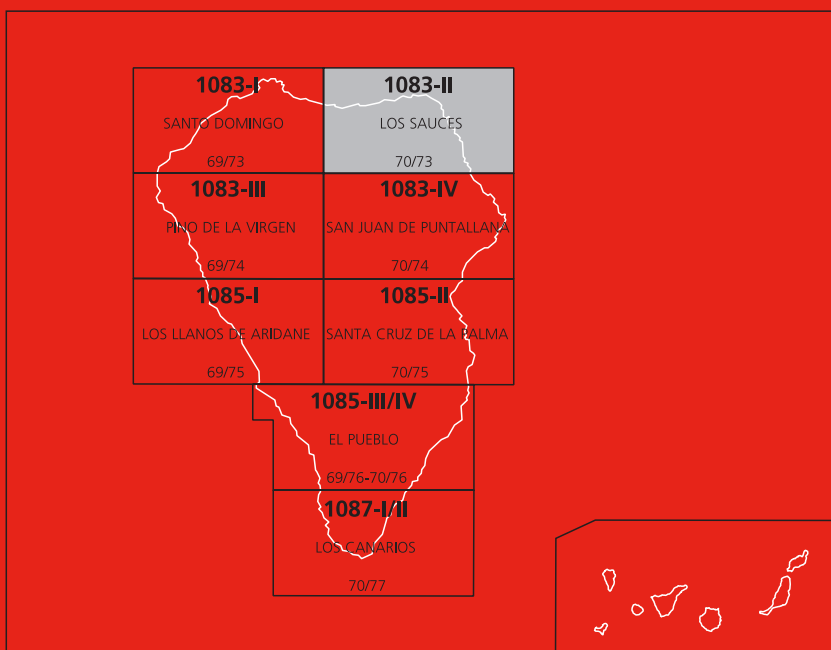




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 25.000

Segunda serie - Primera edición



ISLA DE LA PALMA

LOS SAUCES

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A ESCALA 1:50.000

LOS SAUCES

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

© Instituto Geológico y Minero de España

Rios Rosas, 23 28003 Madrid

www.igme.es

NIPO: 728-15-0245

ISBN: 978-84-7840-979-2

Depósito legal: M-31123-2015

La hoja geológica a escala 1/25:000 y geomorfológica a escala 1/50.000 de Los Sauces (1083-II) 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)
M^a .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/geologia/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	8
1.1. SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS	8
1.2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	16
1.3. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS	19
1.4. METODOLOGÍA	21
2. ESTRATIGRAFÍA	23
2.1. EDIFICIOS VOLCÁNICOS Y EPISODIOS SEDIMENTARIOS	23
2.1.1. Geocronología	24
2.1.1.1. Antecedentes	25
2.1.1.2. Nuevas dataciones radiométricas	36
2.1.1.3. Magnetoestratigrafía	37
2.1.1.4. Estratigrafía geocronológica	40
2.2. EDIFICIO VOLCÁNICO GARAFÍA	45
2.2.1. Lavas, piroclastos basálticos, diques y aglomerados volcánicos (5)	48
2.2.1.1. Afloramientos del flanco norte del escudo volcánico	48
2.2.1.2. Afloramientos de la cabecera del Bco. del Agua	49
2.2.1.3. Afloramientos en Galerías	49
2.3. EDIFICIO VOLCÁNICO TABURIENTE	50
2.3.1. Taburiente Inferior	52
2.3.1.1. Conos y depósitos de piroclastos basálticos (7) y coladas de lavas basálticas periféricas (8)	53
2.3.2. Taburiente Superior	53
2.3.2.1. Conos y depósitos de piroclastos basálticos (9)	55
2.3.2.2. Centros de emisión y depósitos hidromagmáticos (10)	56
2.3.2.3. Coladas de lavas basálticas (11)	56
2.4. FORMACIONES SEDIMENTARIAS	57
2.4.1. Sedimentos pleistocenos	57
2.4.1.1. Formación sedimentaria de La Mata (20)	57
2.4.1.2. Coluviones y depósitos de ladera (21)	58

2.4.1.3. Suelos de alteración de lapilli (22).....	58
2.4.2. Sedimentos holocenos	59
2.4.2.1. Aluviales (23)	59
2.4.2.2. Coluviones y depósitos de ladera (24).....	59
2.4.2.3. Avalanchas y desplomes costeros "rock falls" (25).....	59
2.4.2.4. Playas de arenas y cantos (26)	60
3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA.....	60
3.1. ALINEACIONES Y ENJAMBRES DE DIQUES	60
3.2. ALINEACIONES DE CENTROS DE EMISIÓN. DORSALES ("RIFTS")	62
3.3. DESLIZAMIENTOS GRAVITATORIOS	63
3.3.1. Deslizamiento gravitatorio del Garafía	63
3.3.2. Deslizamiento gravitatorio de Cumbre Nueva	65
3.4. FALLAS Y FRACTURAS RECIENTES	67
4. GEOMORFOLOGÍA	68
4.1. EDAD DE LAS FORMACIONES Y MORFOLOGÍA	68
4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE	70
4.3. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA.....	70
4.4. MORFODINÁMICA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	71
5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA	72
5.1. EDIFICIO VOLCÁNICO GARAFÍA: PETROLOGÍA	78
5.2. EDIFICIO VOLCÁNICO GARAFÍA. GEOQUÍMICA.....	80
5.3. EDIFICIO VOLCÁNICO TABURIENTE	85
5.3.1. Taburiente Inferior: Petrología.....	85
5.3.1.1. Formaciones volcánicas (7-8).....	85
5.3.2. Taburiente Inferior. Geoquímica.	87
5.3.3. Taburiente Superior: Petrología.	92
5.3.3.1. Centros de emisión y depósitos hidromagmáticos (10)	92
5.3.3.2 Coladas de lavas basálticas (11)	93
5.3.4. Taburiente Superior. Geoquímica	96

6. HISTORIA GEOLÓGICA	105
7. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL E HIDROGEOLOGÍA.....	106
7.1. CLIMA E HIDROLOGÍA.....	106
7.1.1. Pluviometría	107
7.1.2. Temperatura	107
7.1.3. Evapotranspiración	107
7.1.4. Escorrentía superficial.....	109
7.1. 5. Balance hidrológico.....	109
7.2. HIDROGEOLOGÍA	110
7.2.1. Características hidrogeológicas de los materiales	110
7.2.2. Unidades hidrogeológicas: acuíferos.....	112
7.2.3. Sistemas de captación de las aguas subterráneas	115
7.3. HIDROGEOQUÍMICA	116
8. GEOTECNIA.....	118
8.1. ANÁLISIS DE PENDIENTES	118
8.2. CARACTERÍSTICAS Y ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA	121
9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS	123
10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	123
11. BIBLIOGRAFIA	125

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. Aunque El Hierro es algo más joven, es en La Palma donde se mantiene un volcanismo más activo en época reciente.

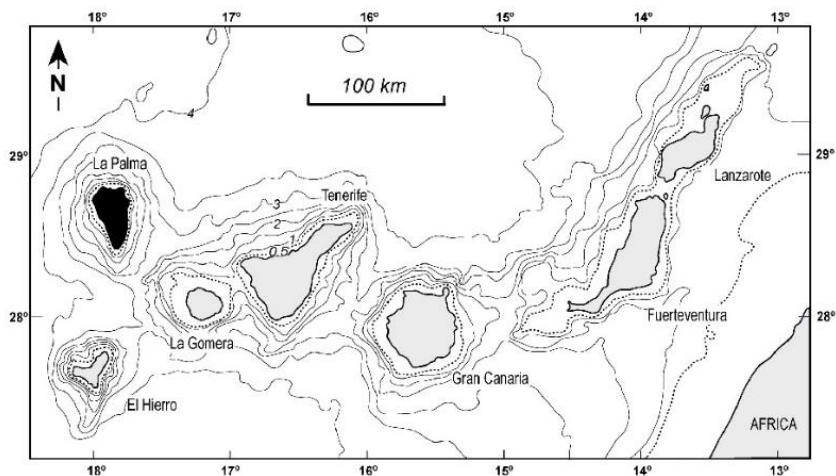


Fig.1.1.Situación de la isla de La Palma en el extremo occidental (más atlántico) de la alineación de islas que conforman el Archipiélago Canario. Se indica la batimetría en curvas a 500 m (línea de puntos) y 1000 m.

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 dismantelados y decrecidos (ver Fig. 1.2).

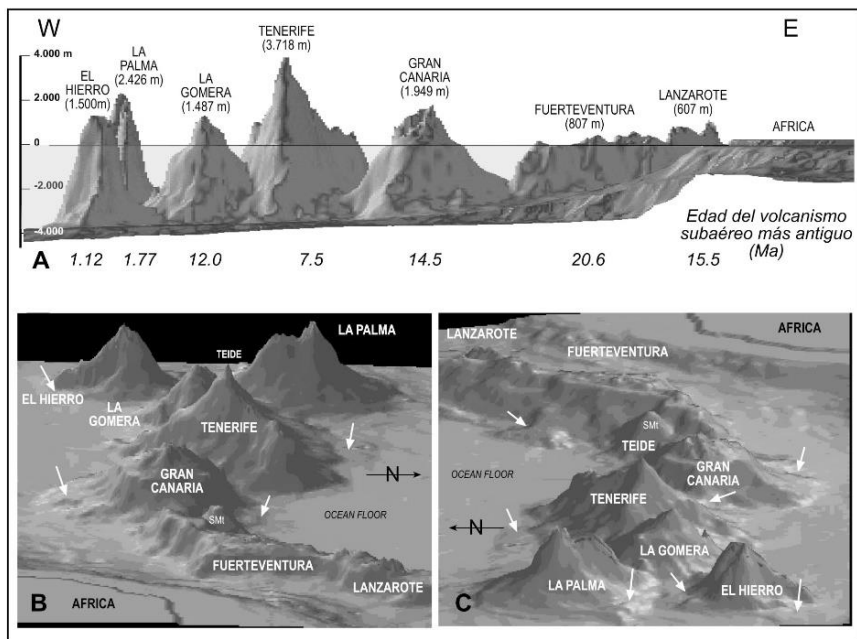


Fig.1.2. Modelo en relieve sombreado de las Islas Canarias realizado a partir de la batimetría. Obsérvese las diferencias en la relación altura/base de los edificios insulares, mayor en las islas en fase inicial de desarrollo (fase en escudo) como La Palma, El Hierro y Tenerife. Explicación en el texto.

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).

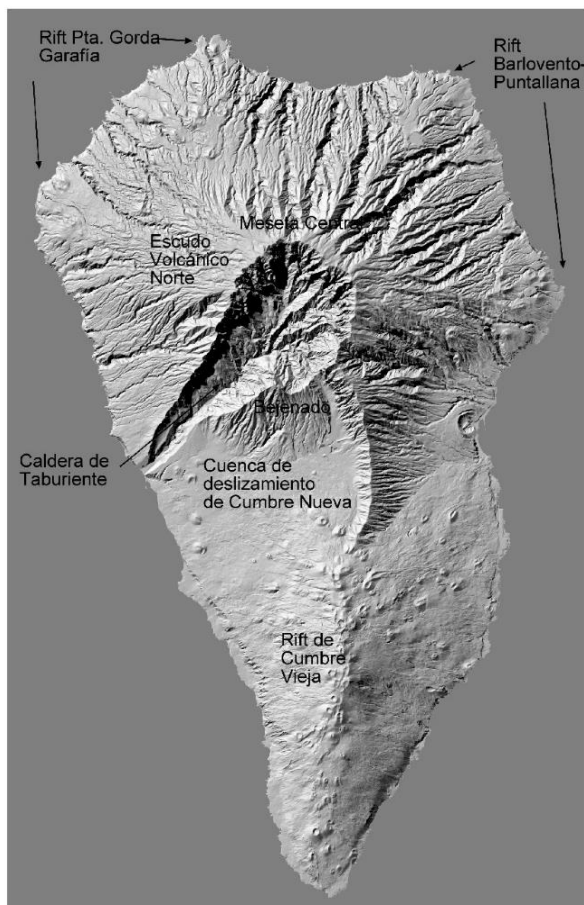


Fig.1.3. Modelo en relieve sombreado de la isla de La Palma, obtenido por ordenador a partir de las hojas topográficas 1/25.000 del IGN. Se indican los principales elementos geológicos, geomorfológicos y estructurales de la isla.

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, sobrepasándose 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 18° 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.

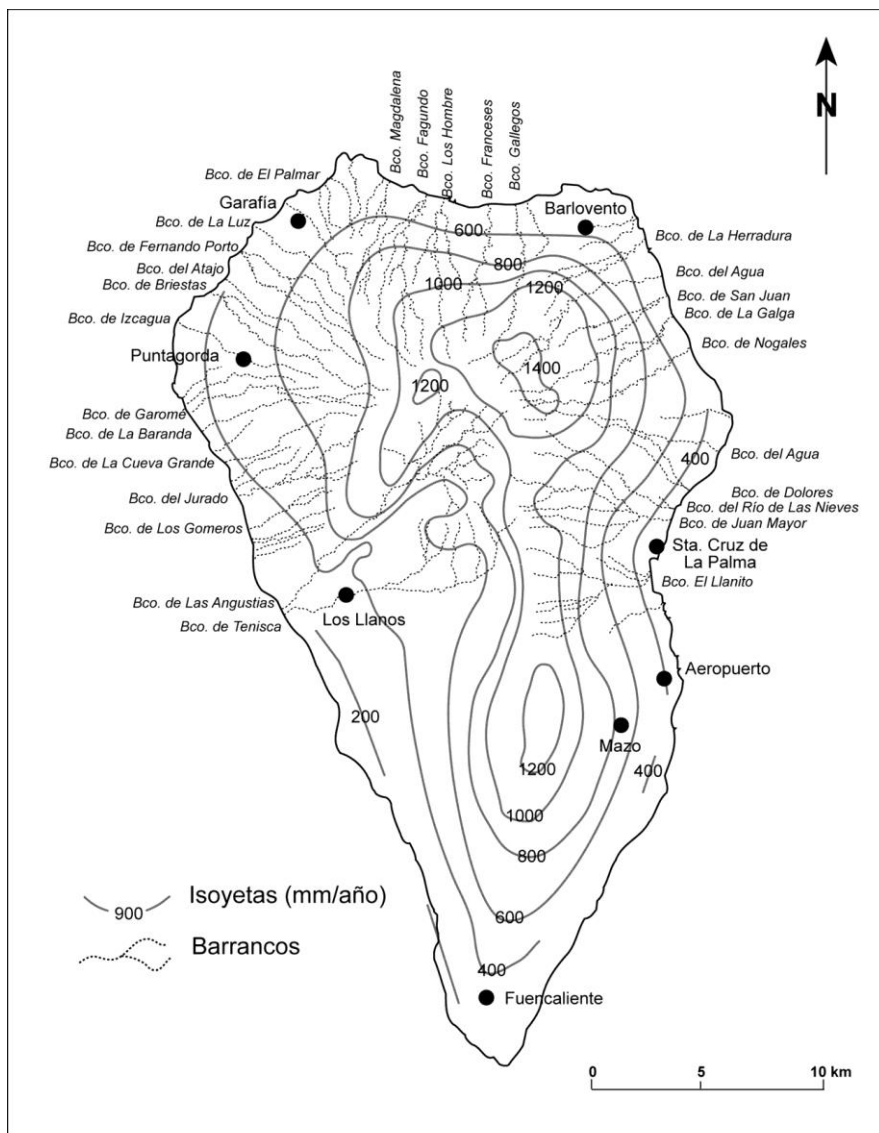


Fig.1.4. Esquema hidrográfico de la isla de La Palma. La pluviometría se expresa en isoyetas (Plan Hidrológico de La Palma). Se indican asimismo los principales barrancos, que se concentran en el escudo volcánico del norte de la isla con una red claramente radial.

La pluviosidad no alcanza en La Palma los valores usuales en la mayoría de las islas volcánicas oceánicas (La Reunión, 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).

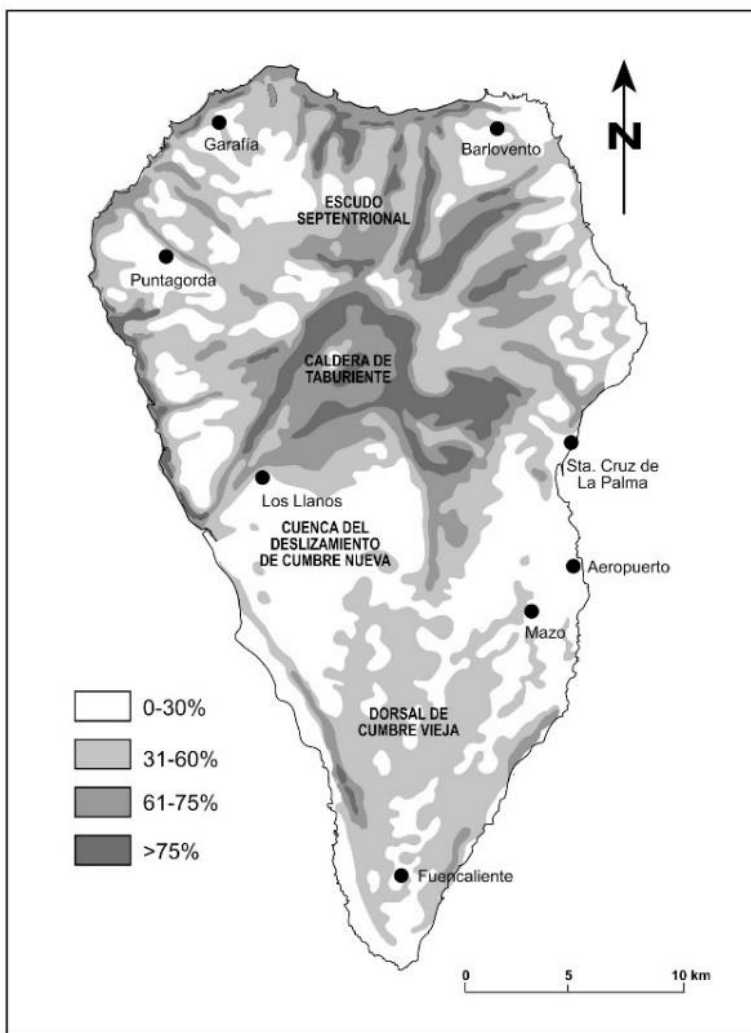


Fig.1.5. Mapa de pendientes de La Palma, obtenido por un proceso de cálculo a partir de los mapas digitales 1/25.000 del IGN. Las pendientes se indican en %. Obsérvese la presencia de las mayores pendientes en el escudo volcánico antiguo del Norte de la isla, de génesis fundamentalmente tectónica y erosiva.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

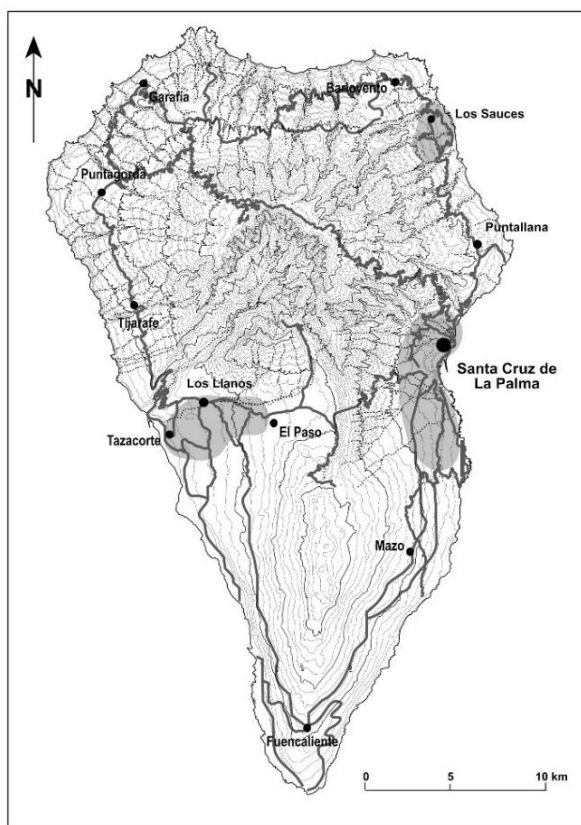


Fig.1.6. Distribución de la actividad humana en La Palma. Se indican los sectores de concentración de la población y de la actividad económica, así como las principales vías de comunicación.

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. La base topográfica utilizada para este mapa geológico ha sido la del Instituto Geográfico Nacional a escala 1/25.000. 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, elaboradas por el Gobierno de Canarias.

