposio Nacional de Hidrogeología*, 22-26 Octubre 1979, Pamplona, España: 189-206,

- CARRACEDO J.C., 1973. "Estratigrafía paleomagnética aplicada a la geología en terrenos volcánicos, Tenerife". *Simp. Intern. Hidrogeología, Lanzarote, Gobierno de Canarias-CEDEX 1987. Tomo I* pp. 141-155.
- CARRACEDO J.C., 1974. "Posibilidades de aplicación de la cartografía y estratigrafía magnética". *I Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, pp. 1389-1410.
- CARRACEDO J.C., 1975. "Paleomagnetismo e historia geológica de Tenerife". *Aula de Cultura del Cabildo de Tenerife*.
- CARRACEDO J.C., 1979. "Paleomagnetismo e historia geológica de Tenerife". *Aula Cultura Cabildo Tenerife*. 82 p.
- CARRACEDO J.C., 1984. "Geografía de Canarias". *Editorial Interinsular Canaria*.
- CARRACEDO J.C., 1994. "The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic island volcanoes". *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, 60, 3/4: 225-242.
- CARRACEDO J. C., 1996. "A simple model for the genesis of large gravitational landslide hazards in the Canary Islands. In: *Volcano Instability on the Earth and other Planets*", McGuire, Jones and Neuberg, eds. *Geological Society Sp. Pub.* 110: 125-135.
- CARRACEDO J.C., 1999. "Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94: 1-19.
- CARRACEDO J.C., Y RODRÍGUEZ. BADIOLA E., 1991. "Lanzarote: la erupción volcánica de 1730, with a color, 1/25.000 geological map of the eruption". *Editorial MAE, Madrid* 1-184.
- CARRACEDO J.C., Y RODRÍGUEZ. BADIOLA E., 1993. "Evolución geológica y magmática de la isla de Lanzarote (Islas Canarias)". *Revista de la Academia Canaria de ciencias* 4, 25-58.
- CARRACEDO J. C., 1996. "A simple model for the genesis of large gravitational landslide hazards in the Canary Islands. In: *Volcano Instability on the Earth and other Planets*", McGuire, Jones and Neuberg, eds. *Geological Society Sp. Pub.* 110: 125-135.
- CARRACEDO J.C., DAY S.J. Y GUILLOU H., 1997. "Late (Quaternary) shield-stage volcanism in La Palma and El Hierro, Canary Islands", *International Workshop on Volcanism & Volcanic Hazards in Immature Intraplate Oceanic Islands. La Palma, 15-18 September, 1997 (Programme and Abstracts)*: 61-66.
- CARRACEDO J.C., DAY S.J. Y GUILLOU H., 1997 b. The Cumbre Nueva collapse and Cumbre Vieja volcano, *International Workshop on Volcanism & Volcanic Hazards in Immature Intraplate Oceanic Islands. La Palma, Geological Excursion 19-21 September, 1997 (Excursion Guidebook)*: 1-28.

- CARRACEDO J.C., DAY, S., GUILLOU, H. AND RODRÍGUEZ BADIOLA, E., CANAS, J.A. AND PÉREZ TORRADO, F.J. (1998). "hotspot volcanism close to a passive continental margin: the canary islands". *Geol. Mag.*, 135(5): 591-604.
- CARRACEDO J.C., DAY S.J. Y GUILLOU H. YP. GRAVESTOCK, 1999A. "Later stages of volcanic evolution of La Palma, Canary Islands: Rift evolution, giant landslides and the genesis of the Caldera de Taburiente". *G. S.A. Bulletin*, 111: 755-768.
- CARRACEDO J.C., DAY S.J., GUILLOU H. Y PÉREZ TORRADO F.J., 1999B. "Giant quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, Nº. 1-4: 169-190.
- CLAGUE D. A. Y DALRYMPLE G. B. (1987). "The Hawaiian-Emperor volcanic chain. Part. I: Geologic evolution". In: Decker W., Wright T. L., Stauffer P.H. (Eds.), *Volcanism in Hawaii*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 1350, Vol. 1: 5-54.
- COELLO J., 1983. "Factores geológicos en la ordenación-gestión del Parque Nacional de la Caldera de Taburiente. La Palma, Islas Canarias". *II Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*, Lérida. Vol. Comunicaciones.
- COELLO, J., 1987. "Las aguas subterráneas en las formaciones volcánicas del norte de La Palma (Islas Canarias)", *Simposio Internacional de Recursos Hidráulicos "Canarias Agua 2000"*. Consejería de Obras Públicas, Gobierno de Canarias. Tenerife, España.
- CONSEJO INSULAR DE AGUAS DE LA PALMA, 1999. "Plan Hidrológico Insular". *III tomos: Memoria, Normas y Programa de Inversiones*.
- CUSTODIO, E., 1983. "Nuevas contribuciones al conocimiento hidrogeológico de las Islas Canarias". In: Proc. *III Symp. Hydrogeology*. Madrid. *Hidrogeología y recursos hidráulicos*, vol. I: 705-717.
- CUSTODIO, E., JIMÉNEZ, J., NÚÑEZ, J.A., PUGA, L. Y BRAJOS, J.J., 1989. "Hydrology of the Canary Islands (Spain). Hidrogeología y recursos hidráulicos, vol. XIV". Asoc. Esp. Hidr. Sub. ITGE. Madrid: 205-227.
- DE LA NUEZ J., 1983. "El complejo intrusivo subvolcánico de la Caldera de Taburiente, La Palma (Canarias)". *Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid*. 401 pp.
- DE LA NUEZ J., 1985. "Evolución del vulcanismo en las Islas Canarias (Gomera, La Palma, Hierro)", *Universidad Internacional Menéndez Pelayo, Santa Cruz de Tenerife*. Marzo 1985.
- DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS. 1992. "Avance del Plan Hidrológico Insular de La Palma". *Consejería de Obras Públicas, Vivienda y Aguas*. 241 pp + anejos.

