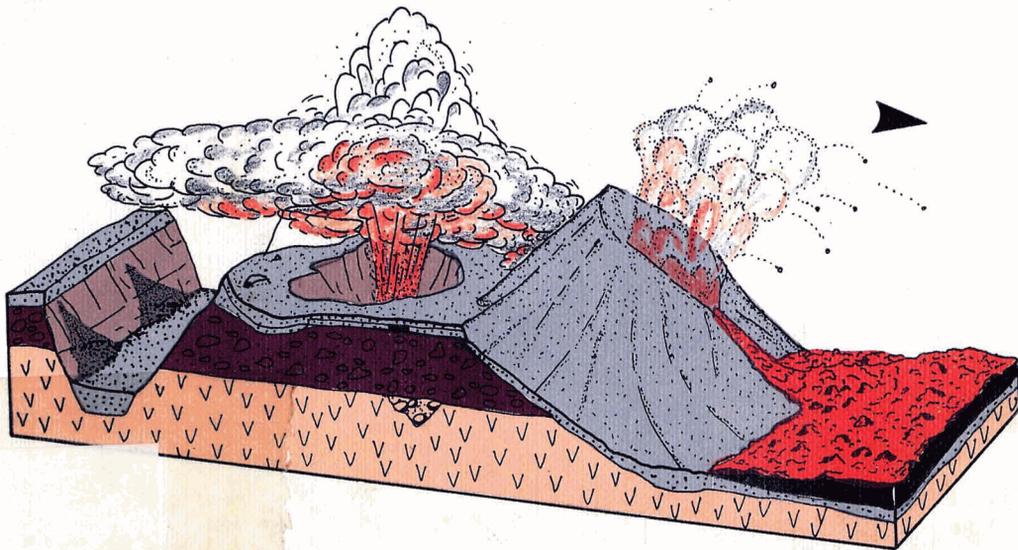
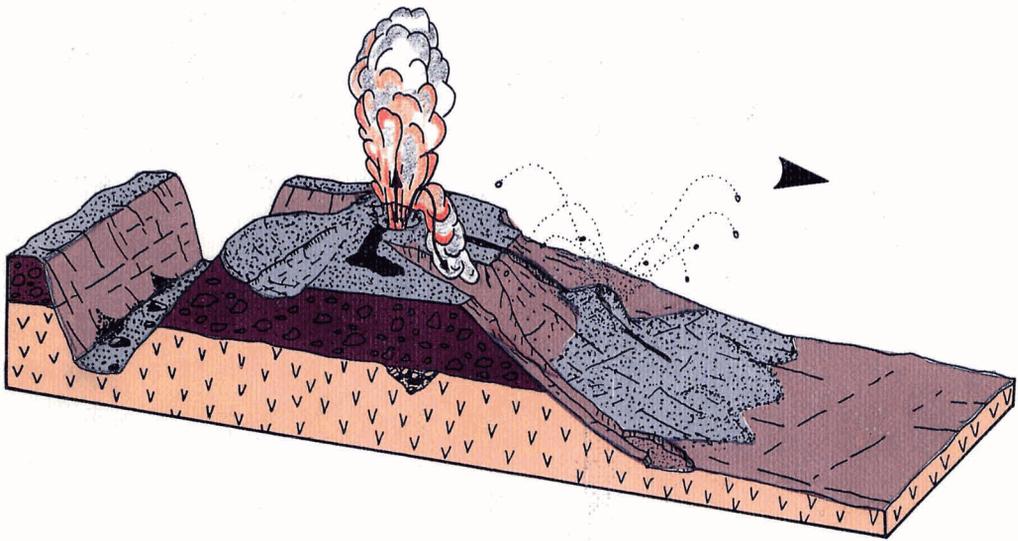


ALEX HANSEN MACHIN

LOS VOLCANES RECIENTES DE GRAN CANARIA



aciones del
BILDO INSULAR DE GRAN CANARIA

ALEX HANSEN MACHIN

LOS VOLCANES RECIENTES DE GRAN CANARIA

 Ediciones del
**CABILDO INSULAR
DE GRAN CANARIA**

AÑO INTERNACIONAL DEL MEDIO AMBIENTE

Dibujos portada: Alex Hansen Machin
Antonio Santana Santana

© Alex Hansen Machin, 1987
© Exemo. Cabildo Insular de Gran Canaria, 1987

ISBN: 84-7207-047-6
Depósito Legal: M.35.593-1987
Printed in Spain - Impreso en España
GRAFUR, S.A.
c/ Igarsa, Naves E-F - Paracuellos del Jarama (Madrid)

Edición realizada por:



Editorial Rueda
Porto Cristo, 13
Tfno.: 619 27 79
Alecrcón (Madrid)

*A mis padres, Ina y Nels.
A mi esposa Pino Loly
y a Alejandro, mi hijo.*

Presentación

Nuestra Isla, variado mosaico de formas, estructuras y materiales de origen volcánico, es aún insuficientemente conocida por sus habitantes en estos aspectos de nuestro patrimonio natural.

De ahí el indudable valor que como instrumento formativo tiene el texto que presentamos, consecuencia de que su autor, un entusiasta profesor e investigador grancañario, ejerza su labor en la Escuela Universitaria de Formación del Profesorado de Las Palmas.

Las formaciones volcánicas, en especial las aquí tratadas, cercanas a los núcleos más densamente poblados de la Isla, permitirá fácilmente acercarnos a ellas, apreciar su belleza, conocer su origen, su composición y sus formas.

Al ser estas calderas, conos volcánicos, etc., que presentan las formaciones más recientes en nuestra Isla y, como consecuencia, las menos erosionadas, representan también las mejores muestras de nuestro característico paisaje y las mejor conservadas.

Para el Cabildo Insular de Gran Canaria es una preocupación y ocupación permanente la conservación y restauración del patrimonio natural de nuestra Isla, y quiere que ésta sea también, cada vez con mayor interés, la preocupación de todos los grancañarios, en particular, y la de los ciudadanos, en general.

Siendo uno de los lemas de esta institución «Conocer para conservar», y al estar ligado a la condición humana conservar lo que valoramos, es preciso que utilicemos este libro, este medio, este instrumento, que nos permita profundizar en nuestras raíces, conociendo mejor nuestro entorno, nuestro paisaje, para mejor valorarlo y para que tomemos conciencia de su necesaria conservación.