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, Aunque en este área la actividad magmática es importante, se trata de un margen continental pasivo. 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 forman una alineación con el Banco de la Concepción de dirección NNE-SSO y están solamente separadas 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). El origen de las islas Canarias ha sido objeto de diversa controversia desde la fractura propagante de Anguita y Hernán (1974) a las teorías del punto caliente de Schminke (1976), pasando por el modelo integrador de Anguita y Hernán (2004) En términos generales, 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° (Navarro y Soler 1993; 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 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 como en Cabo Verde formaciones de más de 20 millones de años, mientras que en las islas Hawai, las que tienen 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 que 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.

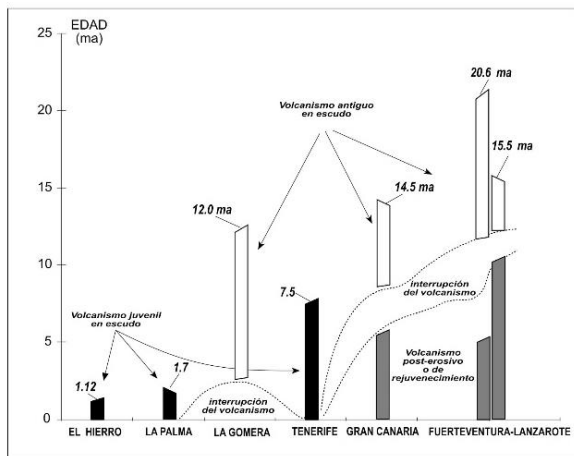


Fig.1.7. Edades radiométricas publicadas de las Islas Canarias, indicando los periodos de actividad volcánica y de reposo del Archipiélago.

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.

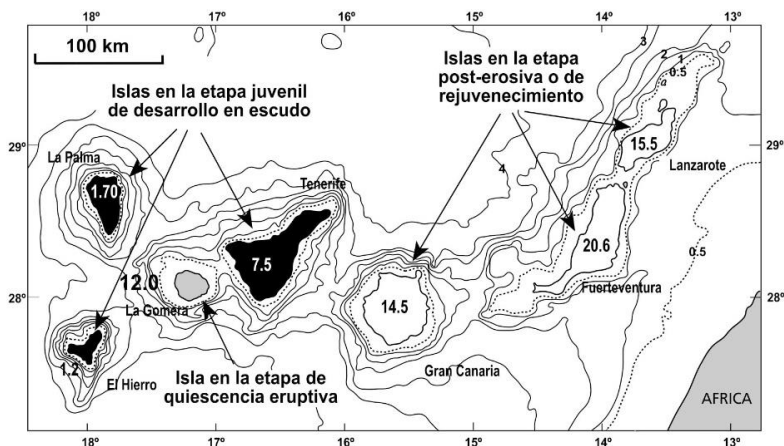


Fig.1.8. Separación de las islas por grupos, según su fase de evolución en el conjunto del Archipiélago.

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, geomorfológicos 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 (fonolitas, traquitas y riolitas).

En general, los ciclos volcánicos son progresivamente más alcalinos en todas las islas. Sin embargo, en Gran Canaria, Tenerife, La Gomera 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 las islas Hawai el volcanismo en escudo sea mayoritariamente de basaltos toleíticos, son los basaltos alcalinos los que con gran diferencia predominan en Canarias, donde se presentan 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 trascendentes 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 geológica, 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 cobertera 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 rellenara 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 espiliticas atravesadas por diques y apófisis granudas 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 duniticos a gabros alcalinos.

Hausen (1969) presenta un mapa geológico 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 espiliticas 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 traquítico-sienítico; 3) Una serie de emisiones submarinas muy metasomatizadas; y 4) Aglomerados volcánicos poligénicos, 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 de 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 K/Ar y $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ 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 $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$) e inversiones geomagnéticas (Carracedo y colaboradores, 1997, 1999; Guillou y colaboradores, 1998, 2001). Estas dataciones han permitido la definición de la estratigrafía volcánica, base para la elaboración de las hojas geológicas 1/25.000 del plan MAGNA.

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: Navarro y Soler (1993); Navarro y Coello (1994); Carracedo (1994, 1996); Ancochea y colaboradores (1994) y Carracedo y colaboradores (1997, 1999a y b).

Con anterioridad a estos trabajos del Plan MAGNA del IGME, sólo se habían publicado mapas parciales de la isla. Algunos son más detallados, como los de la Caldera de Taburiente (Hernández-Pacheco, 1974; Navarro y Coello, 1994, para GEOPRIN-ICONA) y el de la Dorsal de Cumbre Vieja (Carracedo y colaboradores, 1997).

1.4. METODOLOGÍA

La hoja de Los Sauces (1083-II), corresponde al extremo NE de la isla, limita por tanto al norte y al este con el Océano Atlántico; al oeste con la hoja de Santo Domingo, (1083-I), y al sur con la de San Juan de Puntallana (1083-IV). Prácticamente la totalidad de esta hoja está ocupada por los materiales del Edificio Volcánico Taburiente. (Figs. 1.3 y 1.9).

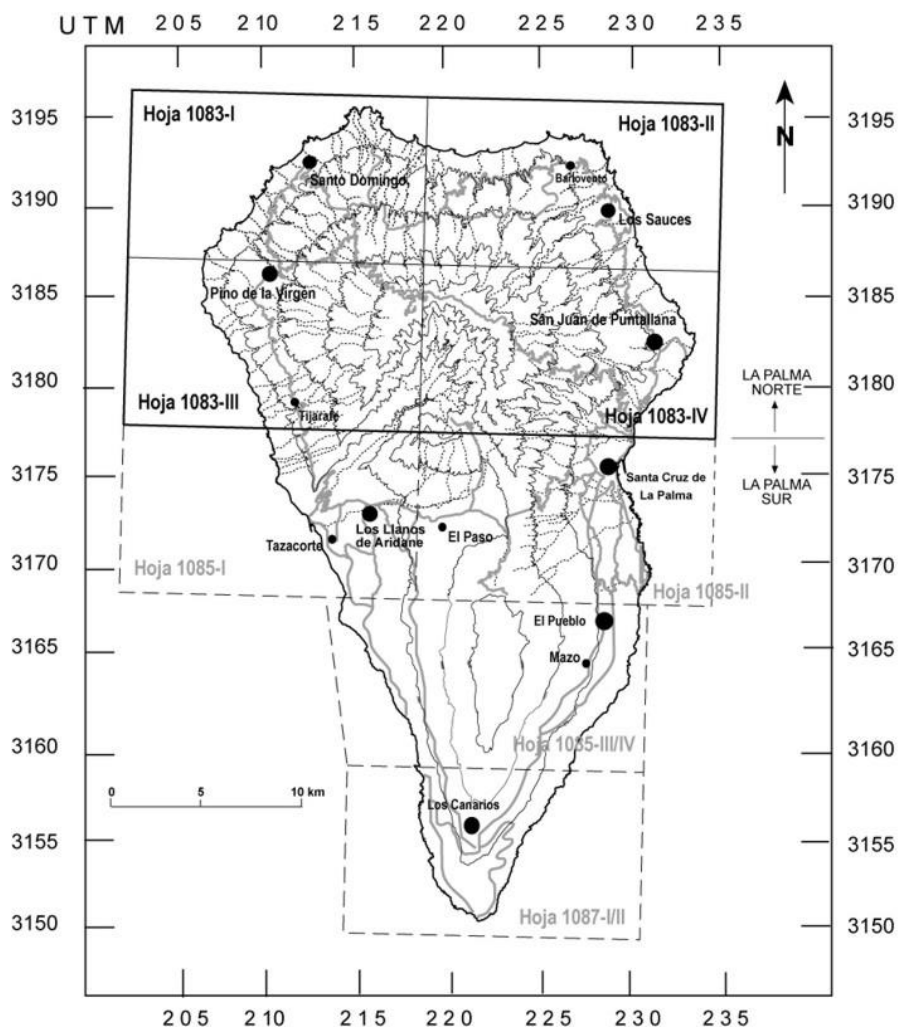


Fig.1.9. Esquema de distribución de las hojas digitalizadas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1/25.00 de Isla de La Palma (IGN), base topográfica sobre la que se han elaborado las hojas geológicas del Plan MAGNA.

Como se verá con detalle más adelante, la actividad volcánica subaérea en este 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 cartografiables. 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). 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 a). 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 de las lavas han sido determinadas mediante estudios de muestras en lámina delgada. Para el estudio geoquímico se han realizado 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 el mapa geológico se indican con otro color los diques detectados 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 realizado sólo dos leyendas geológicas, una para las hojas que corresponden al norte de la isla, y otra para las del sur, apareciendo entre paréntesis el nº correspondiente a la misma unidad en el otro sector. Asimismo, sólo se colorean en la leyenda las unidades que realmente aparecen en el mapa en cuestión.

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 posteriormente 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 de abanico deltaico de El Time. Estos últimos no afloran en la hoja, y los primeros lo hacen de manera muy escasa, aflorando tan sólo en el borde occidental de la hoja. 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 Bco. 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

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).

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

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
CI TB-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
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 Ar/ ³⁹ Ar	770 ± 90
LPD-164	Galería Los Hombres, 675 m	Basalto	2197/31882	N	⁴⁰ Ar/ ³⁹ 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 Ar/ ³⁹ 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

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-17	Costa de la Fajana de Barlovento, 0 m	Basalto	2276/31938	N	K/Ar	549 ± 8
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 Ar/ ³⁹ 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)	Tefrfonolita	2229/31828	N	K/Ar	499 ± 7
LPD-137	Cima del Bejenado , 1580 m	Basalto	2206/31773	N	⁴⁰ Ar/ ³⁹ 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 Ar/ ³⁹ 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): $\lambda\epsilon = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $\lambda\beta = 4.963 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$. 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 $537 \pm 8 \text{ ka}$ es coherente dentro del límite de error 2 sigma con la edad preliminar de $549 \pm 12 \text{ ka}$ 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} mol/g)	Edad ($\pm 2\sigma$) (ka)	Edad (ka)
CI LP 62	R		0.613 \pm 0.006	1.82440	23.387	18.296	1720 \pm 35	
CI LP 62	R	2600 **	"	2.52041	13.517	18.325	1723 \pm 35	1722 \pm 25
CI TB-21	R		1.107 \pm 0.011	1.01395	7.627	28.459	1482 \pm 31	
CI TB-21	R	1630	"	1.00181	8.475	28.898	1505 \pm 31	1493 \pm 22
CI TB-06	R		0.727 \pm 0.007	1.01006	5.717	18.144	1439 \pm 30	
CI TB-06	R	410	"	0.99716	7.103	18.287	1450 \pm 31	1444 \pm 22
CI TB-05	R		0.978 \pm 0.010	1.14943	11.244	23.624	1391 \pm 29	
CI TB-05	R	485	"	1.18236	15.645	25.256	1489 \pm 31	1440 \pm 30
CI TB-22	R		1.032 \pm 0.010	1.05209	9.707	24.545	1371 \pm 28	
CI TB-22	R	415	"	1.03010	17.562	24.698	1380 \pm 28	1375 \pm 20
CI LP 63	N		0.733 \pm 0.007	1.84459	7.064	16.302	1283 \pm 26	
CI LP 63	N	1600 **	"	0.94774	8.766	16.111	1268 \pm 28	1275 \pm 19
CI TB-19	R		0.869 \pm 0.009	0.99978	10.981	18.547	1230 \pm 26	
CI TB-19	R	470	"	1.50340	11.810	17.882	1186 \pm 25	1208 \pm 18
CI TB-09	N		1.050 \pm 0.015	1.13636	4.034	17.260	948 \pm 19	
CI TB-09	N	260	"	1.03039	4.044	17.258	948 \pm 20	948 \pm 14
CI TB-23	R		1.014 \pm 0.010	1.28186	8.151	16.391	932 \pm 20	
CI TB-23	R	440	"	1.28534	6.607	16.524	939 \pm 20	936 \pm 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 $537 \pm 8 \text{ ka}$ es coherente dentro del límite de error 2 sigma con la edad preliminar de $549 \pm 12 \text{ ka}$ 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}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 $537 \pm 8 \text{ ka}$ es coherente dentro del límite de error 2 sigma con la edad preliminar de $549 \pm 12 \text{ ka}$ 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} 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	12.110	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	11.074	17.324	687 ± 14	681 ± 10
CI TB-32	N		1.474 ± 0.015	1.02852	12.750	16.948	663 ± 14	
CI TB-32	N	1460	"	1.02284	13.190	16.796	657 ± 18	660 ± 11
LP 22(*)	N		0.993 ± 0.010	1.62264	14.900	11.390	661 ± 18	
LP 22(*)	N	1240	"	1.61124	10.885	11.302	656 ± 14	659 ± 11
LP 21(*)	N		1.106 ± 0.011	2.02535	10.523	12.362	644 ± 13	
LP 21(*)	N	1310	"	2.09719	16.021	12.463	650 ± 13	647 ± 10
LP 20(*)	N		1.184 ± 0.018	1.47948	15.009	12.690	618 ± 13	
LP 20(*)	N	1370	"	2.15434	10.102	12.793	623 ± 13	621 ± 9
CI TB-39	N		1.590 ± 0.016	1.03893	19.204	17.106	620 ± 13	
CI TB-39	N		"	0.99992	12.497	17.055	619 ± 13	620 ± 9
CI TB-27	N		1.036 ± 0.010	1.07225	4.320	10.440	581 ± 15	

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 $537 \pm 8 \text{ ka}$ es coherente dentro del límite de error 2 sigma con la edad preliminar de $549 \pm 12 \text{ ka}$ 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 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	13.953	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	17.904	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	12.761	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	12.754	12.095	538 ± 11	537 ± 8
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

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 $537 \pm 8 \text{ ka}$ es coherente dentro del límite de error 2 sigma con la edad preliminar de $549 \pm 12 \text{ ka}$ 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} mol/g)	Edad ($\pm 2\sigma$) (ka)	Edad (ka)
CI TB-01	N		0.901 ± 0.009	1.20289	6.602	8.214	526 \pm 12	
CI TB-01	N	360	"	1.31214	6.658	8.390	537 \pm 13	531 \pm 9
CI TB-24	N		1.382 ± 0.014	1.02232	5.186	12.163	507 \pm 12	
CI TB-24	N	250	"	1.15685	11.14 1	12.138	506 \pm 11	507 \pm 8
MLP 358	N		2.532 \pm 0.025	1.11055	11.23 7	2.340	533 \pm 11	
MLP 358	N	2.167	"	1.71248	8.808	2.272	517 \pm 11	525 \pm 8
MLP 419	N		3.227 \pm 0.032	0.99183	15.54 8	2.777	496 \pm 10	
MLP 419	N	2.314	"	1.50215	11.39 2	2.811	502 \pm 10	499 \pm 7
CI TB-33	N		1.476 \pm 0.015	1.00667	4.202	11.429	447 \pm 12	
CI TB-33	N	2.210	"	1.02172	5.070	11.073	433 \pm 10	440 \pm 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

Roca total. Edades relativas a la biotita FCT-3 (28.04 ± 0.12 Ma), calibrada con la hornblenda Mmhb-1 (523.5 Ma, Renne et al., 1994).

Las edades "plateau" corresponden a la media de las de los escalones concordantes valorada por la inversa de sus variancias.

Constantes de desintegración y interferencia del reactor: $\lambda_{\text{E}} = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $\lambda_{\text{P}} = 4.963 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$; $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000264$, $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000673$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.01$. J es el factor de "neutron fluence" determinado a partir del monitor $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analizado. P: Polaridad N: polaridad normal; R: polaridad inversa.

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 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 subaéreo (Fig. 2.2).

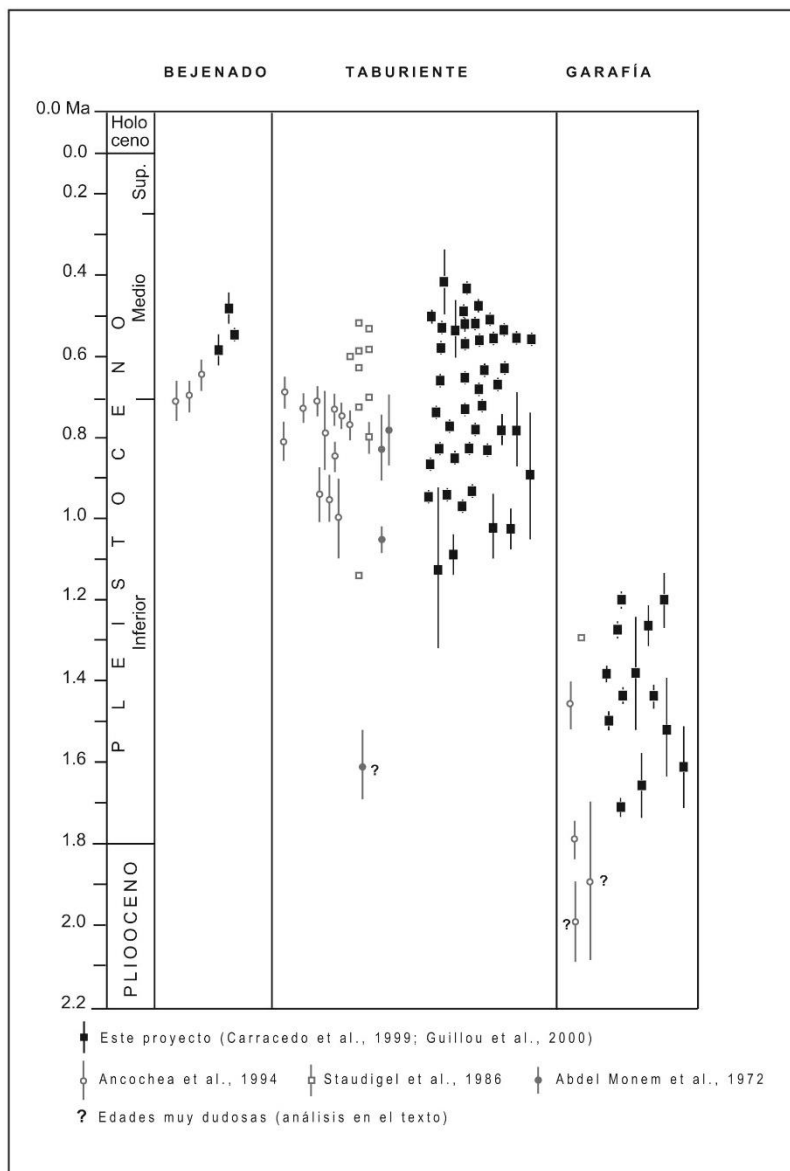


Fig. 2.2. Comparación de las edades publicadas del escudo volcánico Norte de La Palma y las realizadas en este proyecto.

2.1.1.2. Nuevas dataciones radiométricas

Las últimas dataciones radiométricas (K/Ar, $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ y C^{14}) del volcanismo de La Palma han sido realizadas en este proyecto para la elaboración del mapa geológico 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 norte de La Palma correspondientes a esta memoria. 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 $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$. 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 la distinta precisión de los métodos empleados. La mayoría de las dataciones realizadas en 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.

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, Tzacorte	LP 05	0.85±0.01
P 1 C ^(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

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 Cassinot 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).

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 cartografiables. 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 cartografiables. 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: N_1 , R_1 , N_2 , N_3 y R_3 . 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 Bco. del Río, ha imposibilitado medir las polaridades. Por otra parte, del evento Jaramillo (N_2) 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.