DRURY R.M., NELSON B. K. Y CARRACEDO J. C., 1999. "Tracing mantle heterogeneities and magmatic storage: Geochemical stratigraphy of the Bejenado Volcano", *La Palma (Canary Islands) (pre-print)*.

ELLIOTT T.R., HOERNLE., HAWKESWORTH C. Y CALSTEREN P.V., 1993. "Signatures of crustal contamination in the historic basanites of La Palma, Canary Islands". *Abstract, EOS*, 74: 324.

ELLIOTT, T., MARCANTONIO F., 1995. "The basanites of La Palma, Canaries: Distinguishing deep and shallow trace element signatures, En: Terra Abstracts". *EUG 8, Strasbourg, France 9-13 April 1995.*

ELSWORTH, CARRACEDO AND DAY, EDITORS, "Journal of Volcanology and Geothermal Research", 1994, 1-4, 340 pags.

FERAUD, G., 1981. "Datation de reseaux de dykes et de roches volcaniques sous-marines par le methodes K-Ar et Ar 39 Ar 40." *These Universite de Nice. Capítulo dedicado a Canarias pp. 76-128*

FERAUD G., SCHMINCKE H.U., LIETZ J., GASTAUD J., PRITCHARD G., Y BLEIL U., 1981.- "New K-Ar ages, chemical analyses and magnetic data of rocks from the Islands of Santa María (Azores), Porto Santo and Madeira (Madeira Archipielago) and Gran Canaria (C. Islands)". *Bull. Volcanol.*, 44-3, pp 360-375.

FERAUD, G., GIANNERINI, G., CAMPREDON, R. Y STILLMAN, C., 1985. "Geochronology of some Canarian dike swarms: Contribution to the volcano-tectonic evolution of the archipelago". *J. Volcanol. Geoth. Res.* 25: 29-52.

FERNÁNDEZ CALDAS E. Y BRAVO RODRÍGUEZ J.J., 1970. "Las aguas subterráneas de la isla de La Palma (características químicas y geoquímicas), Anales de Edafología y Agrobiología", Tomo 29, Nº. 5-6: 353-367.

FERNÁNDEZ CALDAS E. Y VÍCTOR PÉREZ G., 1974. "Características químicas de las aguas subterráneas de las Islas Canarias Occidentales (Tenerife, La Palma, Gomera y Hierro)", *Centro de Edafología y Biología Aplicada de Tenerife, C.S.I.C., Aula de Cultura de Tenerife, Tenerife, España.*

FÚSTER J.M., 1975. "Las Islas Canarias: Un ejemplo de evolución espacial y temporal del vulcanismo oceánico". *Estudios Geológicos*, 31: 439-463.

GAGEL C., 1908 A. "Die Caldera von La Palma. Zeitsch. D. Ges. F. Erkunde", Berlin. Pp. 168-186 y 222-250.

GAGEL, C., 1908 B. "Die Grundgebirge von La Palma. Zeitschr". *D. Deutschen Geologischen Gesellschaft* 60: 25-31.