Su uso por los docentes y discentes permitirá que las nuevas generaciones profundicen en el conocimiento del medio que nos rodea, siendo la edición de este libro una contribución más del Cabildo Insular, en este Año Europeo del Medio Ambiente que conmemoramos y que pone de manifiesto el empeño común de tantos países en mejorar las condiciones de vida de sus habitantes.

Las Palmas de Gran Canaria, a 2 de septiembre de 1987

CARMELO ARTILES BOLAÑOS

Presidente del
Exemo. Cabildo Insular de Gran Canaria

Agradecimientos

Esta obra ha sido posible gracias a la tarea desinteresada de muchísimas personas.

Nos sentimos en deuda con el Cabildo Insular de Gran Canaria que otorgó en su momento una beca de investigación al autor para financiar parte de los gastos. La misma institución años más tarde, a través de la Consejería de Medio Ambiente y de su titular Carmelo Padrón, ha querido que sea publicada.

Fue particularmente importante para el ánimo del autor la lectura de los originales que realizó el geógrafo Carlos Guitián Ayneto, cuyas correcciones y constante ánimo fueron inestimables.

Del mismo modo, las sugerencias de Vicente Araña Saavedra, Eduardo Martínez de Pisón, Fernando Martín Galán, Antonio Santana y Francisco Quirantes, contribuyeron a mejorar y enriquecer el texto. A todos ellos «gracias mil». Mil gracias también a Jaime Oshanajan por su buen quehacer para que se publicase este libro.

El apartado gráfico nunca se hubiera terminado de no ser por el infatigable esfuerzo que nuestro amigo Juan Miguel Ortega ha derrochado. El nos ha pasado a limpio infinidad de bocetos, ha realizado gran parte del trabajo duro de las leyendas y es coautor al tiempo del «Esquema síntesis» que aparece en las primeras páginas.

La antropóloga Caridad Rodríguez Pérez-Galdos, nos puso en relación con la familia de don Simón Benitez Padilla, gracias a lo cual pudimos consultar algunas viejas obras sobre la geología de la isla. Quede aquí nuestro agradecimiento. Del mismo modo a Eduardo Grandio Fraga, cuyas observaciones metodológicas, traducciones del francés y diapositivado de mapas han contribuido a una mejora del conjunto.

Hemos de agradecer a Juan Manuel Martín González, físico, la colaboración prestada para el cálculo de los volúmenes hallados.

Finalmente, nuestra gratitud también para todos aquellos amigos que nos han acompañado en las largas jornadas de campo haciéndolas más agradables y llevaderas.

Prólogo

Dentro de la rica variedad volcánica de nuestro archipiélago, la isla de Gran Canaria presenta un completo y espectacular muestrario de formaciones, estructuras y materiales volcánicos que difícilmente se encuentran reunidos en otras regiones.

En correspondencia a una sucesión de ciclos eruptivos iniciados hace unos 14 millones de años se pueden distinguir grandes formaciones o series, cuyos principales rasgos estructurales pueden sintetizarse en la siguiente relación:

- Serie basáltica antigua: Escudo y plateau basáltico.
- Serie traquítico-sienítica: Cone sheet y caldera de Tejeda.
- Serie fonolítica: Plateau fonolítico-ignimbrítico.
- Serie Roque Nublo: Mantos aglomeráticos.
- Serie Reciente: Conos y alineaciones tectovolcánicas.

En cuanto a los materiales dominantes son los que dan el nombre a las primeras series, siendo basáltica la más reciente y todavía existen dudas acerca del magma asociado a las facies aglomeráticas del Roque Nublo, aunque debe tratarse de un líquido de composición intermedia, posiblemente tefritico.

La simple enumeración de otros aspectos volcánicos singulares de Gran Canaria podría desviarnos del carácter genérico que tiene esta introducción. Sin embargo, desde un punto de vista petrológico hay que citar la trascendencia de los términos panteleríticos con los que culminan las series de diferenciación de los magmas alcalinos en esta isla. Igualmente notables en la literatura volcánica son las ignimbritas de Gran Canaria y, en especial, los pliegues de flujo que presentan algunos de estos mantos. En otro orden de cosas y relacionando posiblemente un violento proceso erosivo con una tectónica de levantamiento muy acusado en la región central, se encuentran los grandes barrancos y la potente terraza de Las Palmas con los niveles de pillows y playas levantadas.

Finalmente, los rasgos geomorfológicos de la Serie Reciente presentan notables ejemplos tanto en relieves positivos —conos— como en una interesante variedad de depresiones calderiformes entre las que destaca Vandama.

Obviamente todas estas formaciones, estructuras y materiales han sido abordados en trabajos científicos más o menos amplios, aunque con desigual

rigor e intensidad. Las formaciones sálicas traquisieníticas y fonolíticas han sido tratadas con mayor interés y detalle, siendo objeto de diversas tesis doctorales, como también lo ha sido la formación Roque Nublo, aunque estos aglomerados están siendo nuevamente analizados con el ánimo de dilucidar tanto los mecanismos de su erupción como las características de su transporte y deposición. Por el contrario, los basaltos antiguos no han llamado mucho la atención de los investigadores que, dejándose llevar por su aparente monotonía, no han profundizado ni en la caracterización ni en el significado de los episodios freatomagmáticos e incluso submarinos. Algo similar ha sucedido con los basaltos de la Serie Reciente, pues los trabajos de investigación volcanológica en Gran Canaria habían pasado por alto, inexplicablemente, el estudio de los aparatos volcánicos mejor conservados y de sus derrames lávicos. Finalmente, este estudio lo ha realizado Alex Hansen y no podía ser de otra manera, ya que la tarea docente del autor, en la Escuela de Formación de Profesorado de EGB, le ponía continuamente de manifiesto la necesidad de subsanar esta laguna en el conocimiento del volcanismo grancanario.

El estudio geomorfológico de los volcanes recientes enlaza con el aspecto más popular y didáctico de la volcanología, ya que cualquier persona está familiarizada con el típico cono volcánico, aunque tenga dificultades para interpretar un paisaje del mismo origen, cuando ya ha sido erosionado, o cuando solo contempla unas coladas lejos de su centro de emisión. Es, por lo tanto, esencial en una región volcánica activa llevar a las escuelas una enseñanza rigurosa del medio, que debe empezar por la interpretación de los episodios eruptivos más recientes; en este sentido, la aportación de A. H. nos parece fundamental.