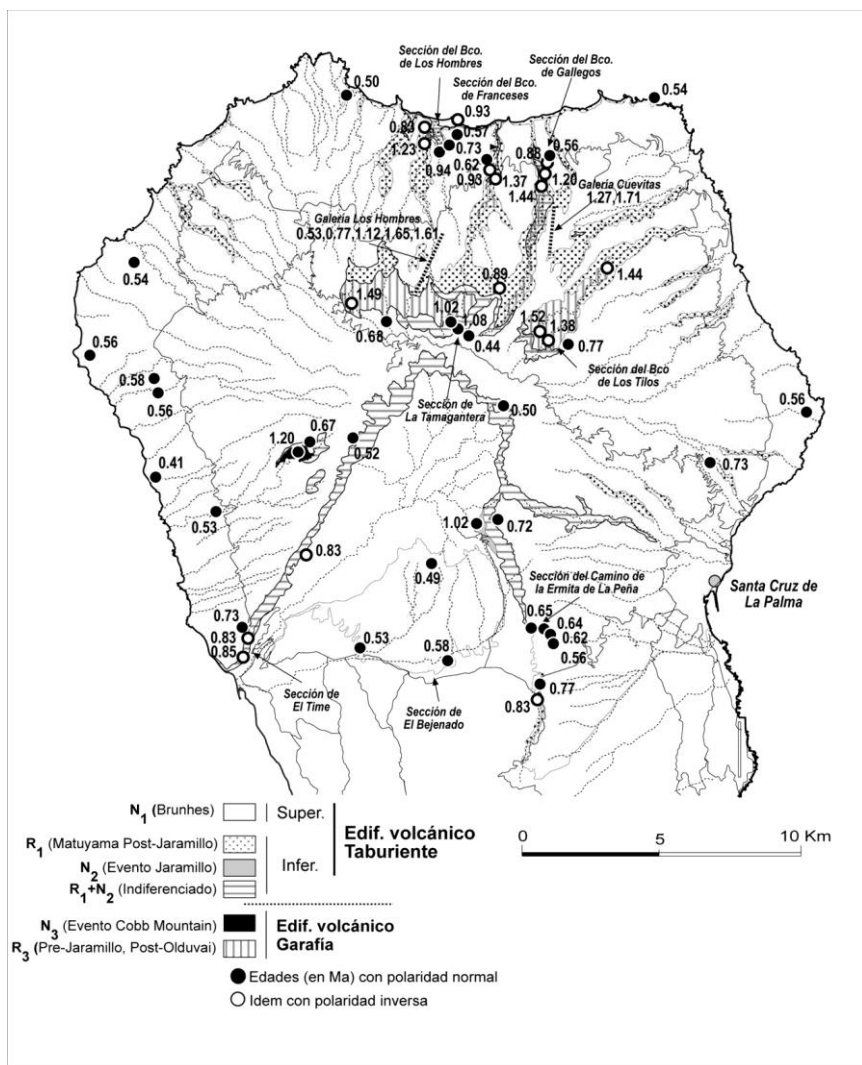


Fig. 2.3. Magnetozonas definidas en el escudo volcánico del Norte de La Palma utilizadas como base para la elaboración de la estratigrafía de las hojas geológicas en el sector norte de este proyecto.

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 R₁ allí donde no afloraba la unidad de polaridad normal N₂, que hubiera facilitado su delimitación.

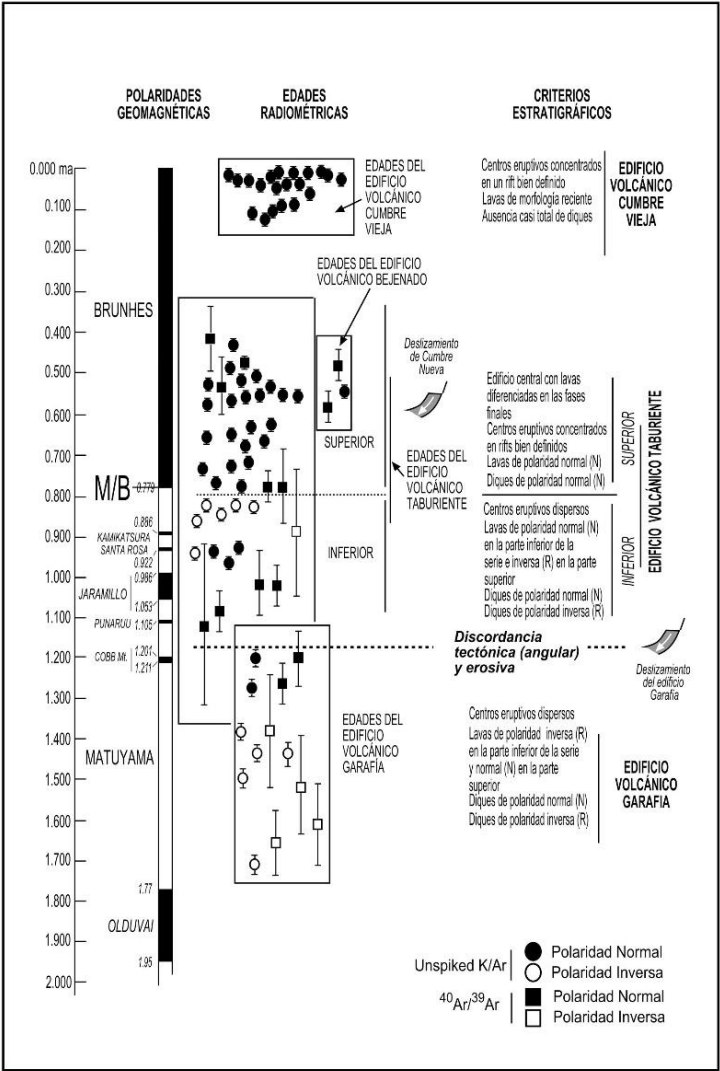


Fig.2.4. Criterios utilizados en la definición de la volcanoestratigrafía del escudo volcánico del Norte de La Palma.

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).

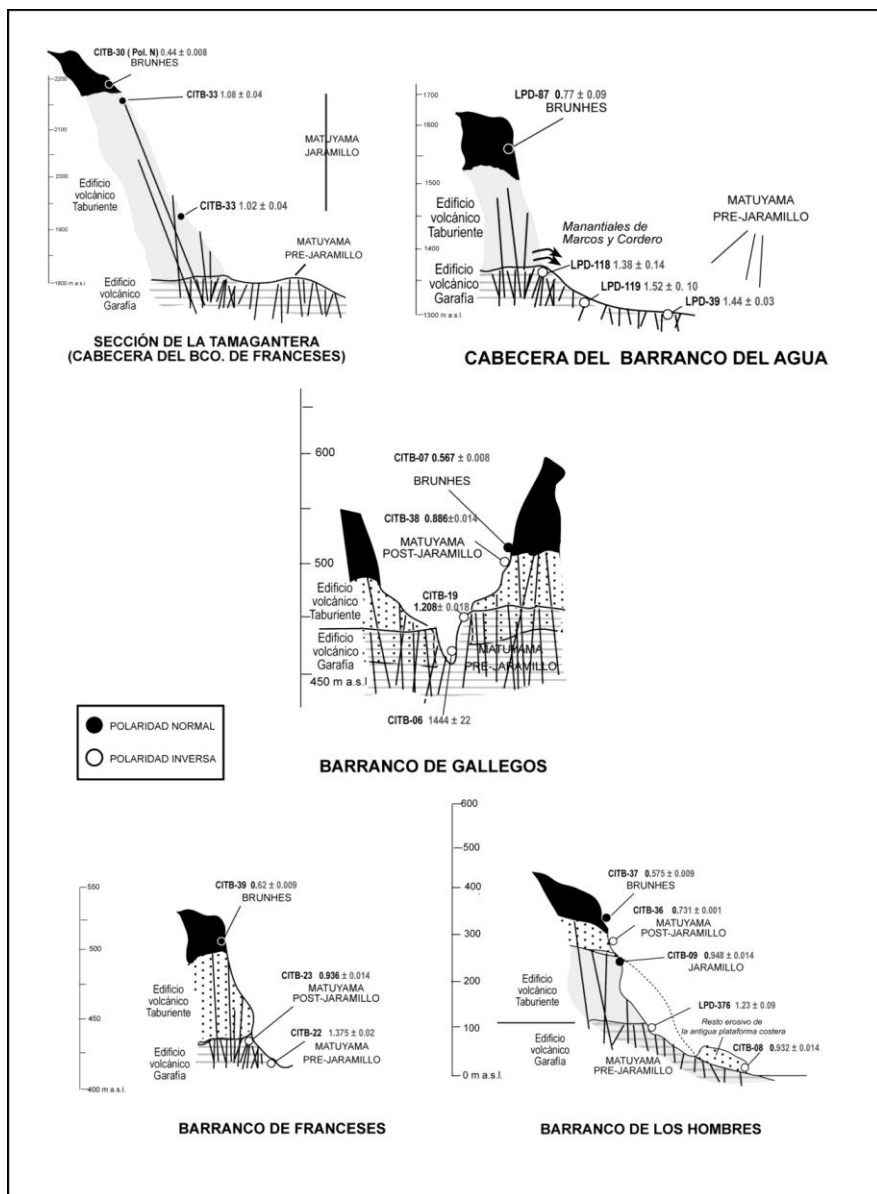


Fig.2.5. Secciones que ilustran la disposición de las principales unidades magnetoestratigráficas y volcanoestratigráficas en el Escudo Volcánico del Norte de La Palma.

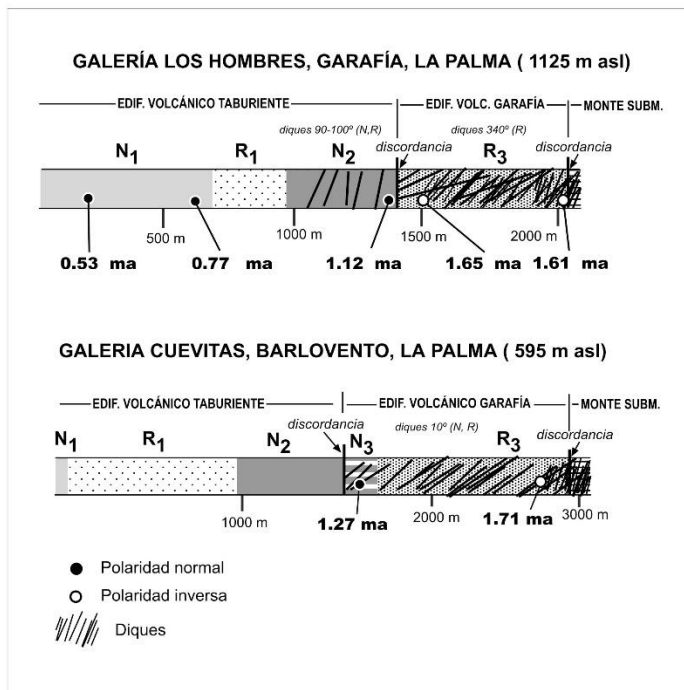


Fig.2.6. Disposición de las principales unidades magnetoestratigráficas y volcanoestratigráficas en galerías del Escudo Norte.

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 Taburiente 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 rellenaron 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 rellenaron 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 2.3 y 2.4, 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 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 2.4.

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 subunidades del 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.

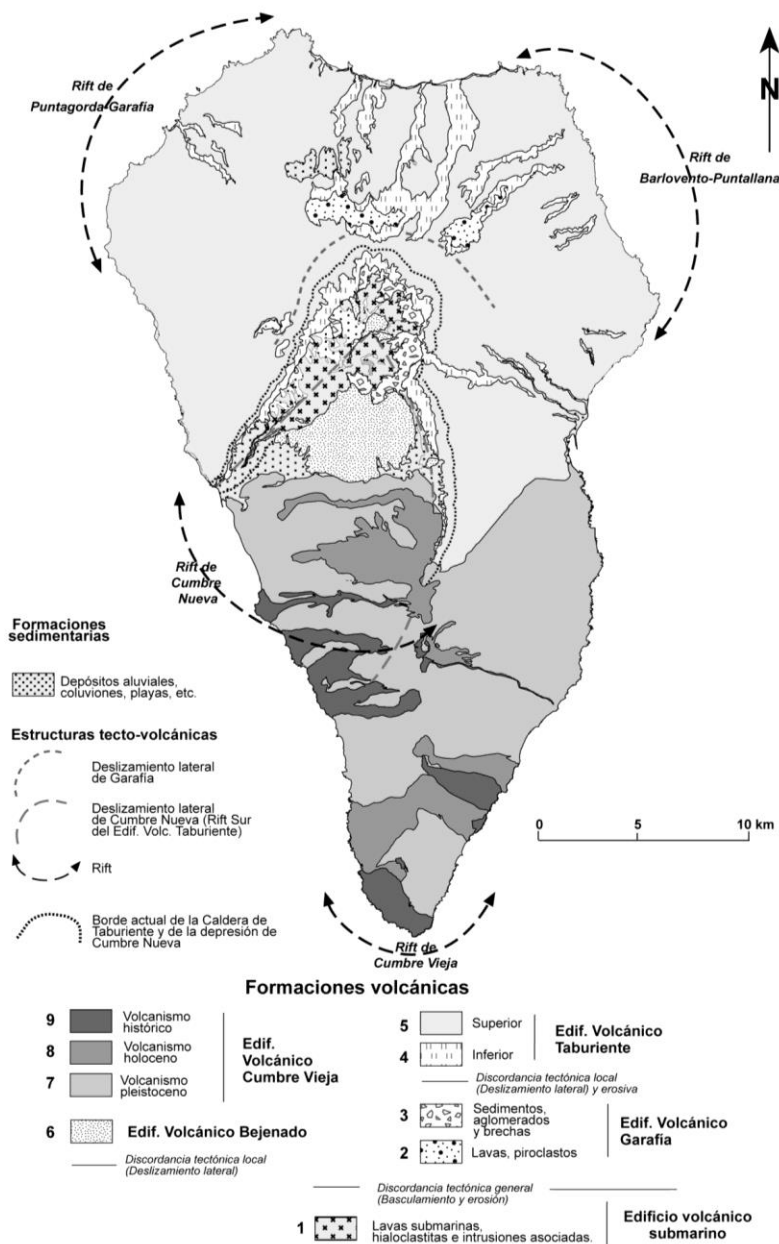


Fig. 2.7. Mapa geológico esquemático de la isla de La Palma.

2.2. EDIFICIO VOLCÁNICO GARAFÍA

El Edificio Volcánico Garafía aflora en las Hojas: 1083-II (aquí descrita); 1083-III; 1083-IV y en pequeños retazos en la 1083-I.

Los materiales de este edificio se apoyan en clara discordancia angular y erosiva sobre el edificio submarino plioceno, levantado y basculado, al que parece 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 (Bcos. de Los Hombres; Franceses; y Gallegos en el norte. Barrancos del Agua y La Herradura, al noreste y Jieque, en el suroeste).

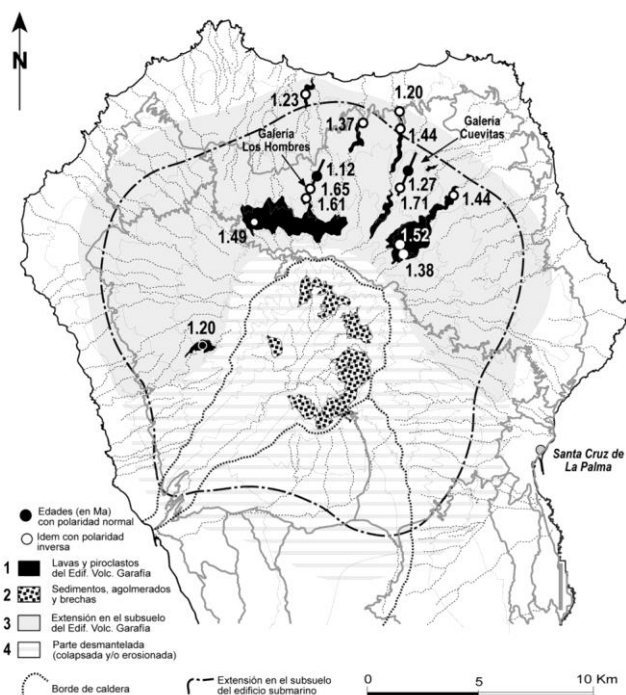


Fig. 2.8. Afloramientos del edificio volcánico Garafía (en negro). Se indica la extensión aproximada (deducida de observaciones en galerías) de este edificio volcánico en el subsuelo. Se aprecia claramente el flanco meridional desgajado (rayado) en el deslizamiento que afectó a este edificio hace 1.2 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.

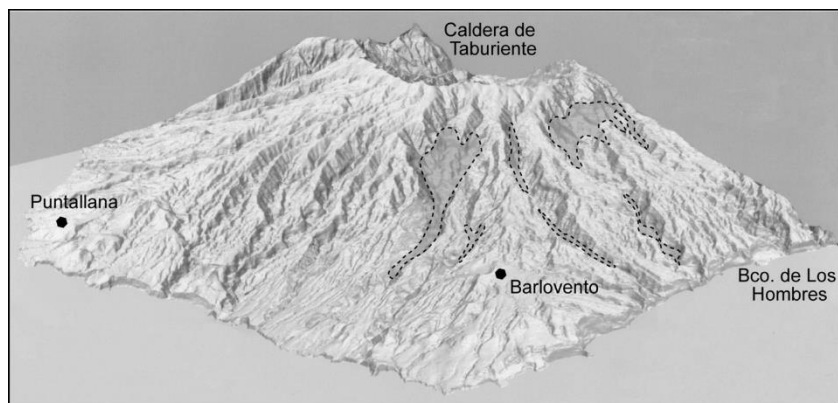


Fig. 2.9. Imagen del Norte de La Palma obtenida procesando las hojas digitales del IGN. Se ven los barrancos profundos donde aflora el edificio Garafia (en trama transparente).

Las formaciones volcánicas del Edificio Garafía han sido interpretadas unas veces como Complejo Basal (Hernández Pacheco, 1974), como Taburiente I (Navarro y Coello, 1994), o como Serie Antigua Inferior (Ancochea y colaboradores, 1994; Coello, 1987). Ya se han explicado las razones de separar este edificio volcánico del edificio volcánico Taburiente, razones por otra parte muy similares a las que se describirán para el edificio volcánico Bejenado (Sección 2.5). Asimismo, ya se ha apuntado la conveniencia de no utilizar términos como el de Serie Antigua. Por ello 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.

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 Garafía totalmente, apareciendo ahora solamente en estas ventanas erosivas. Sin embargo, la existencia de numerosas galerías excavadas para la extracción de las aguas subterráneas ha permitido la reconstrucción aproximada de su estructura profunda y su distribución en el subsuelo (Figs. 2.8 y 2.10), trabajo iniciado por Coello en 1987.

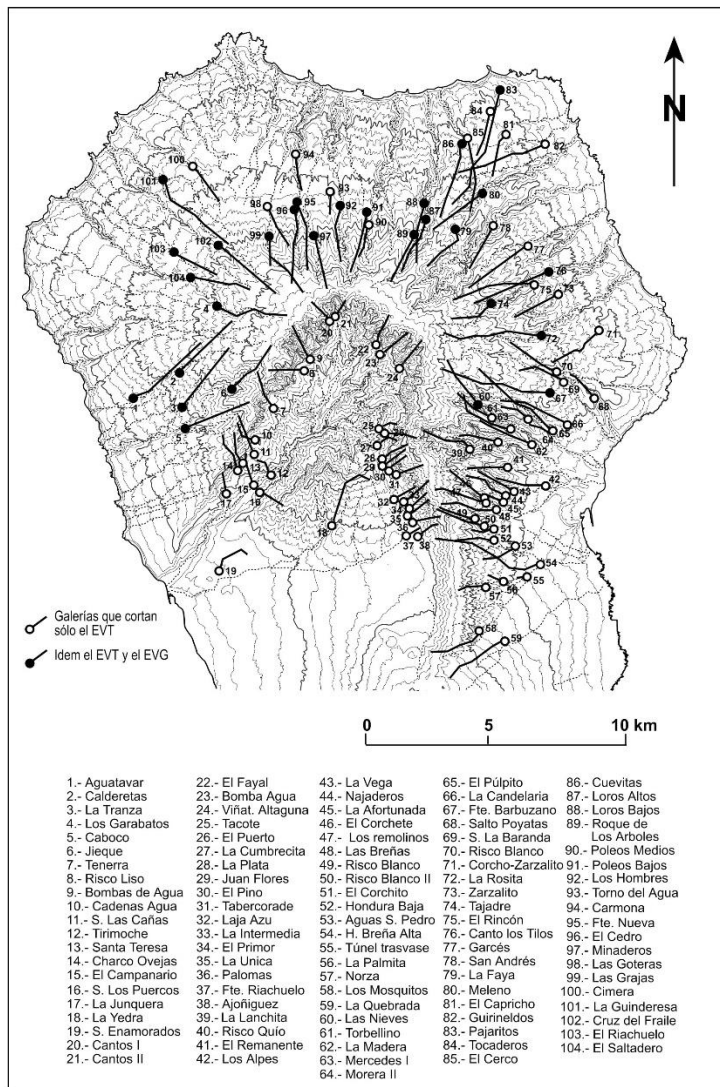


Fig. 2.10. Galerías del Escudo Norte que penetran en el edificio Garafia (en negro), delimitando su extensión en el subsuelo.

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 1.722 y 1.208 Ma, por lo que la tasa eruptiva resultante es de 0.6 Km³/Ka y la tasa de crecimiento de 3 mm/a.

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

Los afloramientos del Edificio Volcánico Garafía propiamente dicho, totalmente recubierto por las potentes formaciones del Edificio Volcánico Taburiente superpuesto, aparecen dispersos en diferentes ventanas erosivas, generalmente excavadas en las cabeceras y cauces de los barrancos más profundos de la hoja: Franceses; Gallegos Herradura y cabecera del Barranco del Agua (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 Cuevitas y Los Hombres aparecen unas brechas que podrían corresponder a la unidad **Bd** (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 "pahoe-hoe". 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 es claramente radial, predominando las direcciones de N300° a 350°E.