- GASTESI P., HERNÁNDEZ-PACHECO A. Y MUÑOZ M., 1966. "Las rocas holocristalinas de la caldera de Taburiente, La Palma (Canarias)", *Estudios Geológicos*, Vol. 22: 113-134.
- GUILLOU H., CARRACEDO, J.C., PÉREZ TORRADO, F. Y RODRÍGUEZ BADIOLA, E., 1996. "K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island : El Hierro, Canary Islands". *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 73: 141-155.
- GUILLOU H., CARRACEDO J.C. Y DAY S.J., 1998. "Dating of the Upper Pleistocene-Holocene volcanic activity of La Palma using the unspiked K - Ar technique", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 86, 1-4: 137-149.
- GUILLOU, H., CARRACEDO, J.C., AND DUNCAN, R. 2001. K-Ar, 40Ar/39Ar "Ages and Magnetostratigraphy of Brunhes and Matuyama Lava Sequences from La Palma Island". *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, 106, 3-4: 175-194.
- HAUSEN H., 1969 A. "Contributions to the geology of La Palma (Canary Islands) with a geologic map in 1:100.000, "Commentationes Physico-Mathematicae". *Societas Scientiarum Fennica*", vol. 32. *Helsinki-Helsingfors*.
- HAUSEN H., 1969 B. "Some contributions to the geology of La Palma, Societas Scientiarum Fennica". *Commentationes Physico - Mathematicae XXXV*.
- HERNÁNDEZ-PACHECO A., 1971. "Nota previa sobre el complejo basal de la isla de La Palma (Canarias)". *Estudios Geológicos*, vol. 27: 255-265.
- HERNÁNDEZ-PACHECO A., 1974. "Estado actual de los conocimientos geológicos, vulcanológicos y petrológicos de la isla de La Palma (Archipiélago Canario)", 1^a Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, 1974, Pp.1319.
- HOLCOMB R., Y SEARLE R., 1991. "Large landslide from oceanic volcanoes". *Marine geotechnology*, 10, pp. 19-32.
- IGME, 1976. "Mapa Geotécnico General: Santa Cruz de La Palma, San Sebastian de La Gomera", *Instituto Geológico y Minero de España. Ministerio de Industria (Servicio de Publicaciones)*. Hoja: 89-90, Memoria: 9-10/10/9-10/11,
- IGME, 1976. "Mapas de Rocas Industriales: Santa Cruz de La Palma, San Sebastian de La Gomera", *Instituto Geológico y Minero de España. Ministerio de Industria (Servicio de Publicaciones)*. Hoja: 89-90, Memoria: 9-10/10/9-10/11,
- ITGE, 1993. "Estudio isotópico de las aguas subterráneas en la Isla de La Palma". 73 pp + anexos.
- JEREMINE E., 1933. "Contribution à l'étude petrographique des trois îles de l'archipel Canarien: Tenerife, La Palma, Gran Canaria". *Bulletin. De la Société Française de Mineralogie*. Vol. 56: 216-239.

- JIMÉNEZ SUAREZ J., 1974. "Esquema hidrogeológico de la isla de La Palma", En: *Simposio Internacional sobre Hidrología de Terrenos Volcánicos, Lanzarote, España*.
- JIMÉNEZ SUAREZ J. Y MARTÍNEZ TERROBA C., 1974. "Incidencias de los factores geológicos en el alumbramiento de las galerias de la isla de San Miguel de La Palma (Archipiélago Canario, España)", En: *Simposio Internacional sobre Hidrología de Terrenos Volcánicos, Lanzarote, España*.
- KÖNIG, B., 1997. "Determination of solute fluxes and balances in the groundwater of the volcanic island of La Palma (Canary Islands)". *Reports, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel*, n° 84, 201 pp.
- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A. Y ZANETTI B., 1986. "A Chemical Clasification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram". *J. Petrology*, 27: 745-750.
- LE MAITRE R.W., 1984. "A proposal by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical clasification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram". *Australian Journal of Earth Sciences*, 31, 243-255.
- LYELL C., 1864. "Elements de Geologie". Garnier Frères. París, vol. 2: 1-604.
- MIDDLEMOST E.A.K., 1970. "San Miguel de La Palma - A volcanic island in section", *Bulletin of Volcanology*, Vol. 34: 216-239.
- MIDDLEMOST E.A.K., 1972. "Evolution of La Palma, Canary Archipelago", *Contr. Mineral. and Petrol.*, Vol. 36: 33-48.
- NAVARRO J.M. 1994. "Estudio geológico del Parque Nacional de la Caldera de Taburiente, La Palma, Islas Canarias". ICONA (inédito), 79 pp.
- NAVARRO J.M. Y SOLER C., 1993. "El agua en El Hierro". *Publicaciones del Cabildo Insular de El Hierro*.
- NAVARRO J.M. Y COELLO J., 1994. "Mapa geológico del Parque Nacional de la Caldera de Taburiente, La Palma, Islas Canarias". ICONA (inédito),
- QUIDELLEUR X. Y VIALETE J.P., 1994. "Geomagnetic changes across the last reversal recorded in lava flows from La Palma (Canary Islands)", *Laboratoire de Paléomagnétisme. Institut de Physique du Globe de Paris, Francia*.
- QUIDELLEUR X. ET AL., 1996 "Geomagnetic changes across the last reversal recorded in lava flows from La Palma, Canary Islands". *Journal of Geophysical Research*, 101, B6, 13755-13773