No se limita este trabajo al análisis puramente descriptivo del relieve volcánico actual, sino que profundiza en su interpretación y logra valiosas conclusiones entre las que destacan las referentes a la definición de parámetros con valor geocronológico; la identificación de alineaciones tectovolcánicas; la configuración del complejo volcánico de la isleta y la génesis de la caldera de Vandama.

El interés del estudio realizado no es sólo científico y didáctico, ni creemos que tales hayan sido los únicos objetivos del autor. En todo el texto y especialmente en su segunda parte y en su carga gráfica trasciende una inmediata aplicación a la correcta ordenación del territorio insular, especialmente en las vertientes del riesgo volcánico y la conservación del medio. A estos fines colabora la agrupación de los volcanes holocenos en cinco sectores cuya delimitación se apoya en criterios rigurosos que facilitan el establecimiento de medidas para la protección selectiva de espacios naturales que no solo pertenecen al patrimonio cultural del pueblo canario sino que en algunos casos contienen elementos volcanológicos de categoría universal. Por otra parte, con la información aportada (geomorfología, mecanismos eruptivos, geocronología, estructura, alineaciones tectovolcánicas, etc.) de cada centro eruptivo, se han sentado las bases para evaluar el riesgo volcánico en una isla cuya elevada población no permite la improvisación sobre este tema.

Vicente Araña
Investigador del Consejo Superior de Investigaciones Científicas

Introducción

El objeto de este trabajo versa sobre los volcanes que han hecho su aparición durante los tiempos más recientes de la evolución geológica de Gran Canaria. En esta isla, no se han producido erupciones históricas por lo que carecemos en absoluto de documentos o referencias orales sobre las últimas manifestaciones del volcanismo.

En la primera parte de este estudio, analizamos el último gran periodo de emisiones volcánicas que se desarrollaron desde el Plioceno superior hasta los tiempos más recientes del Cuaternario.

En la segunda parte, acometemos el estudio morfológico y dinámico de cinco alineaciones, que integran un total de 26 aparatos eruptivos, cuya construcción ha tenido lugar a lo largo de los últimos 10 milenios aproximadamente. Este intervalo de tiempo conocido con el nombre de Holoceno, se prolonga hasta el comienzo de los tiempos históricos con la conquista de la isla (1478) por parte de los españoles. De estos 26 volcanes, sólo uno tiene edad conocida por el método del Carbono 14. A falta de otras dataciones absolutas hemos utilizado criterios morfológicos, paleoclimáticos, estructurales y comparativos que nos han permitido establecer los límites inferiores de nuestro estudio.

La actividad volcánica durante este periodo, que supone sólo una pequeñísima parte de los materiales arrojados durante el Cuaternario, no modificó los rasgos morfoestructurales de la isla, pero sí ha significado un enriquecimiento de las morfologías de detalle, un aumento de los volúmenes topográficos y, en algunas áreas, una modificación importante o una fosilización de los relieves preexistentes.

Desgraciadamente, el mal estado de conservación de algunos de estos volcanes así como de sus derrames lávicos, no nos ha permitido en todos los casos realizar estudios de detalle, especialmente de las morfologías superficiales de las coladas, por lo que alguno de los croquis morfológicos que presentamos suponen, al menos parcialmente, una reconstrucción, basada en nuestro trabajo de campo y en el estudio de la fotografía aérea.

Nos ha parecido de especial importancia el desarrollar abundantemente la parte gráfica. Por una parte, hemos reproducido los aspectos que nos interesaban de los mapas geológicos publicados por diversos autores, especialmente en el capítulo dedicado al Cuaternario volcánico. En segundo lugar,

presentamos doce croquis morfológicos originales, que ponen de manifiesto las principales morfoestructuras de los aparatos volcánicos más singulares, así como sus alineamientos. Por último, hemos confeccionado dibujos, cortes, esquemas evolutivos, perfiles y bloques diagramas, que ayuden al lector a comprender e interpretar mejor los accidentes que representan. En estos aspectos gráficos, hemos seguido el criterio de presentar en la mayoría de los casos, aspectos, accidentes o aparatos no representados hasta el momento.

Esta insistencia en el aparato gráfico de nuestro trabajo no es arbitraria. Con ello pretendemos hacer más cómodo el acceso al estudio de los volcanes gran canarios, y en general, de las formas volcánicas, al mayor número de gentes posible, especialmente a los docentes, que obtienen así un material para su labor de interpretación y divulgación, y de forma específica, facilitar el aprendizaje a nuestros alumnos de la EUPPEGB de Las Palmas, los cuales son responsables en no poca medida, del interés que hemos puesto en este apartado.

La línea de investigación en geomorfología volcánica desarrollada por varios miembros del Departamento de Geografía de la Universidad de La Laguna, manifestada en sus publicaciones, y en concreto, los trabajos de Eduardo Martínez de Pisón y Francisco Quirantes en su estudio geográfico y geomorfológico del Teide (1981), y de M.^a del Carmen Romero Ruiz, sobre el volcanismo histórico de Tenerife (1982), nos introdujeron en los estudios de geomorfología volcánica y nos hicieron concebir la viabilidad del presente trabajo.

La inclusión del mismo en esta línea de investigación nos parece útil no sólo desde el punto de vista geomorfológico, en tanto contribuye a acrecentar el inventario de las formas volcánicas recientes de nuestro archipiélago, sino también desde la óptica de la prevención del riesgo volcánico y de la conservación del medio en Gran Canaria.

Breve historia geológica de Gran Canaria

Antes de comenzar el estudio sintético del Cuaternario volcánico de Gran Canaria, nos sentimos en la obligación de esbozar brevemente la evolución geológica de la isla, de cara a facilitar al lector no introducido, puntos de referencia que le permitan entender mejor la localización y objeto de nuestro estudio.