En síntesis, esta formación se caracteriza por coladas delgadas de pronunciado buzamiento periclinal, con predominio de basaltos plagioclásicos con morfología "pahoe-hoe" y una densa red de diques de disposición radial.

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 que su reconocimiento sea más difícil. En efecto, la fuerte inclinación de las coladas en esta zona marginal del Edificio Garafía se atenúa hasta valores <10°, aunque aún es evidente en muchos casos la diferencia angular con las formaciones suprayacentes.

Lo mismo ocurre con la morfología “pahoe-hoe” 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, por lo que los criterios geocronológicos son de gran ayuda, como ya se ha discutido anteriormente.

2.2.1.2. Afloramientos de la cabecera del Bco. del Agua

En la cabecera de este barranco (también denominado algunas veces Bco. de Los Tilos) se ha producido una espectacular ventana erosiva en forma de herradura, en la que se aprecian perfectamente las lavas del Edificio Volcánico Taburiente descansando en discordancia angular sobre el Edificio Volcánico Garafía (Figs. 2.5, 2.8 y 2.9). En el recorrido por el camino que sigue el canal se aprecian cicatrices de grandes desplomes en las paredes de la concavidad, mecanismo que evidentemente ha debido contribuir a su formación.

El contacto entre ambas unidades está constituido por un aglomerado compacto y rojizo de aspecto brechoide. Por encima aparece el paquete de lavas de más de 200 m de potencia del edificio Taburiente y, por debajo, las lavas del edificio Garafía. Este contacto discordante, en el que se encuentran los famosos manantiales de Marcos y Cordero, (los más importantes de la isla), se aprecia con facilidad por las diferencias angulares en la disposición de las coladas y por la interrupción de la mayoría de los diques. Se trata, pues, de una discordancia angular y erosiva, en coherencia con las diferencias de edad observadas (ver Figs. 2.5 y 2.8).

Los materiales del Edificio Garafía son predominantemente basaltos plagioclásicos conformando coladas “pahoe-hoe” delgadas (generalmente < 1 m), con algunas intercalaciones de coladas “aa” más gruesas. Las coladas buzan 20°-25° hacia el NE. También se observan intercalaciones de piroclastos de facies proximales, correspondientes a conos de cinder basáltico.

El conjunto, muy similar al descrito en las cabeceras de los barrancos del norte (Los Hombres, Barbudo, Las Grajas, etc.), está también atravesado por una densa red de diques, aquí de dirección predominante N200°-220°E.

Aguas abajo, el Edificio Garafía se sigue al menos hasta la cota 480 del cauce del Bco. del Agua, donde desaparece definitivamente bajo el Edificio Taburiente. La edad del Edificio Garafía en ese punto es de 1.44 Ma y la polaridad negativa.

2.2.1.3. Afloramientos en Galerías

En la Fig. 2.10 se han señalado 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 el mapa de la figura 2.7) es difícil de aceptar si se tiene 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.

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 confrontan con las definidas en este proyecto en la Tabla 2.5.

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

Como se indica en la Fig. 2.4, el Edificio 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 Edificio 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	Edificio Bejenado	Edificio Volcánico Bejenado	
Serie Antigua 3	Macizo del Bejenado		Edificio Volcánico Taburiente	
Serie Antigua 2	Serie Antigua Superior	Edificio Taburiente II		
Serie Antigua 1	Serie Antigua Inferior	Edificio Taburiente I	Edificio Volcánico Garafia	
Complejo Basal			Edificio Volcánico Submarino	
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 Edificio Taburiente Inferior, principalmente en los barrancos profundos y la base de la pared de la Caldera de Taburiente.

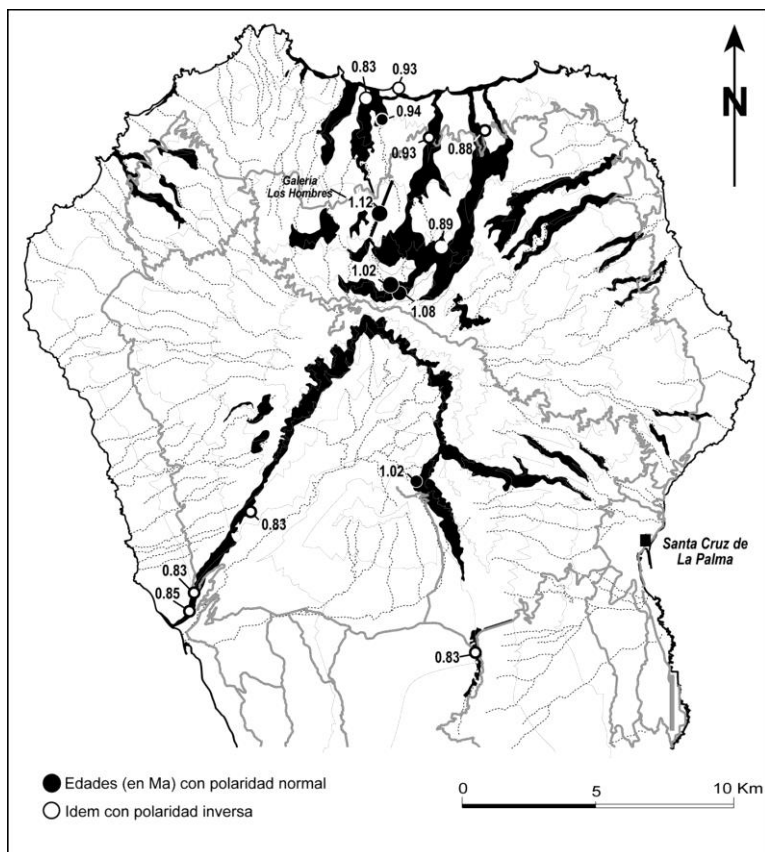


Fig. 212. Afloramientos del Edificio Taburiente Inferior. Los afloramientos de este edificio, al igual que el Garafia infrayacente, se localizan en las cabeceras y cauces de los barrancos más profundos y en la base de la pared de la Caldera de Taburiente y el arco de Cumbre Nueva. En el primer caso son ventanas erosivas; el segundo, estructuras tectónicas profundizadas por la erosión subsiguiente.

Dentro de esta fase de construcción del edificio volcánico Taburiente se pueden diferenciar tres subunidades:

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

No obstante, en esta hoja realmente sólo afloran los conos y coladas (unidades 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 Garafía. 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 Garafía.

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. 2.13).

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. 2.13). 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 se verá más adelante). Sin embargo, 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 Edificio 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 Garafía (>7 mm/a).

2.3.2. Taburiente Superior

La unidad que se ha denominado Taburiente Superior está bien representada en las cuatro Hojas del norte de la isla de La Palma. Esta formación corresponde a la culminación de la construcción del escudo volcánico del norte de La Palma. En las postrimerías 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 Garafía y al

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, 1993, 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).

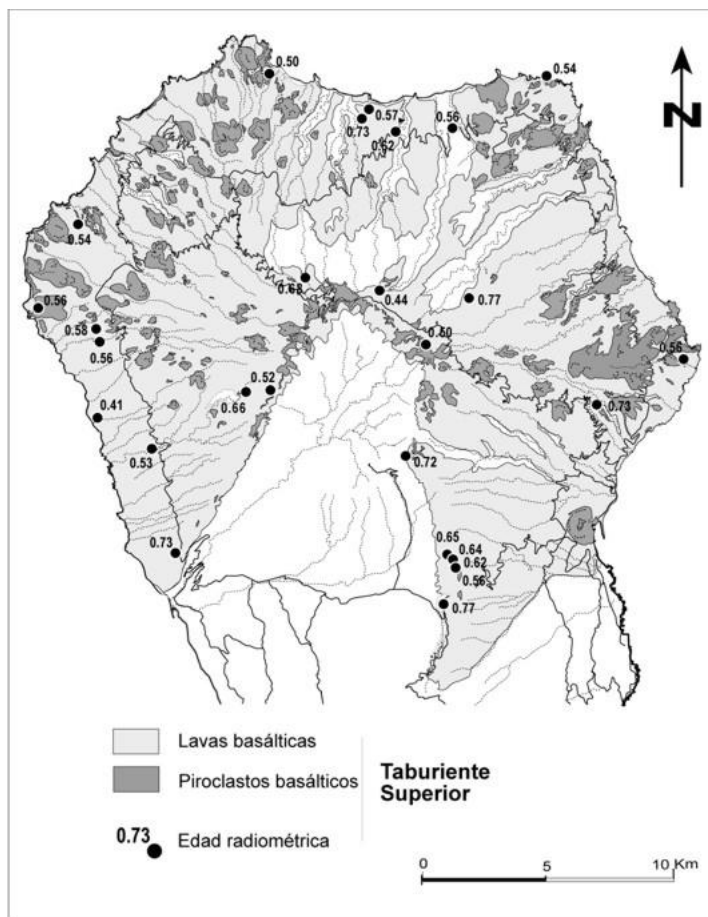


Fig. 2.13. Afloramientos del Taburiente Superior. Esta formación es muy voluminosa y recubre a los edificios infrayacentes en casi toda la extensión del escudo volcánico. En las fases terminales del Taburiente Superior se localizó un edificio centralizado y diferenciado en la parte central del escudo, en la cabecera de la actual Caldera de Taburiente. De este centro, destruido en el citado deslizamiento, quedan como vestigios algunas planchas 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 piroclastos basálticos (9)

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



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, no tiene fundamento 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. Centros de emisión y depósitos hidromagmáticos (10)

En la actividad del Taburiente Superior destaca la presencia de centros de emisión que presentan mecanismos eruptivos de interacción agua (marina o freática) - magma.

A esta clase corresponden los conos hidromagmáticos litorales cuyos restos afloran entre piedemontes en el acantilado de la costa del puerto de Punta Gorda, en la Laguna de Barlovento y, de forma espectacular, en el centro freatomagmático de La Galga. Este centro de emisión se halla mejor representado en la Hoja de San Juan de Puntallana (1083-IV), mientras que en ésta, apenas hay un pequeño asomo en la esquina SE de la misma.

Es posible que la Laguna de Barlovento sea también un centro freatomagmático, como parece evidenciar su anchura y la presencia de algunos niveles claramente originados por explosiones freatomagmáticas. Sin embargo, la excavación y construcción de un embalse y la urbanización del entorno impiden la observación del cono original.

El centro freatomagmático más espectacular del escudo volcánico es, sin duda, el de La Galga, localizado en la cabecera del barranco del mismo nombre. Este interesante aparato volcánico ha sido ya descrito con bastante detalle por Anguita y Aparicio (1973). Con una anchura de cráter de más de 1 Km, este centro eruptivo se sitúa en el techo de la unidad. Sus materiales explosivos y laháricos se extienden aguas abajo hasta apoyarse en el cono de S. Bartolomé, discurriendo hasta la costa por la Punta de La Galga. Estos materiales debieron canalizarse en barrancos, produciéndose más tarde una inversión de relieve por su extraordinaria consolidación. Una descripción más detallada de esta erupción se realiza en la memoria correspondiente a la hoja de San Juan de Puntallana (1083-IV).

2.3.2.3. Coladas de lavas basálticas (11)

Las lavas del 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".

Estas coladas son las que cubren en su mayor parte la hoja estudiada, 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.

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. Así, en el sector NE de la hoja, se observan una serie de coladas que presentan unas morfologías y grado de conservación que podrían hacer pensar en una edad más reciente. Afloran en el Lomo de Las Laderas, en la zona del Vertedero Insular, y en los lomos de la zona de La Lomadita.

Petrológicamente presentan una interesante variación, como se discute en detalle en el capítulo 5 de esta memoria.

2.4. FORMACIONES SEDIMENTARIAS

Como se verá en esta Sección, 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 mayoría 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 relativamente amplia extensión en la vecina hoja de Santo Domingo (1083-I), sin embargo en esta aquí estudiada, tan sólo se han cartografiado unos pequeños afloramientos en el borde occidental de la misma. 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 superpuesta a las coladas del Taburiente Superior, algunas coladas de esta formación aparecen intercaladas o recubriendo los sedimentos, lo que justifica su adscripción al Pleistoceno.

Los cortes que genera la carretera C-830 muestran las características del depósito (Fig. 2.15). De facies muy cambiante, predominan los rellenos de varios metros de potencia (Fig. 2.15). 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. 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 (centiles) oscilan alrededor de los 50 cm, aunque son frecuentes los bloques de tamaño >1m (Fig. 2.15).

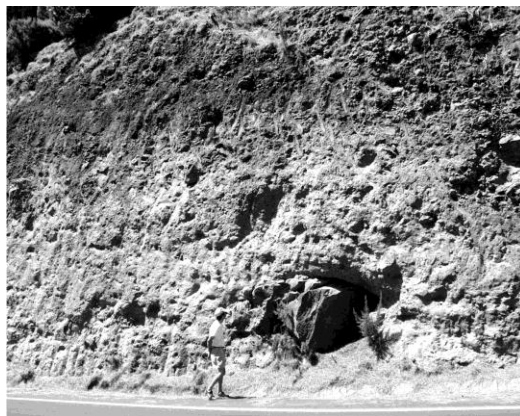


Fig. 2.15. Depósitos sedimentarios de La Mata. Recubren una amplia zona al oeste de Roque del Faro, extendiéndose ampliamente en la hoja de Santo Domingo. Estos depósitos, de génesis compleja, son predominantemente laháricos y de ladera. (Foto J. C. Carracedo).

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

2.4.1.2. Coluviones y depósitos de ladera (21)

Tan sólo se han podido observar piedemontes claramente antiguos en la Fajana de Barlovento, en el sector NE de la hoja. En esta costa aparecen dos familias de coluviones, estando los más antiguos muy compactados, con intercalaciones de coladas que fluyen desde la zona de la Laguna de Barlovento, pertenecientes al Taburiente Superior. Estas coladas corresponden a un pulso de actividad relativamente tardío dentro de la actividad del edificio.

Al parecer se trata de los restos de una plataforma costera del Edificio Taburiente Superior, sobre la que se han formado otros piedemontes claramente recientes, que la han protegido de la erosión marina.

2.4.1.3. Suelos de alteración de lapilli (22)

Alrededor de la Laguna de Barlovento aparecen unos mantos de considerable potencia (hasta 5-6 m en algunas zonas) de materiales muy edafizados, en los que se observa su naturaleza original de piroclastos basálticos.

Se extienden entre la citada montaña y la de El Pozo y Morantes, llegando hasta las inmediaciones del pueblo de Barlovento. Se trata de piroclastos muy finos provenientes de las erupciones que formaron el grupo volcánico de la citada Laguna de Barlovento. En estas erupciones hubo fases freatomagmáticas más explosivas, lo que pudo ayudar a la dispersión y fragmentación de estos depósitos y a su ulterior edafización.

2.4.2. Sedimentos holocenos

2.4.2.1. *Aluviales (23)*

Como ya se ha mencionado, en esta hoja son muy escasos los barrancos con depósitos de acarreo relevantes en el cauce, con la excepción del Barranco de los Hombres en el sector occidental de la misma, y los de: la Galga; del Agua y de San Juan en el sector oriental. En estos tres últimos casos, los depósitos se asocian con los cursos bajos de los barrancos, y con su zona de 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 los cantiles costeros, y 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, en el sector NE de la hoja.

Los coluviones de mayor desarrollo son los que se encuentran en las paredes de los barrancos: del Agua; de los Hombres y Gallegos, así como los cantiles de la costa norte.

Estos piedemontes presentan la típica estructura en capas de diferente granulometría. Están, en general, poco o nada encalichados y no se encuentran atravesados por diques.

2.4.2.3. *Avalanchas y desplomes costeros "rock falls" (25)*

Afloran exclusivamente en los acantilados costeros del sector norte de la hoja.

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.

Las costas de barlovento son muy inestables debido a la 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.

Dentro de la hoja, los desplomes costeros más significativos se localizan en el sector NO de la misma, habiéndose cartografiado los depósitos de: Roques de los Gallos; La Fajana y Fajana de Correa. También existen cicatrices de deslizamiento muy visibles en la cabecera del Barranco del Agua, en el camino hacia los manantiales de Marcos y Cordero.

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, como en los desplomes costeros de la Playa de La Veta (ver hoja de Pino de la Virgen, 1083-III). 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 es más ordenada (laminación interna).

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. Esto se pone de manifiesto en la escasez del toponímico “playa” en las costas de esta parte de la isla.

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 el sector suroriental de la hoja son algo más abundantes, sobre todo en la zona de Puerto Escondido; Punta Gaviota y la Puntilla. Continuando esta costa oriental, pero algo más al norte, se han cartografiado pequeñas ensenadas en Roque Negro; Playa de Puerto Espíndola, y en la zona de desembocadura del Barranco de la Barata.

Todas estas playas son de bloques y cantos, más o menos redondeados, o de cantos y arenas basálticas, con su característico color negro.

3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

3.1. ALINEACIONES Y ENJAMBRES DE DIQUES

En el escudo volcánico del norte de La Palma apenas afloran diques, éstos son más abundantes en el interior de La Caldera de Taburiente, y en el arco de Cumbre Nueva. Así en esta hoja, son muy escasos al estar en su mayoría recubiertos por las abundantes emisiones terminales del Edificio Taburiente. Sólo en el fondo de los Barrancos de Los Gallegos y la Herradura se han cartografiado algunos de ellos. Este inconveniente puede obviarse, sin embargo, aprovechando la profusión de galerías subterráneas, donde las características y dirección de los diques se puede determinar con facilidad.

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 Bco. 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 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 Navarro y Soler (1993) y Carracedo (1994) para estos edificios volcánicos, de estructuración de la red intrusiva en una geometría de estrella regular de tres ramas (tipo “Mercedes-Benz”).

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

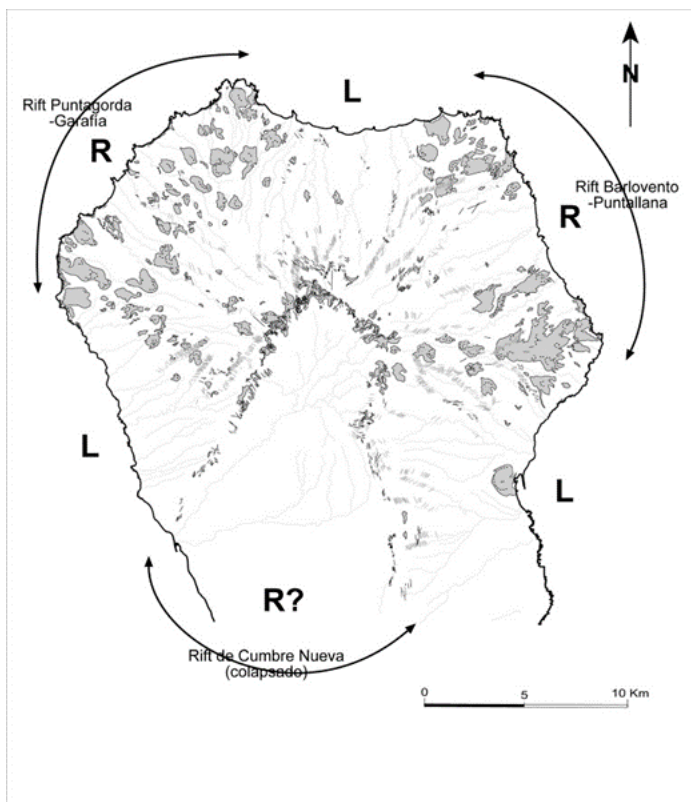


Fig. 3.1. Esquema del Escudo Volcánico del Norte de La Palma indicando los conos volcánicos (centros de emisión) que afloran, los diques que llegan a la superficie (en negro) y los del subsuelo analizados en galerías (en gris). Los centros eruptivos y diques se concentran de forma no muy apretada en 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 hacia los 0.8 Ma, la actividad volcánica se concentra 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 tejado a dos aguas muy bien delimitadas (Carracedo, 1994; 1996; 1999; Carracedo y otros, 1998; 1999 a).

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 las islas de Tenerife y 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 Edificio 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 dos 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 Garafía

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

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), como han evidenciado las imágenes del entorno marino (Urgelés, 1999).