- QUIDELLEUR X.ET AL., 1999. "Link between excursions and paleointensity inferred from abnormal field directions recorded at La Palma around 600 ka". *Earth and Planetary Science Letters*, 168, 233-242.
- RECK H., 1928. "Zur deutung der vulcanischen geschichte und der Calderabildung auf der insel La Palma". *Zeitschrift fur Vulkanologie band*, 11: 217-243.
- REISS, W., 1861. "Die Diabas-und lavenformation del Insel Palma". *Kreidel Wiesbaden*: 11-20.
- ROQUE, F., 1997. "Los recursos de agua subterránea en Canarias en su contexto general. En Cabrera y otros (eds): Las aguas subterráneas en la planificación hidrológica en las Islas Canarias". *Asociación Internacional de Hidrogeológicos, Grupo Español*: 17-31.
- SAPPER K., 1906. "Beiträge zur kenntnis von Palma und Lanzarote", *Petermanns Geogr. Mitteilungen, Heft 7*: 145-153.
- SCHMINCKE H.U 1981. "Volcanic and chemical evolution of the Canary Islands. En Von Rad. et al (eds.). Evolution of the Passive Margin of NW -Africa", *Springer Verlag, Heidelberg*, 37 p.
- SCHMINCKE H.U. Y STAUDIGEL H., 1976. "Pillow lavas on central and eastern Atlantic Islands (La Palma, Gran Canaria, Porto Santo, Santo María). (Preliminary report)", *Bull. Soc. Géol. France*, 18: 871-883.
- SPA-15, 1975. "Estudio científico de los recursos de agua en las Islas Canarias (SPA/69/515). Volumen III, 2^a parte". *Minist. Obras Públ, Dir. Gral. Obr. Hidr. UNESCO. Las Palmas de Gran Canaria, Madrid*. 3 vol.+ mapas.
- STAUDIGEL H., 1981. "Der basale Komplex von La Palma, submarine vulkanische prozesse, petrologie, geochemie und sekundare prozesse im herausgehobenen, submarinen Teil einer ozean-ischen Insel". *Dissertation. Ruhr Universität, Bochum, Germany*, pp. 1-357.
- STAUDIGEL H. Y SCHMINCKE H.U., 1984. "The Pliocene Seamount Series of La Palma/ Canary Islands". *J. Geoph. Res.* 89: 11195-11215.
- STAUDIGEL H., FERAUD G. & GIANNERINI G. (1986). "The history of intrusive activity on the Island of La Palma (Canary Islands)". *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 27, 299-322.
- SUN S.S. Y McDONOUGH W.F., 1989. "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes". *The Geological Soc., Blackwell Scientific Pub. USA*: 313-345.
- URGELES R., 1999. "Esslavissements gegants a les illes Canaries: Les illes d'El Hierro i La Palma". *Tesis doctoral. Univ. Barcelona, España*.

- URGELÉS R., MASSON D.G., CANALS M., WATTS A.B. Y LE BAS T., 1999. "Recurrent giant landslides on the west flank of La Palma. Canary Islands". *J. Geophys. Res.* 104: 25331-25348.
- VAN WERVEKE L., 1879. "Limburgit von La Palma". *Neues Jahrb. F. Min., Stuttgart*.
- VEERGER, A.I., 1991. "Geochemical methods for evaluating the origin and evolution of ground water in volcanic rocks". *Tesis doctoral. Universidad de Arizona.* 237 pp.
- VON BUCH L., 1825. "Physikalische beschreibung der Canarischen Inseln". *Berlin*, 201 pp.
- VON KNEBEL W., 1906. "Studien zur Oberflächengestaltung der Inseln Palma und Ferro". *Globus (Braunschweig)*, XC, núms. 20-21. *Berlin*.
- WALKER 1990. "Geology and volcanology of the Hawaiian Islands". *Pac. Sci.*, 44: 315-347
- WALKER C., WRAGG G., Y HARRISON C., 1990. "A new shearwater from Pleistocene of the Canary Islands and bearing on the evolution of certain *puffinus* seawaters". *Historical Biology*, 3, pp. 203-224.
- WERVEKE V., 1879. "Beiträge zur Kenntnis der Gesteins der Inseln Palma". *Neues Jabresbericht für Mineralogie*. Pp.815.



MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD



Instituto Geológico
y Minero de España

ISBN 84-7840-978-5

9 788478 409785