- En el Mioceno, hace 14,5 m.a. Gran Canaria comenzó a emerger rápidamente por encima del nivel del mar. Un período eruptivo en el que predominaron los conductos fisurales construyó un edificio insular de morfología en escudo, alcanzando un volumen de 1.000 kms. cúbicos, lo cual supuso el equivalente al 80 % del volumen actual de la isla. Los conductos de emisión constituyen una vasta malla de diques en el oeste, en donde la isla debió alcanzar mayor superficie. Tras el hundimiento de parte de este edificio recién formado, erupciones más ácidas lo cubrieron creando fuertes volúmenes en el sector actual de la Caldera de Tejeda y Tamadaba, al tiempo que plataformas inclinadas hacia el mar que alcanzaron mayor perímetro por el

norte y sur actual. Los centros de emisión principales conformaron una malla de diques cónicos en el sector de la Caldera de Tejada.

- Desde los 9.800.000 años hasta 4,5 m.a., la actividad erosiva se ocupó en desmantelar y modelar lo construido y de acumular los sedimentos resultantes en la periferia.
- Entre 4,5 y 3,5 m.a. un nuevo período de erupciones basálticas fisurales y de aglomerados tipo Roque Nublo, interfiere la actividad erosiva, potentísimas erupciones modifican los relieves preexistentes rellenando barrancos y elevando los volúmenes, cubriendo las laderas de la isla en todas direcciones al encontrarse los principales conductos de emisión en la cúpula central en los sectores de Ayacata, Barranco de La Culata y Cabecera de Tenteniguada.
- Un corto período de actividad erosiva termina con la reanudación del volcanismo. Un nuevo período de emisiones basálticas afecta casi exclusivamente a la mitad NE de la isla. Este ciclo volcánico aunque atenuado, se extiende hasta la actualidad en términos geológicos. El objeto de esta obra es el estudio de los volcanes que formando parte de este período, constituyen las últimas erupciones durante los 10-12 milenios antes del presente.

Indice

	<i>Pags.</i>
	<i>Pags.</i>
Presentación	V
Agradecimientos	VII
Prólogo	IX
Introducción	XI
Breve historia geológica de Gran Canaria	XII
Indice	XIV
EL CUATERNARIO VOLCANICO DE GRAN CANARIA	1
Problemas que plantea su estudio	1
Estudios específicos	3
Distribución de los materiales	7
Triángulo septentrional	10
Triángulo oriental	14
Sector intermedio	16
Conductos de emisión	19
Principales direcciones estructurales del volcanismo cuaternario de Gran Canaria	21
Conclusiones al Cuaternario	26
LOS VOLCANES DEL PLEISTOCENO TARDIO Y DEL HOLOCENO EN GRAN CANARIA	29
Criterios de delimitación	30
Introducción	30
Los límites inferiores	31
Otros criterios	33
ESTUDIO MORFOLOGICO Y DESCRIPTIVO DE LA ISLETA.	37
Introducción	37
El basamento	40
La meseta y la alineación occidental	44
Morfología de la alineación occidental	48
La alineación del Vigía	49
Los edificios piroclásticos	49
Los campos de lava	55
El estado de conservación	57

EL CONJUNTO VOLCANICO DE TAFIRA, VANDAMA Y JINAMAR	61
El campo de volcanes: localización y sustrato	61
Los volcanes del Pleistoceno	62
La alineación de volcanes Holocenos	64
DESCRIPCION MORFOLOGICA DEL MONTE LENTISCAL.	65
LA CALDERA Y EL PICO DE VANDAMA	75
Estudios previos	75
Estudio morfológico del Pico y la Caldera de Vandama	77
El Pico	77
La Caldera	78
Los depósitos freatomagnéticos	82
La erupción del volcán de Vandama. Interpretación de una construcción de mecanismos eruptivos múltiples	85
Criterios paleoclimáticos	89
Los volcanes de Jinamar	91
Conclusiones a la alineación del conjunto volcánico de Vandama. ¿Una triple erupción?	95
EL CONJUNTO VOLCANICO DE LOMO MAGULLO	97
Localización y sustrato	97
Los volcanes pleistocénicos	97
Los volcanes de edad más reciente	99
Consideraciones finales a la alineación volcánica de Lomo Magullo.	106
LA CALDERA DE LOS MARTELES Y LA CALDERILLA.	107
LA ALINEACION VOLCANICA DE LAS CUMBRES DEL NW.	113
Localización, directrices locales y comportamiento dinámico	113
Estudio morfológico detallado del Montañón Negro y su derrame lávico	115
Estudio morfológico de la Caldera de los Pinos de Gáldar	127
Los senderos sobre cenizas: una génesis aún no del todo resuelta.	129
Descripción morfológica del Hondo de Fagagesto y de la boca efusiva de los Berrazales	131
Consideraciones finales	135
Indice de figuras	139
Indice de fotos	141
Bibliografía	143
Cartografía	151

EL CUATERNARIO VOLCANICO DE GRAN CANARIA

Problemas que plantea su estudio

Los estudios sobre la evolución geológica de Gran Canaria han tenido siempre en cuenta la existencia de los depósitos sedimentarios de la Terraza de Las Palmas. En un nivel marino intercalado entre ellos, se reconoció desde el siglo XIX un buen número de fósiles de edad Miocena. Este hecho ha permitido dividir los materiales volcánicos de Gran Canaria en Miocenos o anteriores al depósito y Postmiocenos o posteriores al mismo los que yacen sobre él¹.

Los materiales erupcionados durante el postmioceno corresponden al Plioceno (5,1 a 1,8 m.a.) y Cuaternario (1,7 a 10.000 años B. P.), aunque sólo en fechas cercanas gracias a dataciones realizadas por el método Potasio-Argón han podido asignarse valores cronológicos más exactos a estos materiales.