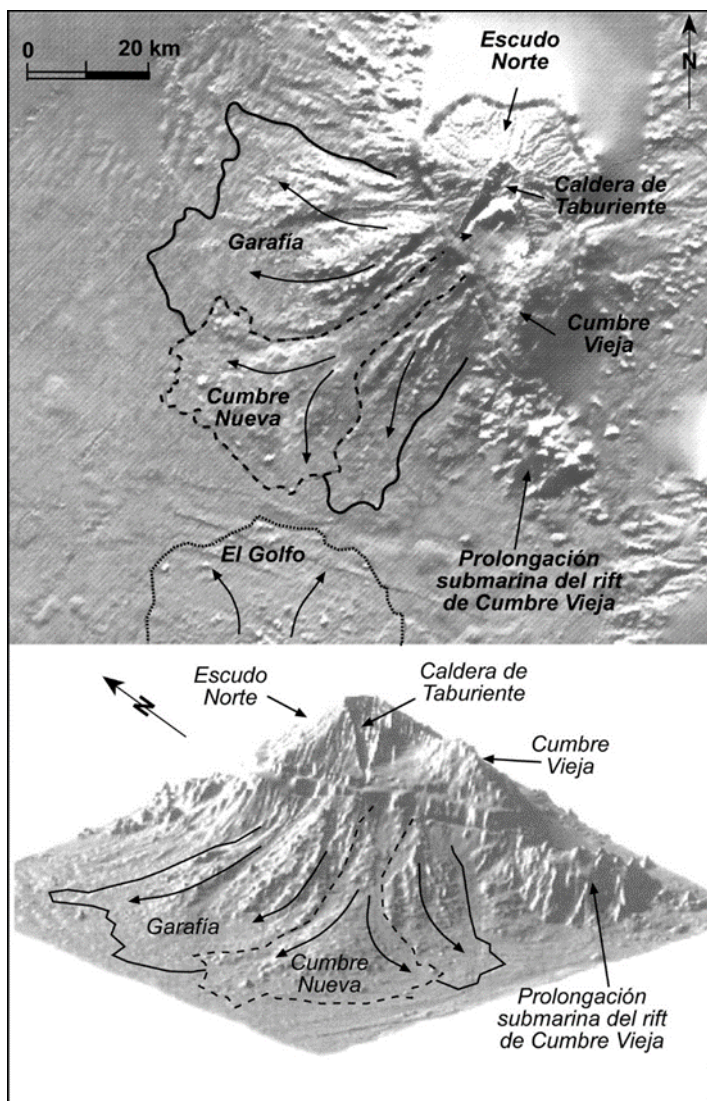


Fig. 3.2 Imágenes en relieve sombreado mostrando la extensión de los deslizamientos de Garafía y Cumbre Nueva. La dorsal ("rift") de Cumbre Vieja, la Caldera de Taburiente y el "rift" submarino continuación del de Cumbre Vieja se ponen como referencia. Se aprecia claramente cómo los materiales deslizados 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).

3.3.2. Deslizamiento gravitatorio de Cumbre Nueva

Ha sido descrito por Ancochea y otros (1994) y posteriormente por Carracedo y otros (1999 a, b). Es un proceso de gran importancia en la geología de La Palma, ya que ha sido el causante de la formación de la estructura más emblemática: La Caldera de Taburiente, así como el elemento de separación de los edificios volcánicos Taburiente y Bejenado (Fig. 3.3).

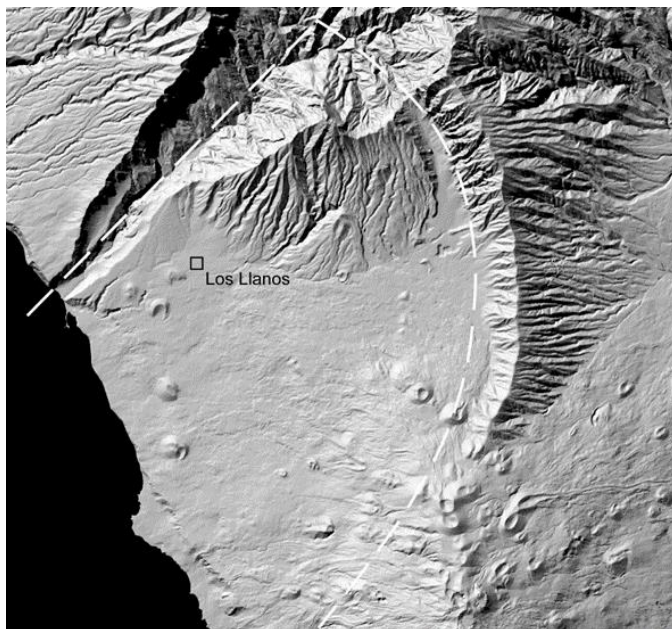


Fig. 3.3. Imagen en relieve sombreado de la cuenca de deslizamiento de Cumbre Nueva, cuyos límites (el Barranco de Las Angustias al NO y el arco de Cumbre Nueva al E) se aprecian claramente.

Parece posible que, en las etapas avanzadas de construcción del edificio volcánico Taburiente, uno de los “rifts” ya descritos —el N-S o Cumbre Nueva—, concentrara una parte importante de la actividad del escudo volcánico, pudiendo haberse iniciado ya la tendencia de emigración del volcanismo hacia el sur, que continuaría después de forma definitiva (Fig. 3.4-A). La intensa actividad eruptiva debió originar un crecimiento excesivo del “rift” o dorsal de Cumbre Nueva. Sobrepasado el límite de estabilidad, se produjo un deslizamiento gravitatorio masivo del flanco occidental de la dorsal, originando la mencionada depresión Fig. 3.4-B). Este proceso debió ocurrir hace unos 566 Ka, edad de las lavas que forman el techo de la dorsal de Cumbre Nueva. En todo caso, el deslizamiento parece estar limitado por esta edad y la más antigua del Edificio Bejenado, de unos 530 Ka.

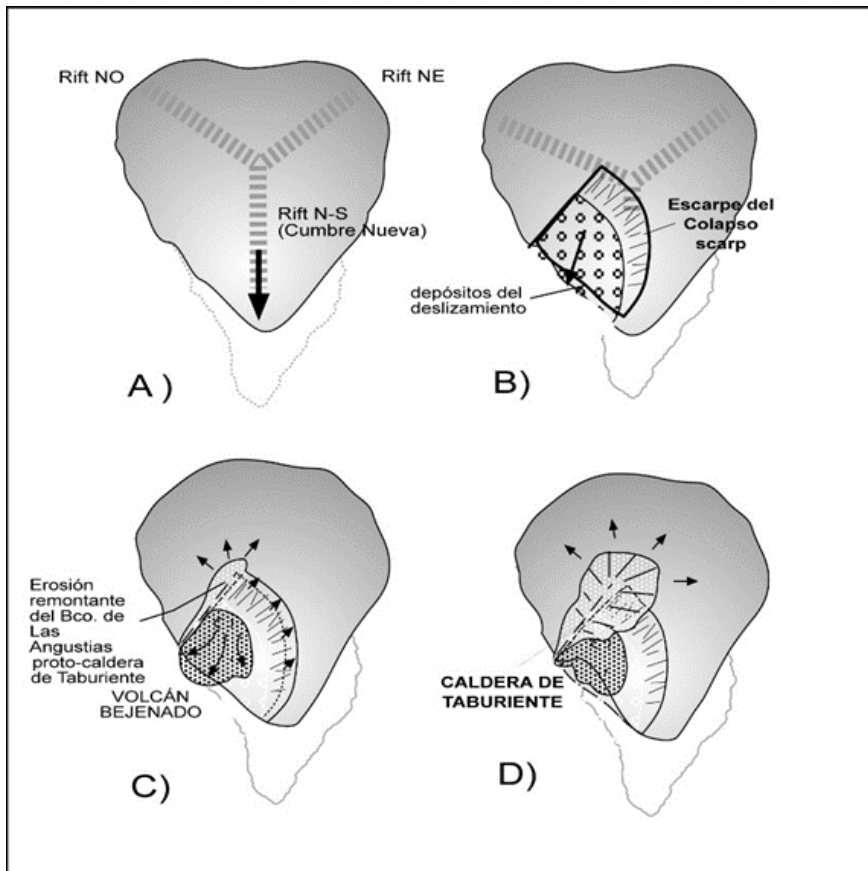


Fig. 3.4. A) Relación entre el deslizamiento de Cumbre Nueva y la formación de la Caldera de Taburiente (explicación en el texto).

La geometría y extensión del bloque deslizado, limitado por el arco en herradura al N y un borde recto al NO, puede deducirse de las observaciones obtenidas en superficie y en los sondeos anteriormente descritos. La dorsal de Cumbre Nueva pudo alcanzar una altura de unos 2.500 m y el volumen del bloque desgajado unos 180-200 Km³ (Carracedo y colaboradores, 1999 a, b).

La continuación de la actividad en el "rift" de Cumbre Nueva inmediatamente después del colapso inició la construcción del edificio volcánico Bejenado (Fig. 3.4 C). El encajamiento de un barranco (Bco. de Las Angustias) en el borde NO del deslizamiento supuso el inicio de la Caldera de Taburiente, que no es más que el ensanchamiento progresivo de la cabecera de este barranco por erosión remontante y desplomes de las paredes (Fig. 3.4 D). Sorprende que este deslizamiento y el posterior ensanchamiento erosivo de la pared de La Caldera no haya puesto al descubierto el edificio Garafía, que aflora a casi 1000 m por

encima de la base de la pared a apenas unos kilómetros de su borde. Una posible explicación es la de la Fig. 3.5, donde se muestran de forma esquemática los dos deslizamientos consecutivos de Garafía y Cumbre Nueva, en que el segundo afectaría a las lavas de relleno del primero con un ángulo más pronunciado. Se trata de una situación similar a la descrita para explicar las diferencias entre las paredes del Bco. de Las Angustias, separadas por una falla tectónica cual es el borde de un deslizamiento gravitatorio.

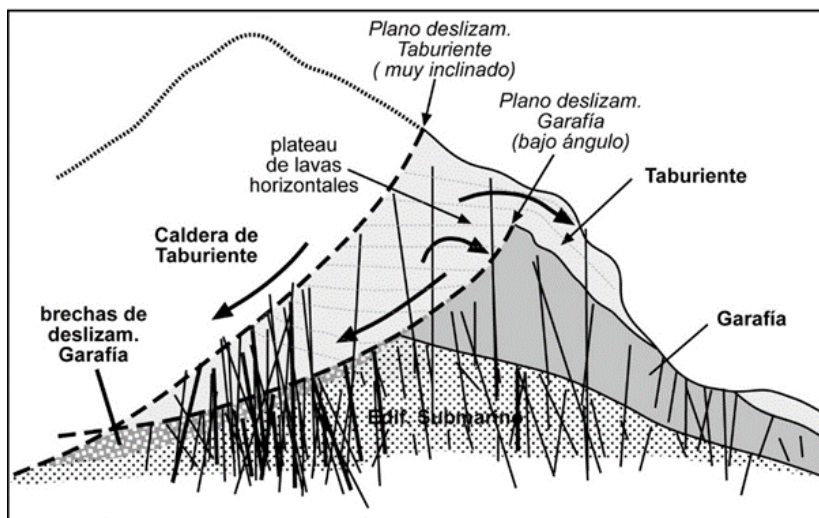


Fig. 3.5. Modelo tentativo de explicación de los deslizamientos consecutivos de Garafía y Cumbre Nueva. El distinto ángulo de los respectivos planos de deslizamientos podría explicar porqué no se observa el Edificio Garafía en la pared de la Caldera de Taburiente.

3.4. FALLAS Y FRACTURAS RECIENTES

No se han observado fallas importantes en el escudo volcánico del norte de La Palma. Una observación detallada y las relaciones de edad demuestran que se trata de discordancias erosivas, posiblemente "paleobarrancos" rellenos con emisiones más recientes. 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. En las costas del O y NO del escudo volcánico, son especialmente abundantes, sobre todo 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).

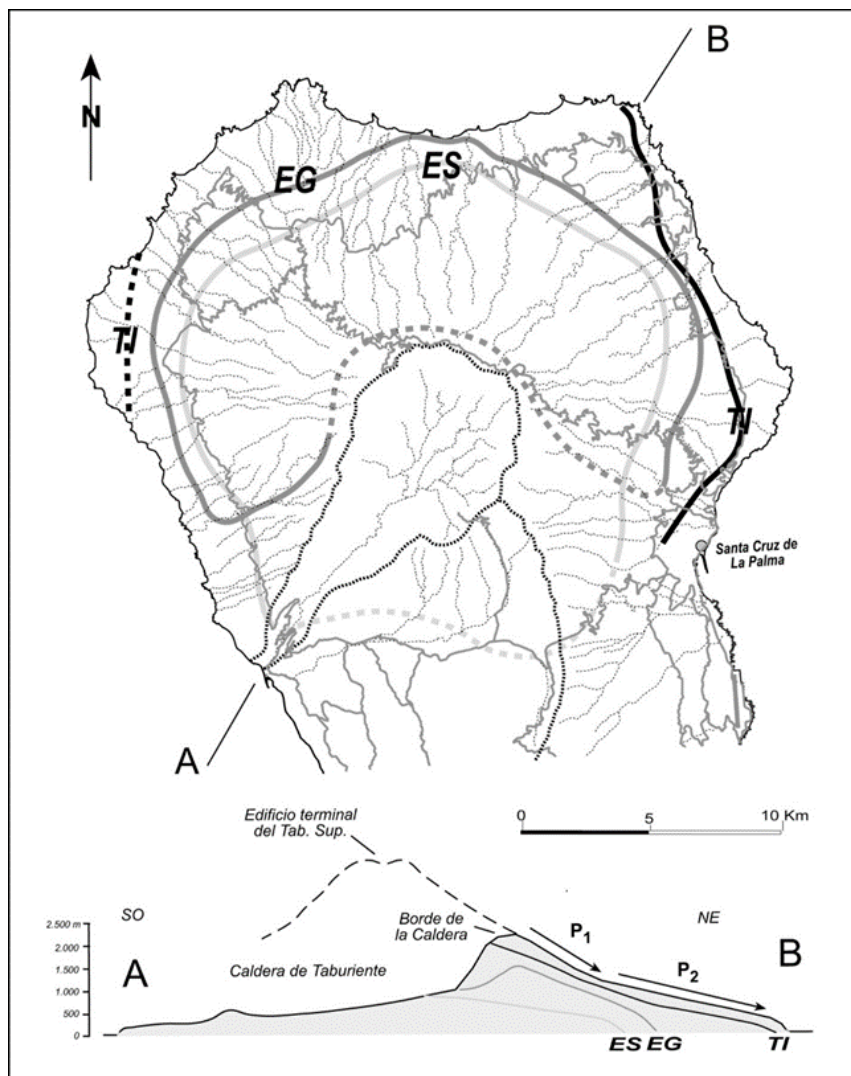


Fig. 4.1. El Escudo Volcánico del Norte de la isla se ha formado por superposición de varios edificios volcánicos (ES: Edificio Submarino; EG: Edificio Garafia; TI: Taburiente Inferior) aproximadamente concéntricos. Esta superposición en etapas no sólo ha ido cambiando la extensión y perfil del escudo, sino que condiciona su morfología, reflejando el perfil actual la disposición en el subsuelo de los edificios anteriores, que se esquematiza en la figura.

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 rellenada 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 Edificio 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 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 rellena 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 tónica “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. 3.4 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 Bco 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, probablemente 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 del Edificio volcánico Submarino y 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 5.3, 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 (IAlc), 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 TAS propuesto por la IUGS, Le Maitre (1984), Le Bas et al. (1986), teniendo 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 Garafía

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
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

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
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
IAIc	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, seccion 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. 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
lAlc	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
IAIc	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

5.1. EDIFICIO VOLCÁNICO GARAFÍA: PETROLOGÍA

En este apartado se describen las características petrológicas de la Unidad (5) en referencia con las formaciones volcano-estratigráficas que se presentan en esta hoja.

Estos materiales lávicos están 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 del fondo de los Barrancos de: los Hombres; Gallegos; Franceses y del Agua. 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 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 picríticos a Basaltos afaníticos, y **Basaltos olivínicos-piroxénicos-plagioclásicos**.

Basaltos olivínico-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-subidiomorfos de color pardo con bordes algo rojizos, y sólo excepcionalmente algunos fenocristales de augita zonados presentan núcleos egrínico 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 alotriomorfos parcialmente corroídos. Los minerales opacos son frecuentes, en pequeñas secciones alotriomorfos 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 picríticos, como se ha indicado anteriormente, son una variante tipológica de los Basaltos olivínicos-piroxénicos, en los que los procesos acumulativos conllevan un elevado contenido de fenocristales máficos (50%-58 %) del total de la roca. Predominan los fenocristales de olivino en secciones subidiomorfos-alotriomorfos de tamaños (<6 mm), muy abundantes y generalmente xenomorfos, microfracturados 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 alotriomorfos 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 feldespático 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 tono pardo-amarillento 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 de 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 macas 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 idiomorfas a subidiomorfas 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 pleocroísmo 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 Galerías de los Hombres y Galería de las Cuevitas.

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 picríticos.

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 afíricos 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 Cuevitas, 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.

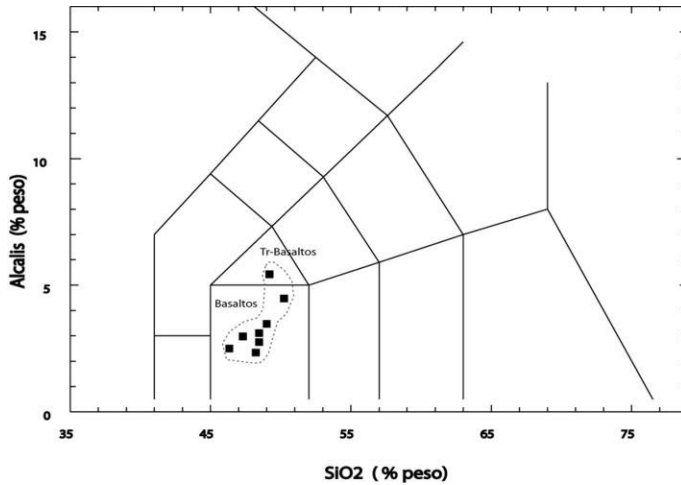


Fig. 5.1. Diagrama T.A.S. del edificio volcánico Garafia.

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.

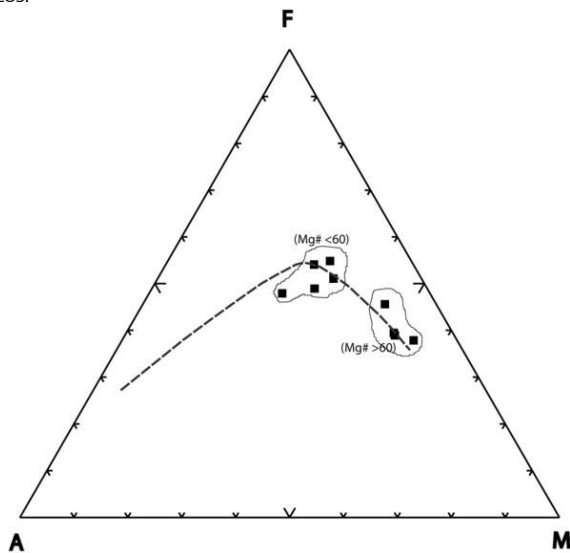


Fig. 5.2. Diagrama AFM del edificio Garafia.

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.

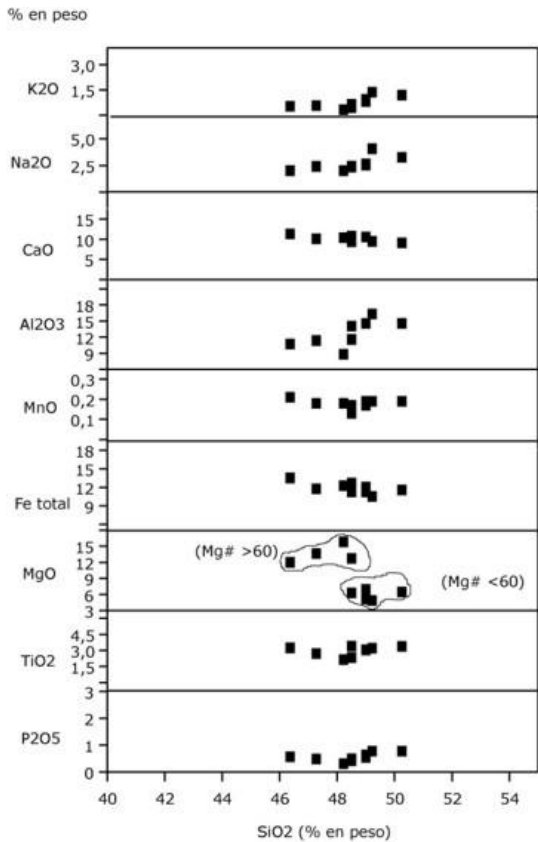


Fig. 5.3. Diagrama de variación de elementos mayores en lavas del edificio volcánico Garafía.

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 decrementos 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 .

Estas divergencias se evidencian de forma más señalada en los diagramas de 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. 5.4), en las

que existe una clara divergencia entre las diferentes tipologías. Como se observa existe correlación positiva, aunque discontinua, 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. Por su parte los minerales férricos sólo presentan correlaciones positivas para valores de $\text{MgO} < 8\%$, mientras que las variaciones en los contenidos en TiO_2 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.