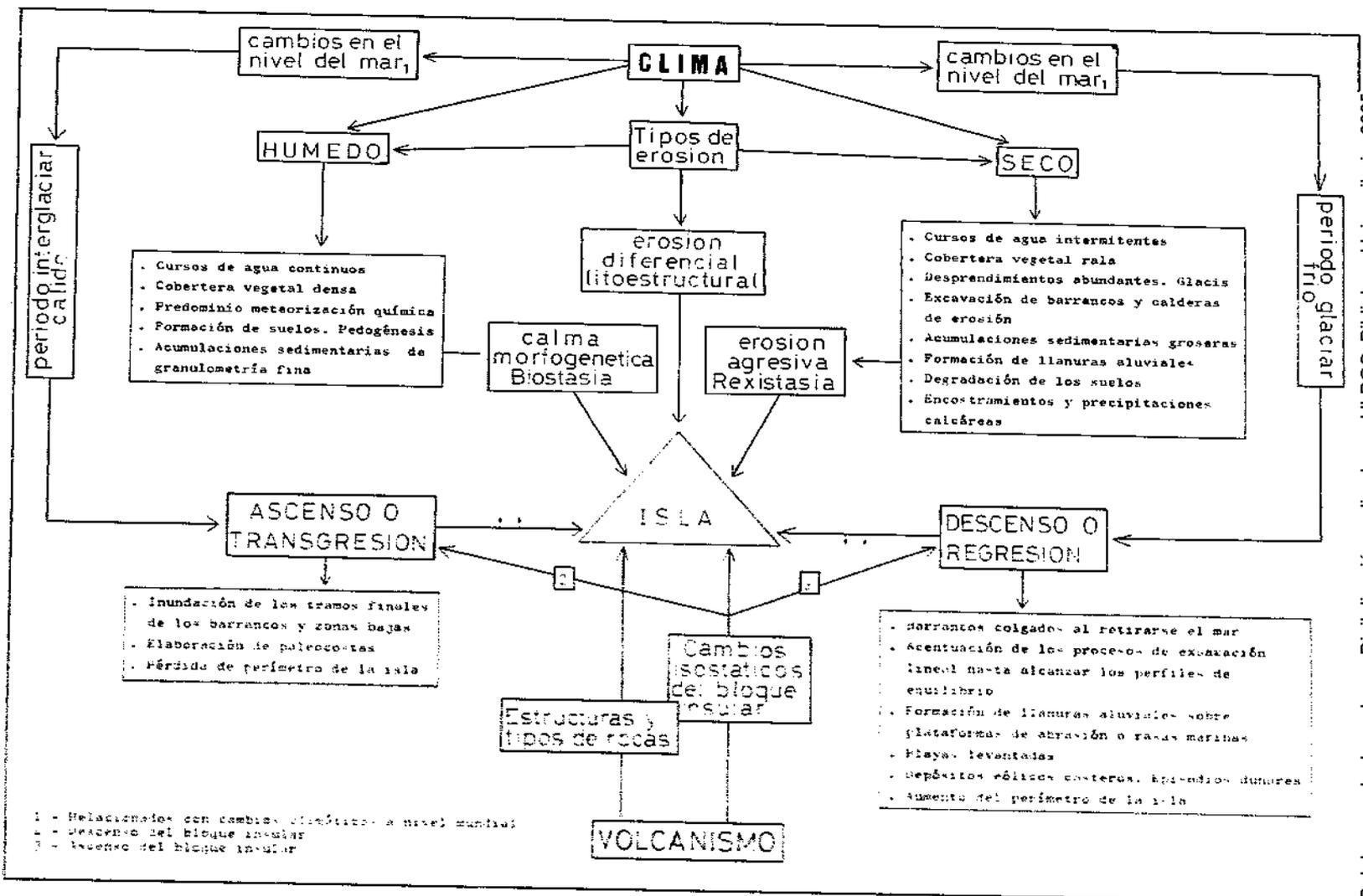
Nosotros tomamos como límite inferior del Cuaternario 1,7 m.a., siguiendo a Furon² y Van Eisinga³.

El estudio del Cuaternario es siempre complejo. A lo largo de este período se han producido importantes episodios volcánicos, erosivos y sedimentarios en Gran Canaria, cuya periodización se hace difícil dada la ausencia de estudios cronológicos de detalle. Por otra parte, el clima ha cambiado a lo largo del Cuaternario siguiendo pautas marcadas por los períodos glaciares e interglaciares que, en nuestra área geográfica producirían probablemente períodos pluviales y períodos más áridos entre los mismos. La interferencia constante entre el volcanismo y los distintos sistemas morfogenéticos predominantes en cada momento según el clima, sumado a los cambios eustáticos del nivel del mar (transgresiones y regresiones), junto a los posibles ascensos y descensos isostáticos del bloque insular, han condicionado una notable complejidad en las formas del relieve. Todos los accidentes

¹ Bravo, T.: *Las formaciones posmiocenas de Gran Canaria*. Rev. El Museo Canario, n.º 75-6, pp. 406-411. Las Palmas, 1960.

² Furon, R.: *Elements de paleoclimatologie*. Paris, Vuivert, 1972.

³ Van Eysinga, F.W.B.: *Geological Time Table*. Amsterdam, Edservier. Scientific. Publishing Company, 1978.



1 = Relaciones con cambios climáticos a nivel mundial
 2 = descenso del bloque insular
 3 = ascenso del bloque insular

Figura 1. Interrelaciones morfoclimáticas y tectovolcánicas en una isla

morfológicos producidos por la combinación de estos fenómenos, se nos muestran en el paisaje como formando un complicado puzzle que, aunque difícil de recomponer período a período, permite, sin embargo, interpretar su sentido: ellos son trozos, muestras geomorfológicas de la yuxtaposición de los períodos constructivos —el vulcanismo— y destructivos —la erosión—, por los que ha pasado esta isla oceánica (ver fig. 1 y fig. 2).

Estudios específicos

Pocos son los estudios geológicos realizados sobre este período. La mayoría de ellos son cortos capítulos de monografías generales sobre la isla y sólo alguno se refiere a aspectos específicos.

La lectura de estos trabajos ofrece una visión, pues, muy parcial sobre la actividad volcánica de este extenso período eruptivo, del cual intentaremos ofrecer una síntesis y poner de manifiesto sus principales problemas y características. El conocimiento y comprensión de los mismos lo consideramos de todo punto fundamental, ya que el objeto de nuestro trabajo son los volcanes más recientes de Gran Canaria, es decir, los aparecidos durante las últimas fases del Pleistoceno Superior y del Holoceno, a los cuales debemos considerar como continuidad del vulcanismo cuaternario.

Fue en los años treinta de este siglo cuando tras varias estancias en la isla del Profesor de la Sorbona, J. Boucart, y su acompañante la petróloga, E. Jérémie, se sentaron las bases del desarrollo geológico de la isla canaria. En su estudio monográfico editado en 1937, dedicaron algunas páginas al Cuaternario volcánico y erosivo, si bien hemos de recordar que los límites cronológicos de dicho período, han venido variando considerablemente desde esa época, y que todavía en 1956 Cailleux utiliza las cifras entre 1 y 3 millones de años para señalar el límite inferior⁴.

Boucart establece para el Cuaternario gran canario dos períodos eruptivos a los que denominó Basaltos de los Valles y Basaltos muy recientes, quedando los Basaltos de las Mesetas —Plateaux— englobados dentro del vulcanismo mioplioceno según su criterio. Establece también en este trabajo, una clara distinción entre la Neocanaria: parte NE de la isla, cubierta por los materiales postvindobonienses (5,1 m.a.) y la Tamarán o isla vieja, situada al SW, de mayor edad geológica⁵.

Macau Vilar, que en lo relativo a la extensión de los materiales postmiocenos sigue el mismo criterio que Boucart, se ocupa en un artículo publicado en 1957⁶ de estudiar las causas de la especial distribución de los volcanes del Cenozoico, y en otro en 1960⁷ aborda el cuaternario sedimentario.

⁴ Cailleux, A.: *La era Cuaternaria. Problemas y métodos de estudio*. Barcelona, C.S.I.C. pp. 11 y 47. 1956.

⁵ Boucart, J., y Jérémie, E.: *La Grande Canarie. Etude géologique et lithologique*. Bull. Volcanologique, 2,2. pp. 3-17. 1937.

⁶ Macau Vilar, F.: *Los volcanes del Cenozoico en Gran Canaria. Causas y consecuencias de su singular distribución en la isla*. Rev. de Obras Públicas, n.º 2093, pp. 108 a 118. 1957.

⁷ Idem: *Contribución al estudio del Cuaternario en Gran Canaria*. Anuario de Estudios Atlánticos, n.º 6, pp. 117-132. 1960.