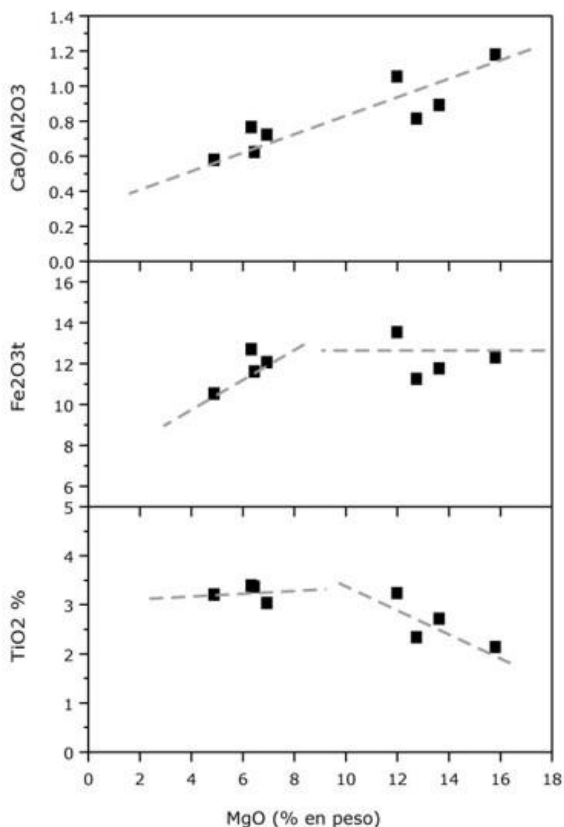


Fig. 5.4. Diagrama de variación de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO del edificio volcánico Garafía.

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 ($La/Yb \sim 12$) se corresponden con los términos basálticos más primarios de la Galería de los Hombres, continuado por los materiales basálticos de la Galería de las Cuevitas (La/Yb 16-20), mientras que los materiales traquibasálticos más diferenciados, ($La/Yb=24$), supondrían los términos más enriquecidos. Es de señalar que el rango de enriquecimiento más amplio corresponde al tramo superior de REE ligeras, (La/Sm 2.7-5.3), siendo más moderado en el tramo inferior de REE, (Sm/Yb 4.4-4.6), dentro de los límites establecidos para las tipologías del Edificio Volcánico Garafía.

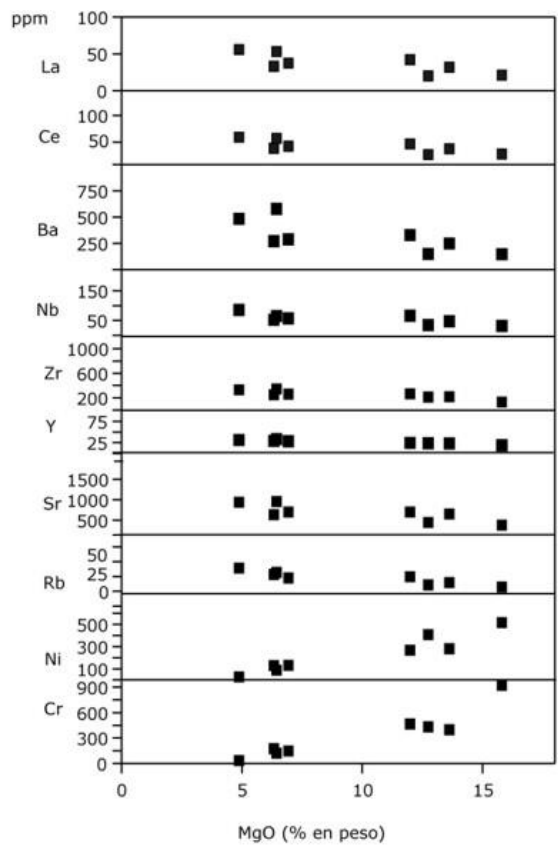


Fig. 5.5. Diagrama de variación de elementos menores del edificio volcánico Garafía

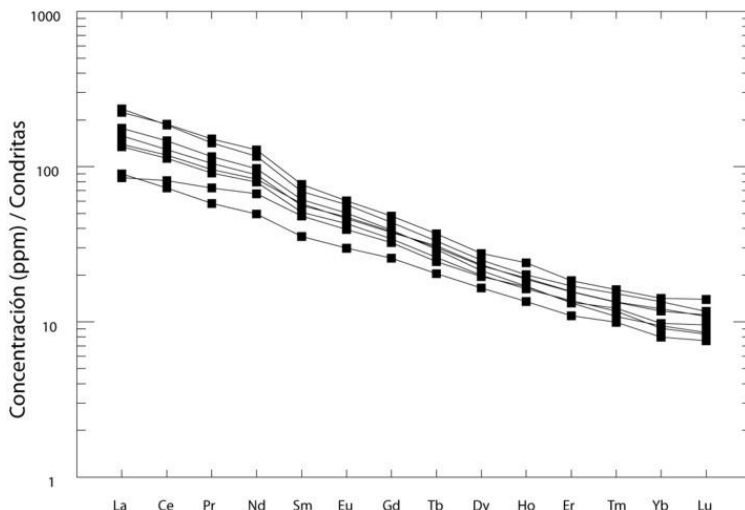


Fig. 5.6. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales del edificio volcánico Garafía

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 máficos (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 titaníferas de tonos pardo-amarillentos, en secciones idio-subidiomorfos y tamaños seriados, entre los que destacan algunos megacristales (~ 7 mm), presentando frecuentes zonados y maclas, y con la inclusión poiquilítica 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, remplazamientos 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 extienden 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 metasomáticas 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 Garafia.- Están representados por diferentes coladas basálticas que se apoyan discordantes sobre el Edificio Garafia. Sus afloramientos se sitúan alrededor de la Unidad (5), en el Pinar de Garafia, 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 piroxénicos-olivínicos** y **Basaltos afrícos traquíticos**.

Basaltos piroxénicos-olivínicos con textura típicamente porfídica seriada y proporciones variables de minerales máficos (25-45%), sobre una matriz de micro a hipocristalina algo vesicular. Los fenocristales de clinopiroxeno son cristales idio-subidiomorfos de augita titanífera 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 no llegan a constituir mesocristales. Los minerales opacos se presentan en pequeñas secciones de subidiomorfos a alotriomorfos normalmente dispersos 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-intersertal, 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 afrícos traquíticos**, está bien representada en los afloramientos occidentales del Pinar de Garafia (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. de la Herradura.

Los términos afíricos más característicos presentan escasos fenocristales (<20%) sobre una matriz traquitoide. Los minerales máficos 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 félsicos, con micro-fenocristales de plagioclasa (~23%) en pequeñas secciones prismáticas con desarrollo de maclas polisintéticas y minerales máficos 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 Garafía.

Los datos analíticos (Tabla 5.2), comprenden las diferentes tipologías establecidas petrologicamente, 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 SiO₂ lo que las aproxima al campo basanítico.

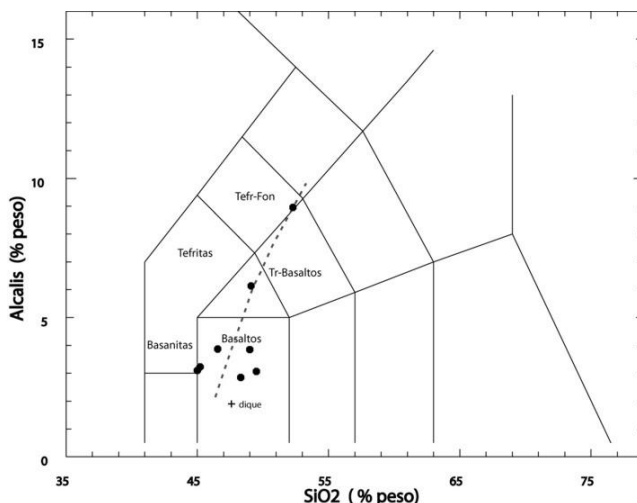


Fig. 5.7. Diagrama T.A.S. del edificio volcánico Taburiente Inferior.

Los materiales lávicos más primarios estarían representados por Basaltos piroxénicos-olivínicos de la parte inferior del Bco. de los Hombres y del Bco. 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 traquitoides se aproximan geoquímicamente al campo de las tefritas máficas. Estas tipologías traquibasálticas 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 traquibasálticos/tefricos suponen un incremento notable de la alcalinidad en detrimento de los componentes ferromagnesianos.

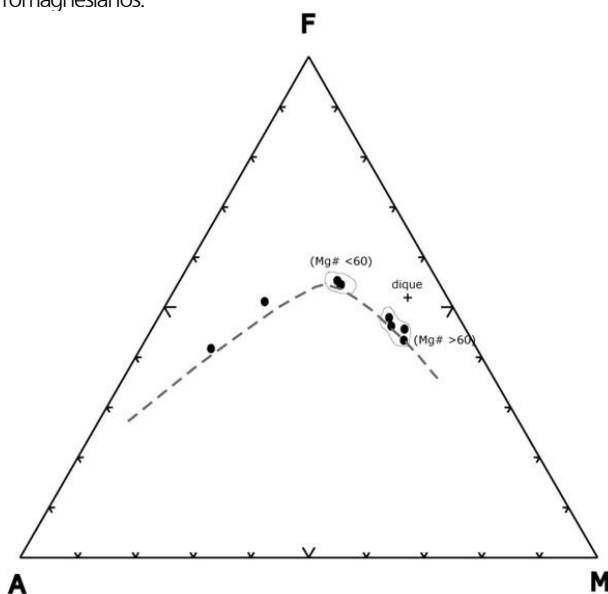


Fig. 5.8. Diagrama A.F.M. del edificio volcánico Taburiente inferior.

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 .

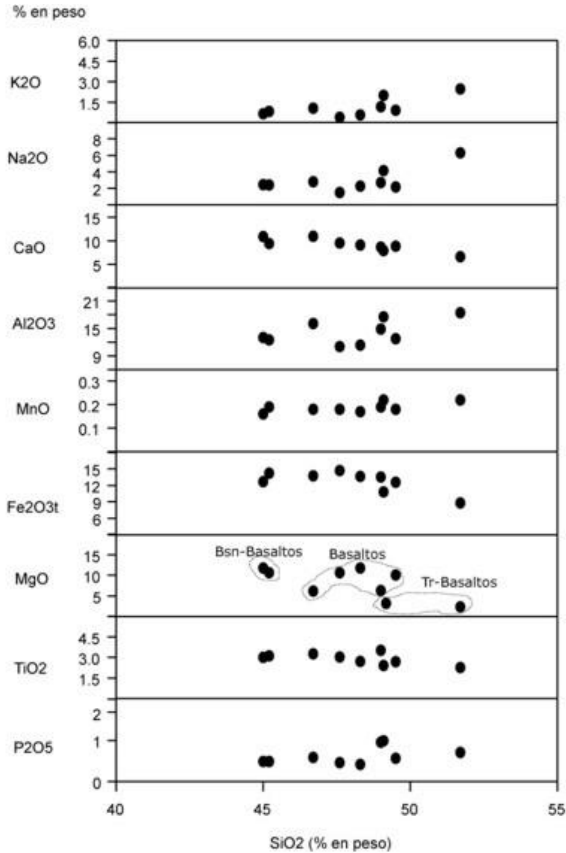


Fig. 5.9. Diagrama de variación de elementos mayores en lavas del edificio volcánico Taburiente Inferior.

La variación de las relaciones $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ y TiO_2 , frente a los contenidos en MgO , (Fig.5.10) señala un claro agrupamiento de las diferentes tipologías, como ya señalaba en el diagrama AFM. Como puede observarse 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 %.

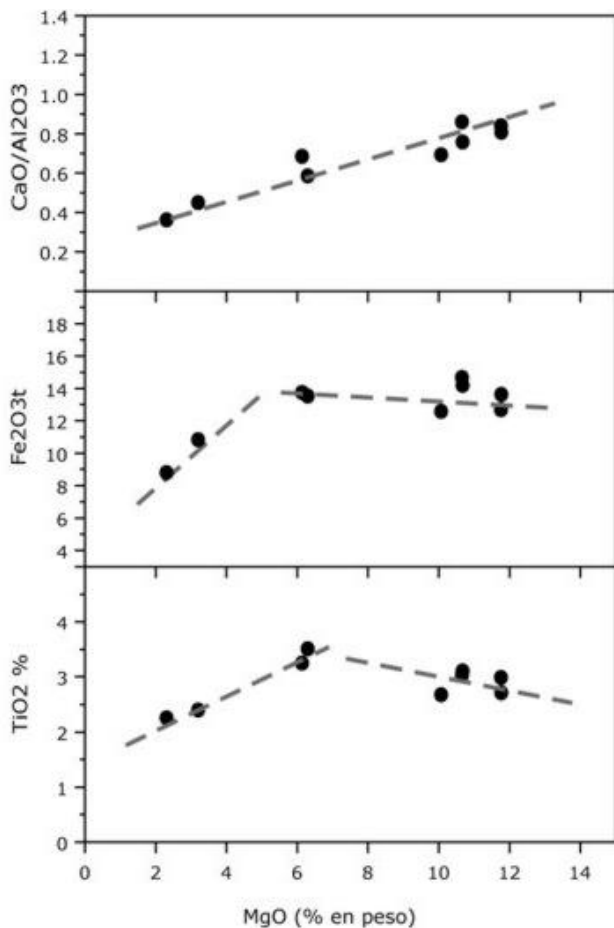


Fig. 5.10. Diagrama de variación de las relaciones $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, y de elementos ferromagnesianos frente al contenido en MgO del Edificio volcánico Taburiente inferior

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 ($\text{MgO} < 6\%$) 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.

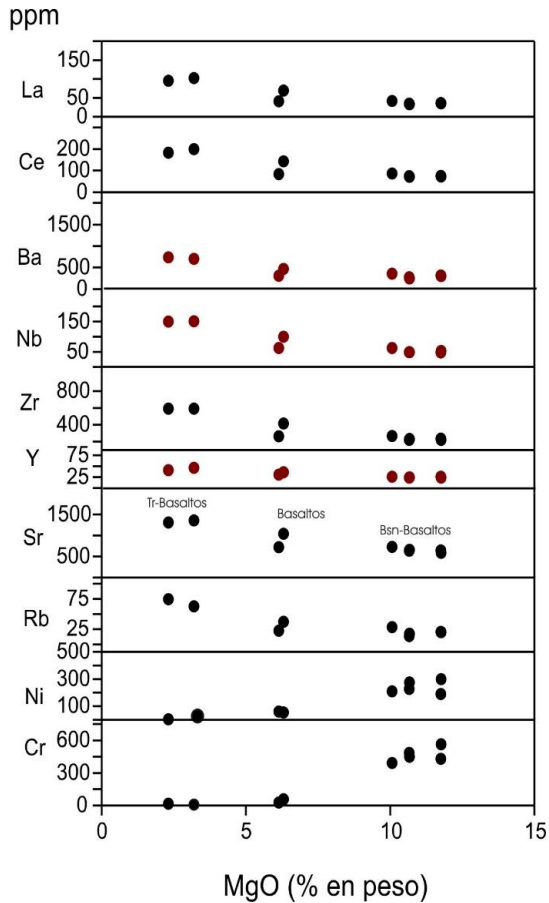


Fig. 5.11. Diagrama de variación de elementos menores frente al MgO del Edificio volcánico Taburiente inferior

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 (La/Yb-17), corresponden a basaltos-basaníticos poco diferenciados (ID=24), que contrastan con los valores de relación (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 (La/Sm 4.3 -6.4) en relación con las Tierras Raras pesadas (Sm/Yb 4.0-4.9), en el rango de las tipologías previamente establecidas para la unidad Taburiente Inferior.

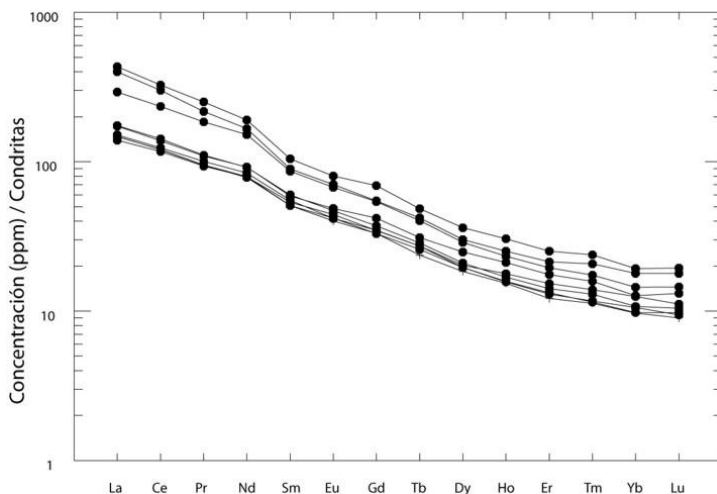


Fig. 5.12. Concentraciones de REE normalizadas-condritas de los materiales del edificio volcánico Taburiente inferior.

5.3.3. Taburiente Superior: Petrología.

5.3.3.1. Centros de emisión y depósitos hidromagmáticos (10)

Sólo se disponen de los datos petrológicos de los depósitos hidromagmáticos del centro de emisión de La Galga que aflora principalmente en la vecina hoja de San Juan de Puntallana y en el extremo SE de esta aquí descrita. Debido a la heterogeneidad composicional de estos materiales, se han muestreado en diversos puntos en función de de las características de compactación de la toba: facies suelta (muestra 56) y facies consolidada (muestra 57) a la cota 770 m.

La roca presenta textura tobácea y aspecto ignimbritico en la facies más consolidada, está constituida por numerosos líticos constituidos por cantos subredondeados (3.7-0.3 mm) de composición predominantemente basáltica, algún fragmento aislado de acumulado piroxénico, y numerosos fragmentos de cristales máficos: clinopiroxenos, olivinos oxidados, minerales opacos, y cristales juveniles de anfíboles, y de biotita en secciones tabulares idiomorfas, cementados por una pasta hipo-microcristalina con numerosas recristalizaciones en vacuolas y espacios intracristalinos. Los fragmentos volcánicos varían desde tipologías basálticos olivínicos (de tipo ankaramítico) con restos de olivinos total o parcialmente oxidados/iddingsitizados y de clinopiroxenos menos alterados. Vidrios volcánicos amarillentos con bordes rojizos parcialmente o totalmente oxidados. Basaltos casi vítreos con escasos microcristales de feldespato y otros hipocristalinos con fenocristales de plagioclasa macladas y de tipo traquibasaltico constituidos por una matriz feldespática con escasos minerales máficos. La matriz microcristalina que rellena los espacios entre los fragmentos líticos de la toba, es predominantemente de composición basáltica con numerosos fragmentos cristalinos que corresponden a restos de clinopiroxenos de tipo augítico de tonos pálidos; algunos cristales de olivino oxidados e

inclusiones de opacos; fragmentos de anfíboles con pleocroismo amarillo-verdoso, cristales laminares de biotita y cloritas, y minerales opacos frecuentes así como otros oxidados rojizos. Todos estos fragmentos líticos y minerales se hallan cementados por una pasta amarillenta amorfa casi vítreo, con numerosas vacuolas (< 0.4 mm) presentan las paredes internas tapizadas por ceolitas y con procesos de reemplazamiento por recristalizaciones de carbonatos.

5.3.3.2 Coladas de 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 golfos 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 golfos 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 olivínicos-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 albíta-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 corroídas en parte. 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 holocristalina, 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 olivínicas-piroxénicas, podrían encuadrarse

dentro de la terminología de "**Basaltos picríticos**", por el elevado contenido en fenocristales (~67%) algunos de gran tamaño (>5mm), lo que confiere a la muestra un aspecto acumulativo. Los fenocristales de olivino varían de subidiomorfos a alotriomorfos siendo éstos 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 intercrystalina. Los minerales opacos con frecuentes golfos 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 aféricos**, aflorantes en diversos puntos de Cumbre Nueva y zona occidental, en la Hoja de Pino de La Virgen. Textualmente presentan escasos fenocristales y su matriz varía de hipocrystalina máfica a microcrystalina felsítica, diferencias algunas veces más de tipo textural que composicional, ya que es frecuente la presencia de tipologías con características texturales intermedias.

Basaltos aféricos máficos presentan escasos fenocristales (<20%) sobre una matriz hipocrystalina. Destacan mesocristales alotriomorfos de olivino en secciones con ligeros bordes de oxidación, y pequeños cristales alotriomorfos de augita, destacando algún fenocrystal 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 microcrystalina, constituida por escasos microlitos feldespáticos, en cuyo entramado se desarrollan clinopiroxenos y opacos puntuales.