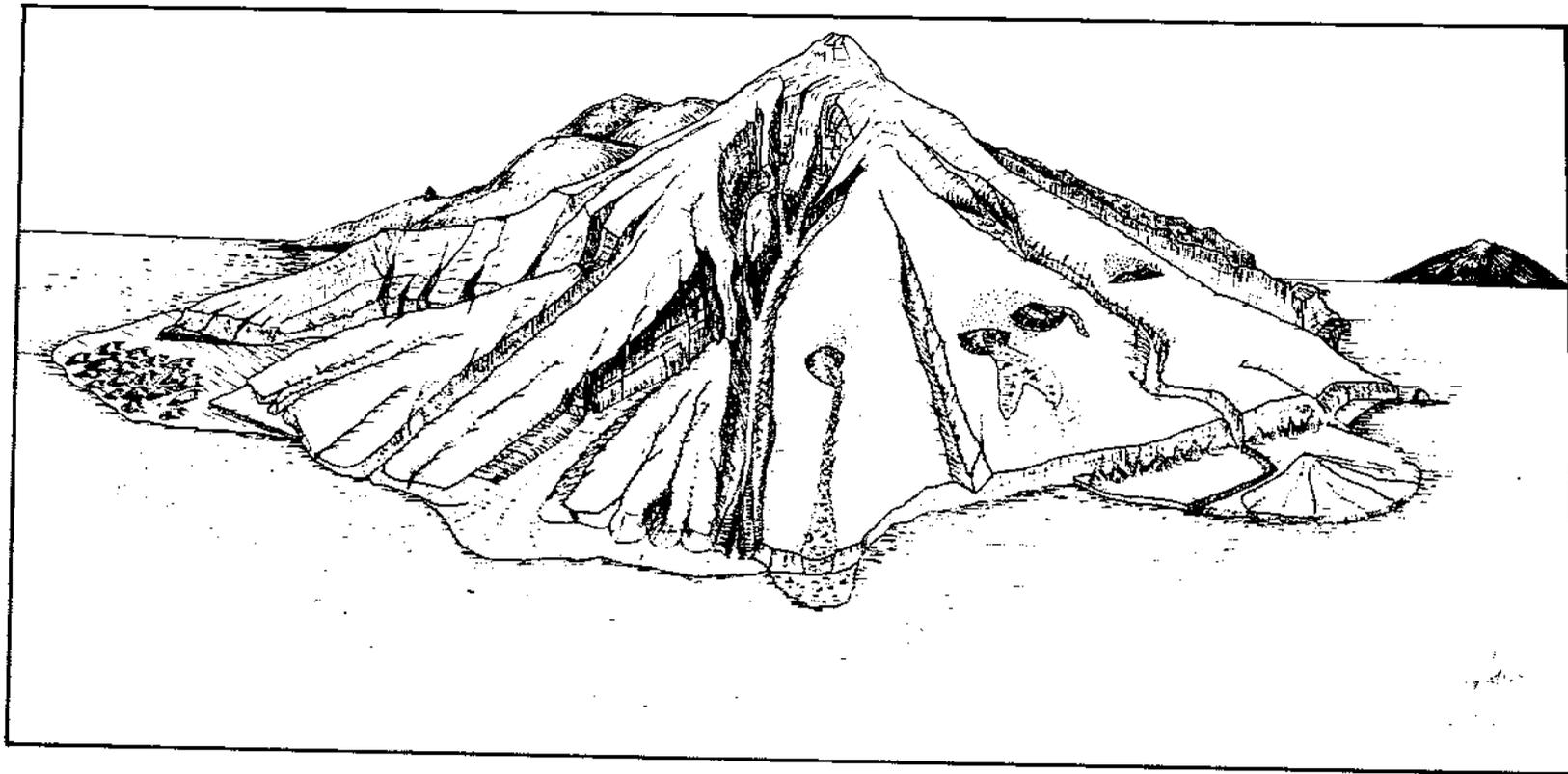


Figura 2. Esquema síntesis de una isla volcánica



LEYENDA AL ESQUEMA SINTESIS DE UNA ISLA VOLCANICA

- 1.- Macizos antiguos de formas redondeadas
- 2.- Macizos afectados por un gran retroceso de las vertientes. Los interfluvios son crestas afiladas
- 3.- Rampas o plataformas estructurales. El modelado erosivo no ha modificado substancialmente las formas
- 4.- Isla baja. Ampliación de la superficie de la isla por la aparición de uno o varios conos en el mar, cercanos a la línea de costa
- 5.- Caldera de erosión. Grandes cabeceras de barranco
- 6.- Cono volcánico de gran volumen
- 7.- Alineación de volcanes. Cono en herradura
- 8.- Colada volcánica sobre vertiente suave
- 9.- Relleno de barranco por colada
- 10.- Delta lávico
- 11.- Roque modelado por la erosión diferencial
- 12.- Aplastamiento lávico
- 13.- Playas. De arenas, de cantos
- 14.- Llanura aluvial
- 15.- Llanura lagunar por represamiento
- 16.- Terrazas fluviales
- 17.- Campo de dunas
- 18.- Taludes gravitacionales de acumulación
- 19.- Barranco con perfil en V
- 20.- Barranco de fondos planos y muy anchos
- 21.- Barranco colgado
- 22.- Barranqueras o fugas
- 23.- Divisoria afilada o cresta
- 24.- Mesas
- 25.- Degolladas o pasos
- 26.- Cantil costero funcional
- 27.- Cantil costero no funcional
- 28.- Roque testigo por retroceso de la costa
- 29.- Plataforma de abrasión
- 30.- Playa levantada. Antiguo nivel marino
- 31.- Almagre. Discontinuidad temporal
- 32.- Erosión radial o en parasol
- 33.- Costras calcáreas
- 34.- Leves incisiones o acarcamientos

Por su parte, Hausen distingue un «Volcanismo del Ultimo Terciario» (postmioceno) y un «Volcanismo del Cuaternario al Reciente», indicando que ambas fases tienen mucho en común considerando la composición de los materiales emitidos. La mayor parte de los conos de cenizas distribuidos en la isla desde las costas hasta las zonas cumbreiras son considerados por Hausen como Cuaternarios, y «representan la continuación del volcanismo basáltico del período precedente, sólo que la intensidad de las erupciones había disminuido considerablemente»⁸.

Tras una intensa campaña de análisis petroquímicos más detallados y contando con los trabajos anteriores, el equipo dirigido por el profesor Fuster (cuyos miembros pertenecen al Departamento de Petrología y Geoquímica del Instituto Lucas Mallada y de la Universidad Complutense de Madrid), publica en 1968 con motivo de la celebración en Canarias de un Simposium de la Asociación Internacional de Volcanología y de Química del Interior de la Tierra, una serie de monografías sobre la geología de las Islas Canarias. En la que corresponde a Gran Canaria distinguen para los basaltos postmiocenos tres subperíodos que de más antiguo a moderno son:

Serie Basáltica II
Serie Basáltica III
Serie Basáltica IV

Todas o casi todas estas series son consideradas cuaternarias⁹ y los criterios que ordenan las mismas son fundamentalmente petroquímicos, estado de conservación de los materiales, paleosuelos, almogres, discontinuidades erosivas, encalichamientos, etc., pero sin considerar estudios de detalle ni explicar claramente los límites de las diferentes series.

Finalmente McDougall y Schmincke apoyándose en datos parciales de varios autores y en los suyos propios, establecen en 1976¹⁰ los criterios cronológicos hoy al uso para las distintas fases del volcanismo gran canario. El último período eruptivo tendría su base según estos autores en 2,8 m.a. y durante él establecen, al igual que Fuster, tres subperíodos que de más antiguo a moderno son:

Los Llanos de la Paz Formation, con base en 2,8 m.a.
Late Pliocene and Quaternary Formation, 1,8 m.a.
La Calderilla Formation.

Esta última formación está datada como del Cuaternario a la prehistoria y algunas muestras «tomadas de la serie IV de Fuster han dado una edad de $0,15 \pm 0,01$ m.a. B. P., sin que precise tampoco de donde han sido recogidas.

Estos tres momentos eruptivos aparecen separados para ambos autores por superficies de discontinuidad que corresponden a períodos de predominio

⁸ Hausen, H.: *New contributions to the geology of Gran Canary*. (Gran Canaria, Canary Islands.) pp. 401-406. Helsinki-Helsingfors, 1962.

⁹ Fuster, J.M., y otros: *Geología y volcanología de las Islas Canarias*. Gran Canaria, pp. 87. Instituto Lucas Mallada. C.S.I.C. Madrid, 1976.

¹⁰ Mac Dougall, I. y Schmincke, H.: *Geochronology of Gran Canaria*. Bull. Volcanologique, vol. 40-1. 1976.

CUADRO DE PARALELISMOS ESTRATIGRAFICOS ENTRE LOS DIFERENTES PERIODOS ERUPTIVOS DEL VOLCANISMO PLIO-PLEISTOCENO Y CUATERNARIO DE GRAN CANARIA

Boucart, 1937	Hausen, 1962	Fuster, 1968	Schmincke, 1977
Basaltos muy recientes.	Quaternary and Recent volcanism.	Serie basáltica IV.	La Calderilla Formation.
Basaltos de Valle. Basaltos de Meseta.	Late Tertiary volcanism.	Serie basáltica III. Serie basáltica II	Late pliocene and Quaternary Formation. 1.8 m.a. Llanos de la Paz Formation 2.8 m.a.

de la actividad erosiva. El total de los materiales emitidos en conjunto no supera los 100 kms. cúbicos.

Como hemos observado en la lectura de las páginas anteriores, todos los autores utilizan nomenclaturas diferentes para referirse a los episodios volcánicos cuaternarios, lo cual ofrece no pocas dificultades a la hora de ver con claridad sus relaciones cronológicas y estratigráficas, por lo que ofrecemos un cuadro de correlaciones o paralelismos estratigráficos correspondiente a los materiales del cuaternario gran canario.