Basaltos aféricos traquíticos, presentan asimismo escasos fenocristales que suponen (<17%) de la roca. Éstos 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 microcrystalina 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 aféricos felsíticos**, se caracterizan por el predominio de fenocristales de feldespatos (~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 intercrystalinas 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 microcrystalina fluidal. Los fenocristales de clinopiroxenos, son augitas idio-subidiomorfas con ligero

pleocroismo 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 pleocroismo de amarillo-dorado a rojizo. Sistemáticamente presentan aureolas de reacción-reabsorción, siendo este proceso a veces total con la formación de pseudomorfos. Los minerales opacos, relativamente frecuentes, forman pequeñas secciones, algunas subidiomorfas con golfos 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 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 pleocroismo 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 feldespatoideos, 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 rellenas de carbonato cálcico y de minerales ferruginosos.

La secuencia litológica muestreada en el Barranco del Jurado presentaría una secuencia casi completa, en la que están representadas las principales tipologías establecidas:

Cota	Muestra	Tipología
0 m.	183	Basaltos afíricos máficos
140 m.	184	Basaltos olivínico-piroxénicos
225 m.	187	Basaltos olivínico-piroxénicos con plagioclasa
260 m.	188	Basaltos afíricos felsíticos
265 m.	189	Tefritas haúynicas

5.3.4. Taburiente Superior. Geoquímica

Como ya se ha comentado en apartados anteriores, las coladas basálticas (“s.l.”) que constituyen la unidad nº 11 de leyenda, son las que cubren la mayor parte de la hoja estudiada, y las que (en esta hoja) constituyen el tramo superior del edificio Taburiente. No obstante, a escala insular del edificio, se observa una gran variabilidad composicional, en correspondencia con la clásica diferenciación magmática, desde las *lavas basálticas* (“s.l.”) (Tabla 5.3) hasta las *lavas terminales diferenciadas*, nº 13 de leyenda, (Tabla 5.4).Se ha incluido esta tabla a pesar de la ausencia de estos términos puesto que para hacer un tratamiento general de los datos estadísticos resulta más aconsejable, esta opción. 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.

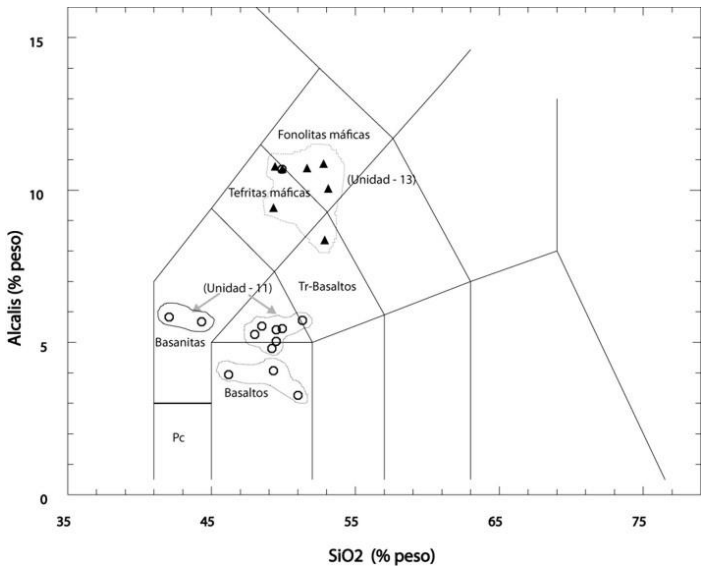


Fig. 5.13. Diagrama TAS del Edificio volcánico Taburiente superior

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
Ol	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

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-Garafia. 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 traquitoides 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 N° 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 ambas unidades (11, 13), 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 ($ID \sim 70$).

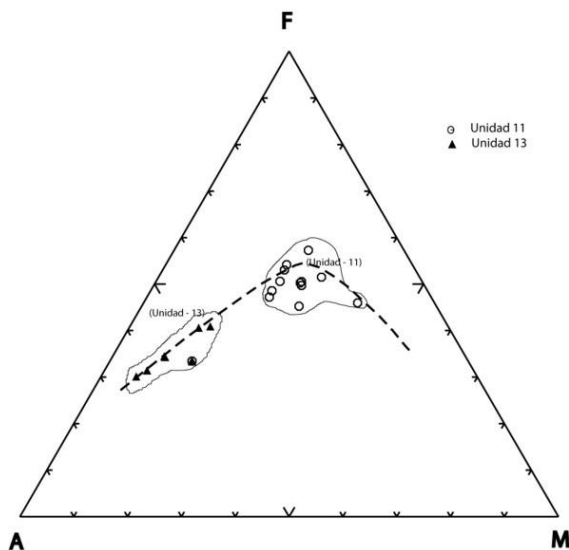


Fig. 5.14. Diagrama AFM del Edificio volcánico Taburiente superior.

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 Fe_2O_3 , 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:

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 volcanológica.

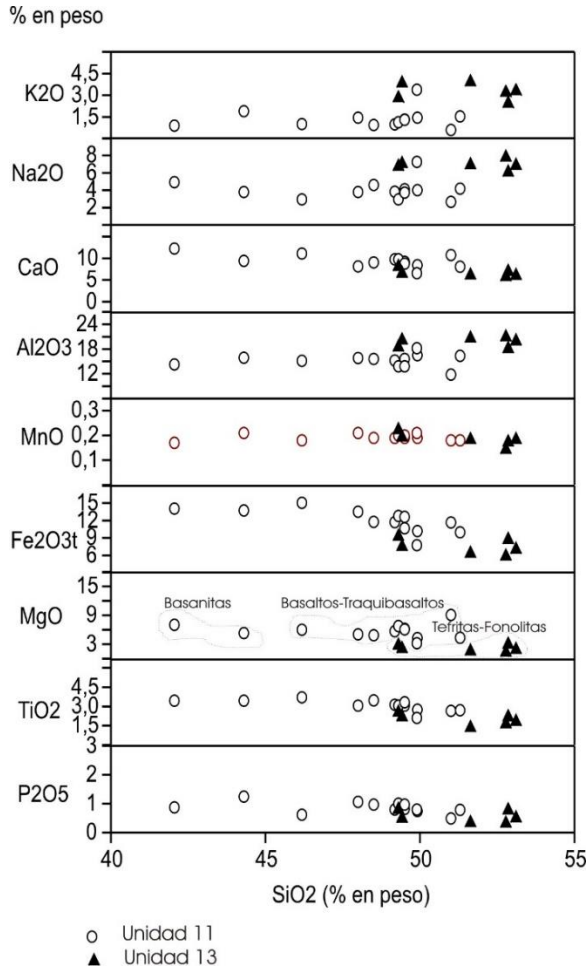


Fig. 5.15. Diagrama de variación de elementos mayores del Edif. Taburiente sup.

En este sentido es significativa la variación de las relaciones $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ 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 %.

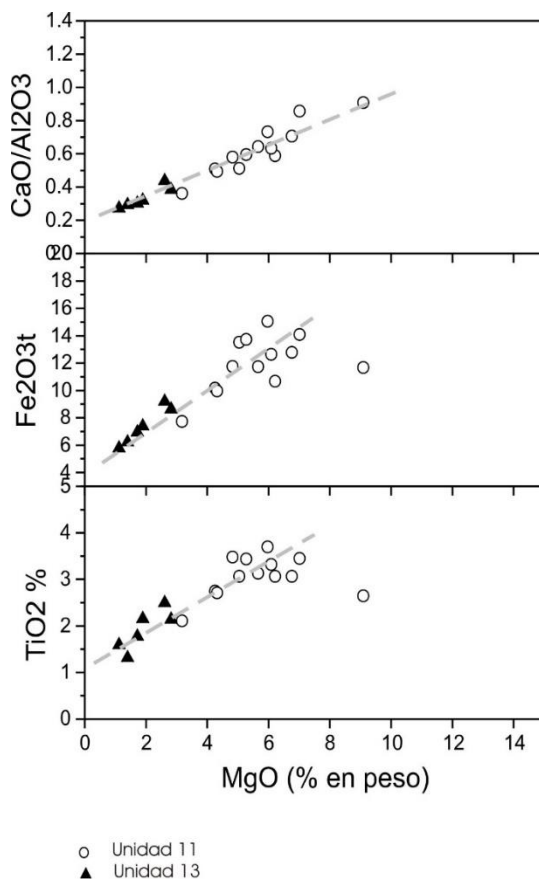


Fig. 5.16. Diagrama de variación de las relaciones $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y de elementos ferromagnesianos frente a los contenidos en MgO del Edificio volcánico Taburiente superior.

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 fraccionación afecta asimismo a los contenidos en La y Ce , que experimentan moderados enriquecimientos.

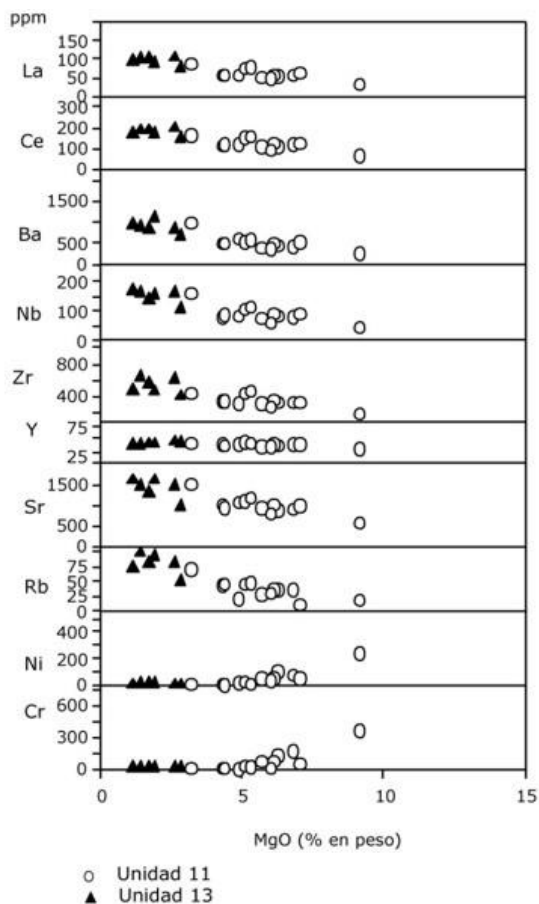


Fig. 5.17. Diagrama de variación de elementos menores del Edificio volcánico Taburiente superior

Estos incrementos relativos afectan asimismo a todo el contenido en Tierras Raras del Taburiente superior, como se evidencia en los diagramas REE normalizados (Fig. 5.18), correspondientes a las coladas basálticas (Unidad 11) y lavas terminales diferenciadas, no aflorantes en esta hoja, (Unidad 13). 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 tefrifonolíticas. En el diagrama correspondiente a las coladas basálticas (Fig.5.16), destacan por sus bajas relaciones ($La/Yb \sim 20$), los basaltos más primarios (Mg# 63), claramente separados de los materiales lávicos más diferenciados

(ID>30), que presentan rangos de enriquecimiento progresivo desde los materiales basálticos con relaciones (La/Yb 22-23), hacia los materiales traquibasálticos, (La/Yb 24-31), y extremos de (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 (La/Yb -25) en los términos traquibasálticos del Pico de Las Nieves, y valores extremos (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.

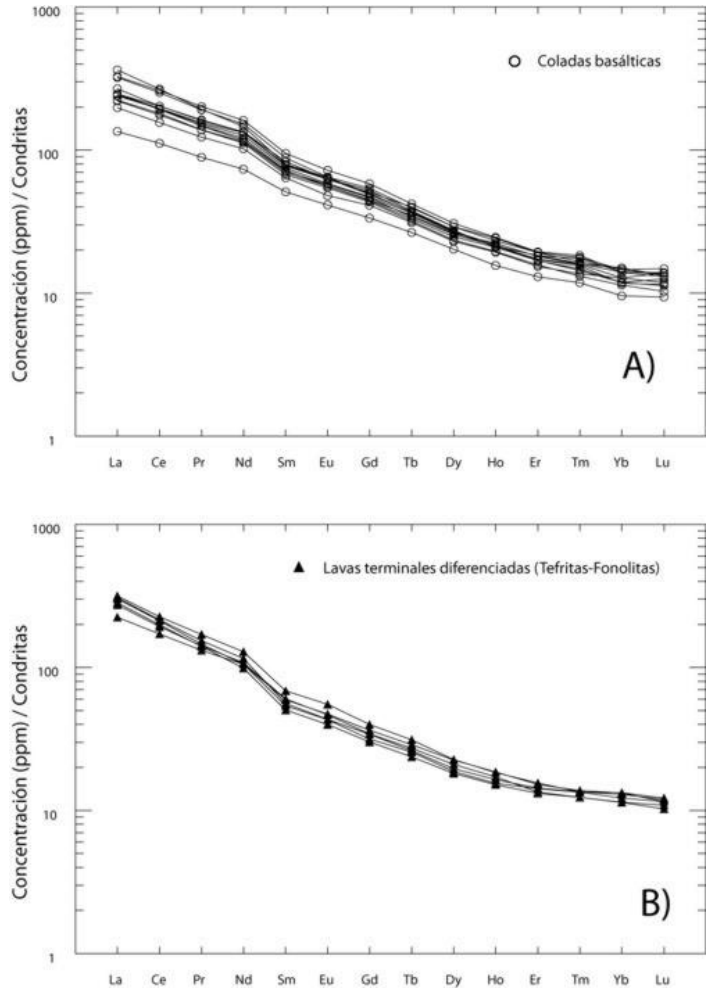


Fig. 5.18. Concentraciones de REE normalizadas-condritas del Edificio Volcánico Taburiente superior.

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 tefrifonolíticas 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 destacar las siguientes etapas:

1. Durante el Plioceno se levanta en el extremo occidental del Archipiélago 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 provoca que sea progresivamente inestable. Así, 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 Edificio 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. Coincidiendo 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 desgarró 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 Edificio 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 hojas geológicas del sector sur de la isla de La Palma.

7. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL E 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 algunas manifestaciones de procesos periglaciares.

La isla suele verse afectada por las borrascas atlánticas con más intensidad y frecuencia que en 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 tres 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 ha reflejado 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).

Tabla 7.1. Temperaturas de la isla en relación con la elevación del terreno

Altura	Media	Máxima	Mínima
0 - 800 m	15°-20°	25°-30°	10°-15°
> 800 m	13°-17°	20°-25°	0°-10°

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).

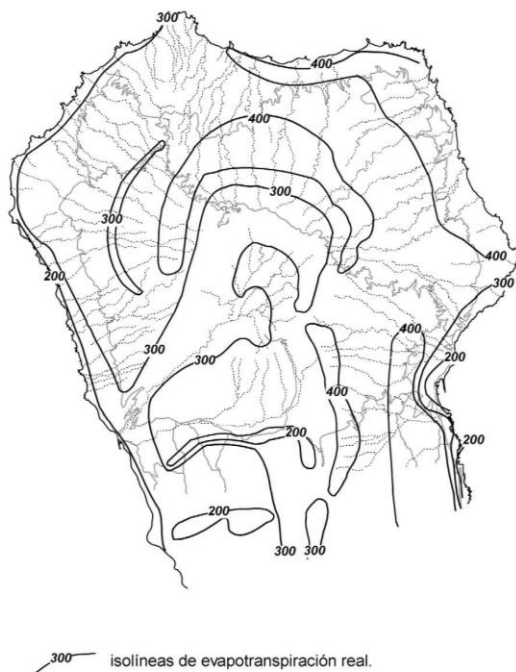


Fig. 7.1. Distribución de la evapotranspiración real en el Escudo Volcánico del Norte de La Palma. Obsérvese cómo los valores máximos se alcanzan en las vertientes del N y NE del escudo, recubiertas con densos bosques de laurisilva, similares al "rain forest" de las islas oceánicas tropicales.

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 hm³/año.

Mención aparte merece la cuenca de La Caldera-Barranco de Las Angustias. Con 56 km², la Caldera de Taburiente representa la cuenca hidrográfica con las 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 esta 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 hm³/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 hm³/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 hm³/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).

	SPA-15 (1975)		Avance del Plan Hidrológico (1992)		Plan Hidrológico (1999)	
	Hm³/año	mm	Hm³/año	mm	Hm³/año	mm
P	480	660	518	740	518	740
ET	236	325(49% de P)	238	340(46% de P)	243	347(47% de P)
Esc sup	90	124(19% de P)	15	23(3% de P)	15	23(3% de P)
Recarga	154	211(32% de P)	265	377(51% de P)	260	370(50% de P)

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 Subaéreos. 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 (no llega a aflorar en esta hoja, 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.

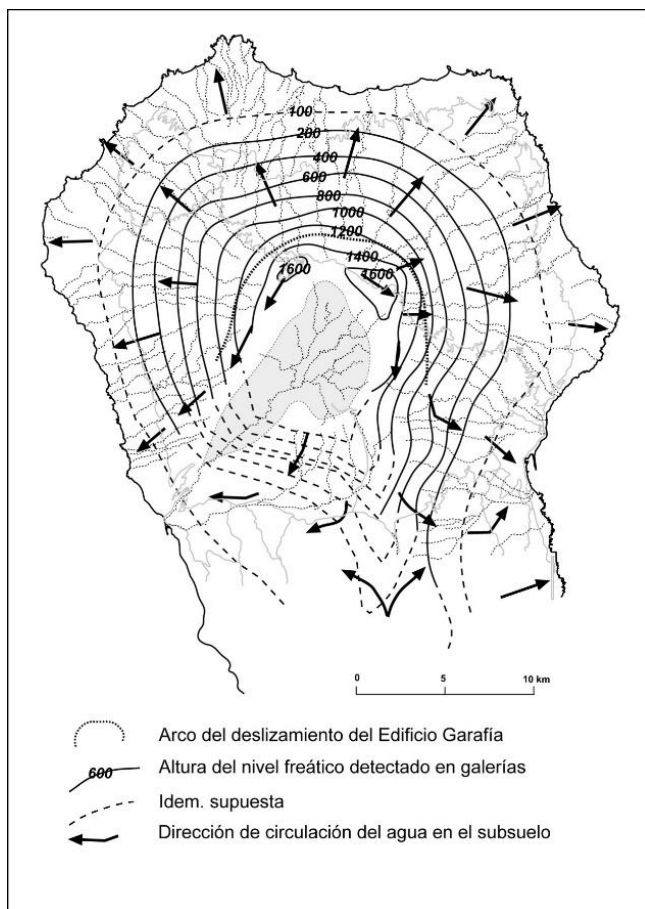


Fig. 7.2. Esquema que ilustra la circulación del agua subterránea en el Escudo Volcánico del Norte de La Palma.

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 Garafia: 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). En este proyecto se ha evidenciado que tal interrupción no existe y que esta estructura, que forma una "meseta central de lavas horizontales" es en realidad el relleno de la cuenca formada por el deslizamiento gravitatorio del edificio volcánico Garafía (ver apartado 3.3.1). 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 "pahoehe", mientras que la porosidad de los aglomerados es muy pobre debido a la matriz limo-arcillosa que engloba los cantos.

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 atraviesa 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**.

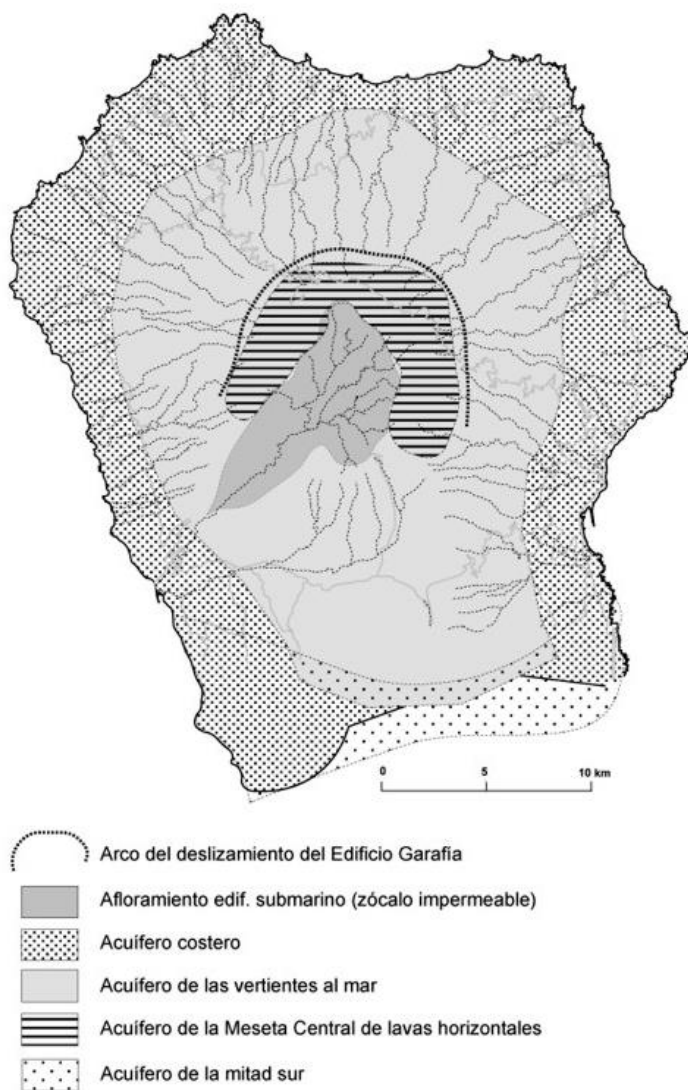


Fig. 7.3. Estructura hidrogeológica del Escudo Volcánico del Norte de La Palma, indicando los principales acuíferos.

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 sobreelevación 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 se ha 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 de la boquilla, 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 100 l/s. En ambos casos, se trata de un agua poco salinizada, con una conductividad eléctrica de 300-400 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

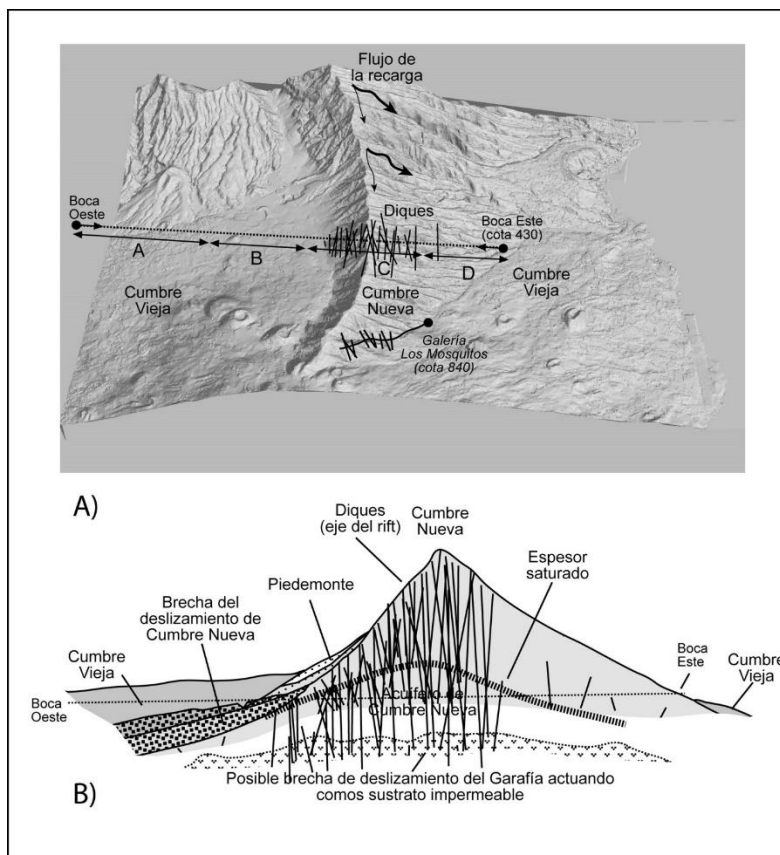


Fig. 7.4. Corte esquemático siguiendo el trazado del túnel de trasvase que cruza la dorsal de Cumbre Nueva.

Los datos de parámetros hidráulicos proceden de los deducidos durante los trabajos del SPA-15 (1975), 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 muchas de las galerías de la isla nunca han 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 “canarios” 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 (“pozos-galería”). 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, 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 CO_2 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).

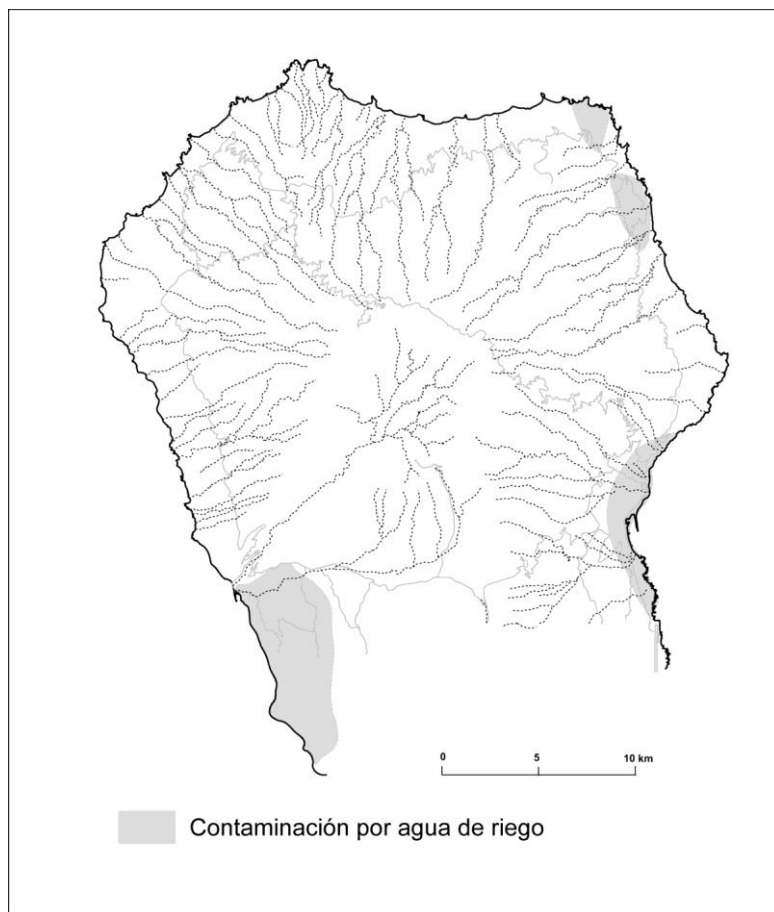


Fig. 7.5. Contaminación de los acuíferos por aguas de riego en el escudo volcánico norte de La Palma.

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 m, 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.

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 volcanismo en las etapas terminales del edificio Taburiente Superior, que se ha descrito en capítulos 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.

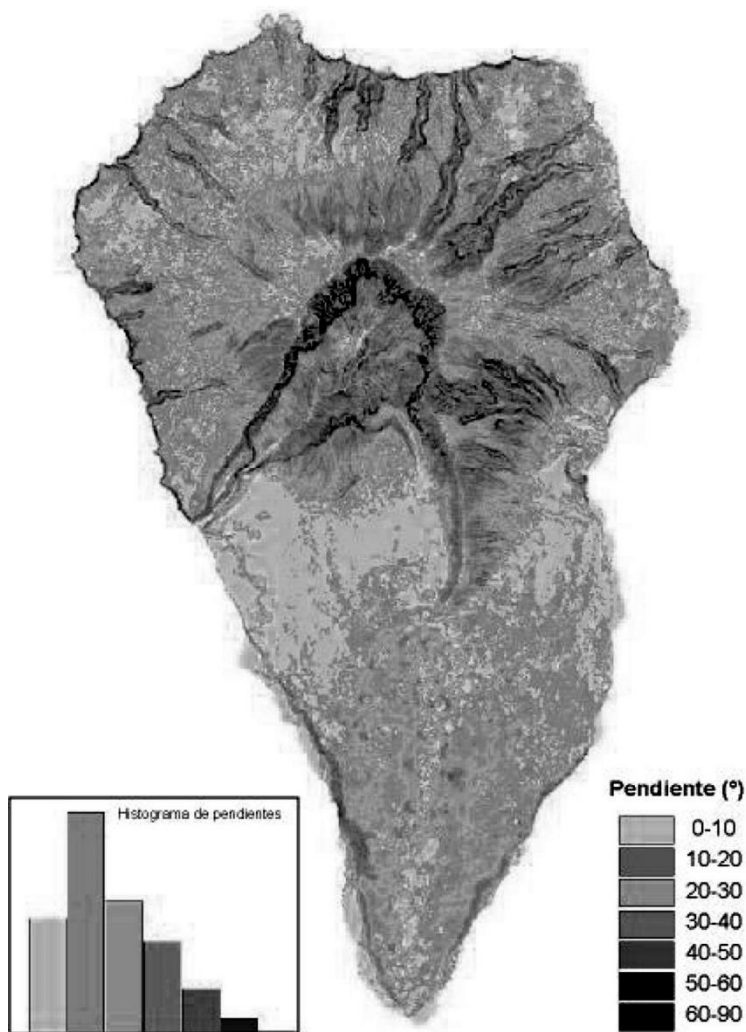


Fig. 8.1. Mapa de pendientes de la isla La Palma obtenido mediante un proceso de cálculo a partir de las hojas topográficas digitalizadas 1/25.000 del IGN. Este mapa de pendientes ha servido de base para la zonificación geotécnica

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

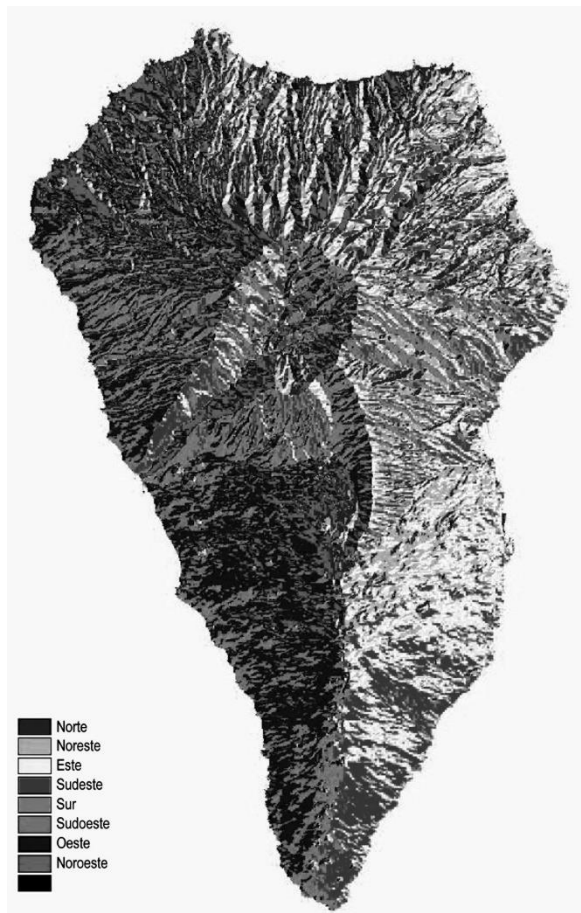


Fig. 8.2. Mapa de aspecto de La Palma, indicando la orientación del terreno. Esta información es útil en la planificación del territorio, al indicar, entre otros aspectos, la insolación, orientación a los vientos dominantes, dirección de escorrentías, etc. Es asimismo útil en la elaboración de los mapas 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 propia 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, 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 se observa el mapa de pendientes se puede comprobar 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 cotas altas 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 se debe hacer abstracción del volcánico, ya que se ha indicado la escasa o nula posibilidad de reactivación volcánica en el Escudo Norte, inactivo desde hace centenares de miles de años. Existen, en cambio, otros tipos de riesgo, que pueden considerarse naturales, entre los que destacan: 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 los Franceses. Estos desplomes son especialmente intensos en la pared de La Caldera y en los cantiles costeros, donde se observan frecuentemente fracturas abiertas.

Las avenidas de los barrancos afectan fundamentalmente a los cauces bajos, y en el Escudo Norte se circunscriben a la salida del Bco. de Las Angustias y la zona al norte de la capital.

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 Puerto de 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, así como por la presencia de vientos muy frecuentes (alisios) que avivan el fuego. Este factor se suma a los anteriores para delimitar las cumbres por encima de la cota 1.000 como geotécnicamente desfavorable. 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.

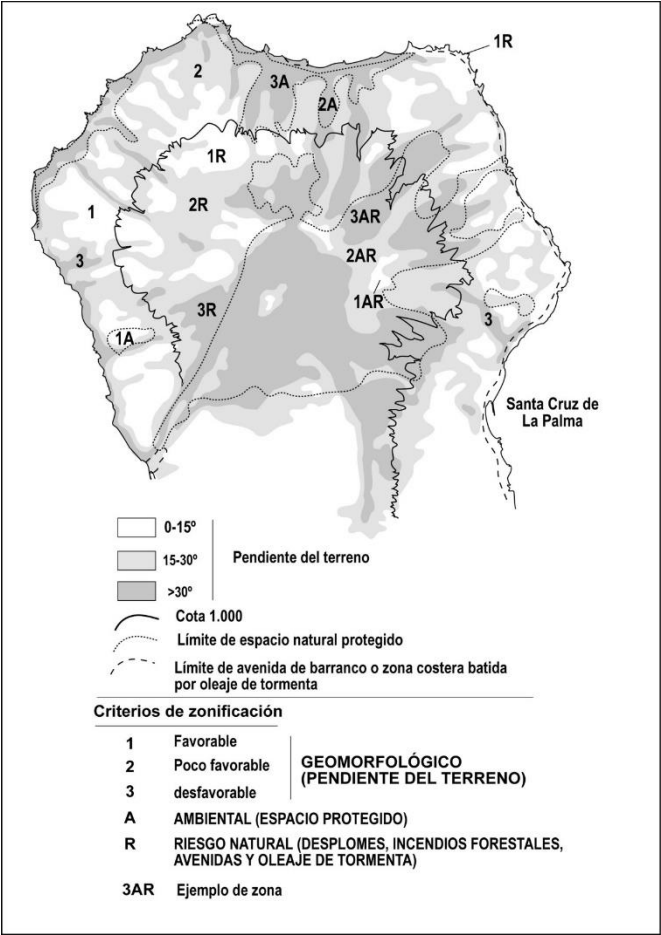


Fig. 8.3. Criterios de zonificación geotécnica en el Escudo Norte de La Palma. La distribución de zonas geotécnicamente favorables para la construcción coincide a grandes rasgos con las zonas más pobladas.'

9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS

La extracción de materiales volcánicos para la construcción tiene en la isla de La Palma escasa relevancia, menos aún en todo el sector norte ocupado por el EVN. La mayoría de las canteras son antiguas, generalmente efímeros cortes en conos de cinder realizados durante la construcción de carreteras. Únicamente hay que destacar una cantera de extracción de picón (lapilli basáltico), ya inactiva, en un cono en la zona de Oropesa.

La única cantera activa de este tipo que se ha observado, en la hoja, está situada en el sector NE, en la base de la Montaña del Molino, al norte de Barlovento.

10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Se han seleccionado las formas y estructuras geológicas más representativas de la hoja y que mejor puedan ilustrar los procesos geológicos que han intervenido en su formación. Concretamente en esta hoja de Los Sauces sólo se han seleccionado dos Puntos de Interés Geológico (nº 7 y 8 en la Fig. 10.1), que se consideran los más representativos de la geología de la zona:

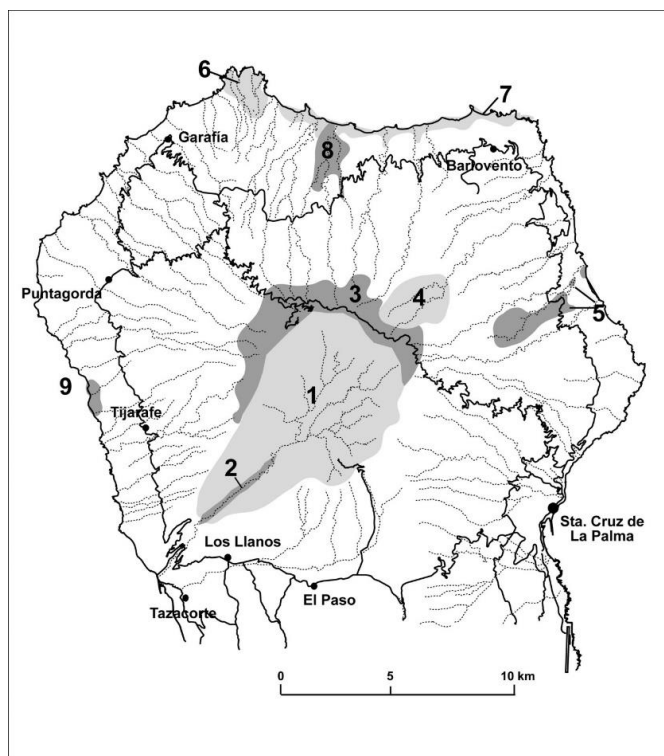


Fig. 10.1 Puntos de interés geológico (PIGS) del Escudo Volcánico del Norte de La Palma.

Acantilados del Norte (7)

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 (la Fajana de Los Hombres, etc.), 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 dismanteladas, de las que apenas quedan vestigios.

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

Barranco de Los Hombres (8)

Situado justo al norte del escudo volcánico es muy representativo de los barrancos labrados en el Edificio Taburiente que se han denominado como “barrancos profundos”, ya que su techo supera los 0.5 Ma y, por lo tanto, pertenecen al ciclo erosivo que ha conseguido excavar los barrancos de amplias cabeceras y cauces muy profundos (barrancos de La Herradura, del Agua, Gallegos, Franceses y Los Hombres).

En éste de Los Hombres se encuentra representada gran parte de la historia geológica del escudo volcánico, ya que afloran materiales desde el Garafía hasta el Taburiente Superior. Ha sido bien datado radiométricamente en este proyecto, apareciendo lavas del evento Jaramillo.

A sus valores geológicos añade los paisajísticos. Tiene interés geológico, geomorfológico, paisajístico y turístico local.

11. BIBLIOGRAFIA

- 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", N°. 3-4, Pp.243-262,
- ANGUITA VIRELLA F. Y APARICIO YAGUE A., 1973. "Aglomerados tipo Roque Nublo en la isla de La Palma", *Estudios Geológicos*, 29, Pp.335-342,
- 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*
- BECERRIL E., 1951. "Informe hidrogeológico (Caldera de Taburiente-Marcos-Cordero). Hdto. Haciendas de Argual y Tzacorte. La Palma". Pp.1-54.*Boletín Geológico y Minero*, 110, Año 2: 135-158.
- 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*, n° 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 Alkalí 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., DAY, S., GUILLOU, H. AND RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (1996). "The 1677 eruption of La Palma, Canary Islands". *Estudios Geol., 52: 103-114*.
- 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. "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, N°. 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., 1987. "Las aguas subterráneas en las formaciones volcánicas del norte de La Palma (Islas Canarias)", *Simpósio 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 BRAOJOS, 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., 1985. "Evolución del vulcanismo en las Islas Canarias (Gomera, La Palma, Hierro)", *Universidad Internacional Menéndez Pelayo, Santa Cruz de Tenerife. Marzo 1985*.
- DE LA NUEZ, J., 1991. "Pautas estructurales en los diques de la caldera de Taburiente, La Palma (Islas Canarias), En: Homenaje al Profesor Telesforo Bravo (tomo I)". *Universidad de La Laguna (Secretariado de Publicaciones)*: 543-557.
- 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 Archipelago) 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, N°. 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.*
- FERNÁNDEZ, C., DE LA NUEZ, J. Y CASILLAS, R. (*pre-print*). "Stress fields associated with the growing of a large shield volcano (La Palma Island) in the presence of external tectonic stresses".
- FÚSTER J.M., 1975. "Las Islas Canarias: Un ejemplo de evolución espacial y temporal del vulcanismo oceánico". *Estudios Geológicos*, 31: 439-463.
- FÚSTER J.M., ARAÑA V, BRÄNDLE J.L., NAVARRO J.M., ALONSO V. Y APARICIO A. 1968. "Geología y Volcanología de las Islas Canarias: Tenerife". *Inst. Lucas Mallada del CSIC, Madrid*, 218 pp.
- FÚSTER J.M., HERNÁNDEZ-PACHECO A., Y RAMÍREZ DEL POZO, 1974. "Sobre la aparición de microfauna en la formación submarina de la Caldera de Taburiente (La Palma)". *Estudios Geológicos*.
- 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, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ "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*.
- HAUSEN H., 1970. "Nota comparativa de la geología de las islas de La Palma y Gomera del Archipiélago Canario", *Universidad de La Laguna, Tenerife (Homenaje a Elias Serra Rafols)*: 233-249.
- 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)", 1ª *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.
- 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 ZANETTIN B., 1986. "A Chemical Classification 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 classification 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. Paris*, 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 Hidrogeólogos, Grupo Español*: 17-31.
- SAPPER K., 1906. "Beiträge zur kenntnis von Palma und Lanzarote", *Petermanns Geogr. Mitteilungen, Heft 7*: 145-153.
- SCHMINCKE H.U., 1976. "The geology of the Canary Islands. En: Biogeography and Ecology in the Canary Islands", *G. Kunkel (ed.) W. Junk, Publ. The Hague*, pp. 67-184
- 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, 2ª 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.
- URGELÉS R., 1999. "Esllavissements 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 Jahresbericht für Mineralogie*. Pp.815.



MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD



Instituto Geológico
y Minero de España

ISBN 84-7840-979-2



9 788478 409792