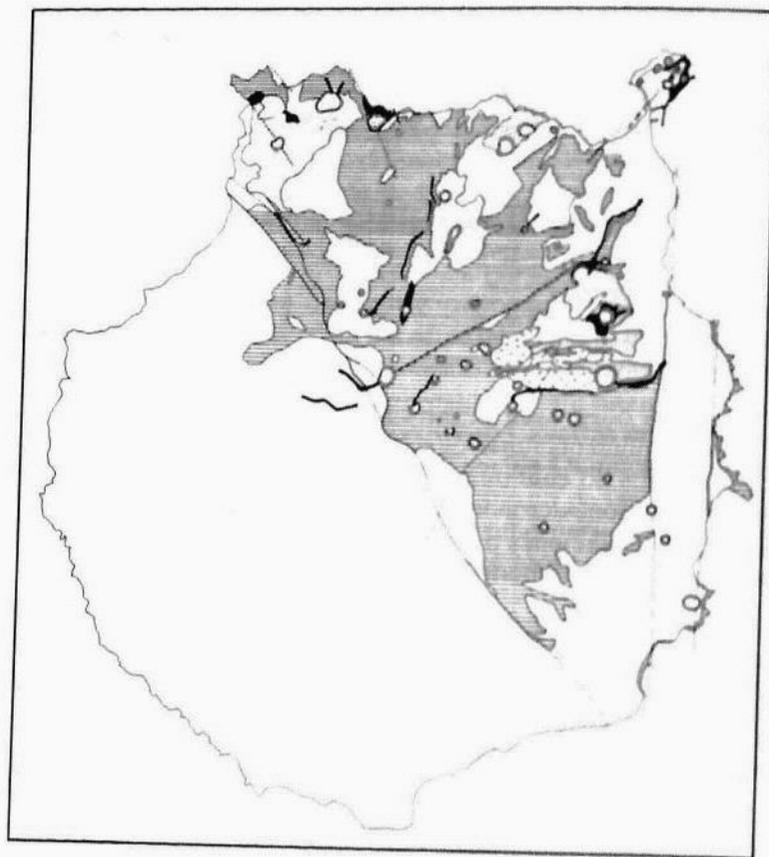
Finalmente, es de destacar que la edad de los materiales se ha venido retrotrayendo a lo largo de las sucesivas investigaciones: los materiales considerados en parte por Boucart como del Mioplioceno resultan ser según las dataciones más recientes del plio-pleistoceno o del Pleistoceno inferior y medio. Fuster considera el período como inacabado.

Distribución de los materiales

Desde el Plioceno Superior hasta tiempos recientes la actividad volcánica se ha centrado casi exclusivamente en la mitad noreste de la isla. El sustrato fonolítico y las brechas y lavas de la Serie Roque Nublo que constituían el relieve hasta tiempos del Plioceno Medio, fueron cubiertos por lavas basálticas del Plioceno Superior y Cuaternario en gran parte.

Mientras, en la mitad suroccidental de la isla, los procesos de desmantelamiento que habían recommenzado tras el periodo de emisión Pre Roque Nublo (Fuster, 1968), han continuado hasta la actualidad sin ser interferidos por el nuevo ciclo eruptivo. Los resultados de esta migración espacial del volcanismo plio-pleistoceno y cuaternario, son los paisajes muy contrastados de las dos mitades de la isla: en la NE son abundantes los centros eruptivos y los relieves volcánicos jóvenes, mientras en la mitad SW el desmantelamiento producido por la erosión ha borrado toda huella de ellos conservándose únicamente los conductos fisurales de ciclos anteriores y restos de conos escoriáceos como los del volcán de Inagua, considerado quizás equivocadamente por Fuster como de su Serie basáltica II¹¹.

¹¹ Observaciones de campo sobre este volcán y su área de influencia nos hacen suponer una edad mucho más reciente, dada la frescura de sus escorias y los caracteres paleoclimáticos de un depósito lacustre que su aparición ocasionó.



Leyenda al mapa de Boucart

-  Tefritas de Arucas.
-  Pozzolana basáltica (psol.).
-  Basaltos, andesíticos, etc. muy recientes.
-  Volcanes y coladas basálticas de los valles con escorias superficiales de Wisemulla (Cuaternario antiguo).
-  Basaltos y rocas de facies basálticas de los plateaus, con brechas y tabas subordinadas. Mioceno.
-  Aparatos volcánicos conservados.
-  Calderas.
-  Fajas cubiertas o descubiertas.

Figura 3. El volcanismo mioplioceno y cuaternario de Gran Canaria (Según Boucart, 1933-34).

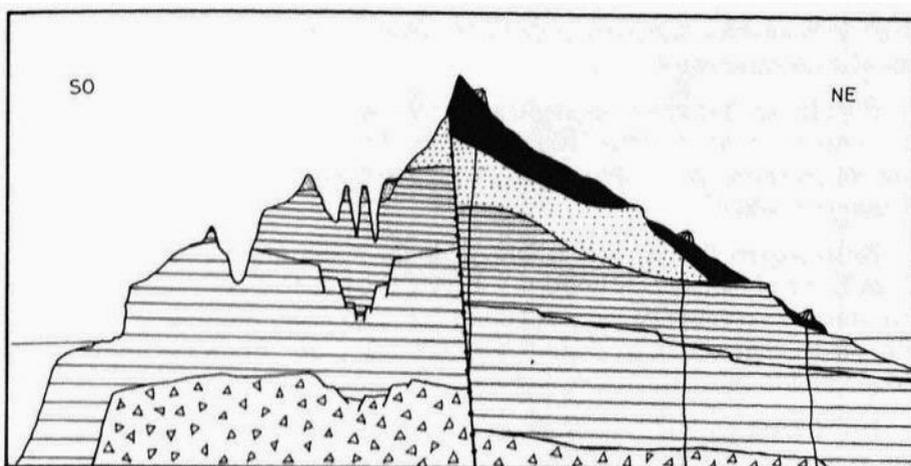


Figura 4. Corte geológico de Gran Canaria representando la falla de Boucart. El bloque hundido sería la mitad NE de la isla, sobre la que posteriormente se han acumulado los materiales del plioceno y cuaternario (en negro éstos últimos). Boucart distingue además tres alineaciones volcánicas paralelas a la gran línea tectovolcánica NO-SE. (Ver figura 11).

Esta participación de la isla en dos mitades fue argumentada por vez primera por Boucart (1933) y corroborado por todos los autores posteriores. Boucart señala el límite entre estas dos mitades con una falla de orientación NW-SE que, desde la desembocadura del B.º de Agaete cruza la línea de cumbres afectando a las cabeceras de las calderas erosivas de Tejeda y Santa Lucía de Tirajana, para desembocar siguiendo el B.º de Tirajana un poco al sur de la Punta de Teneife (Fig. 3).

Según Boucart, esta línea de falla se produciría tras el Vindoboniense y tendría un salto de unos 800 m. aproximadamente, siendo el bloque hundido el noreste. (Fig. 4).

Los argumentos que justifican este gran accidente tectónico según Boucart son:

- a) La distribución de los materiales postvindobonienses en discordancia con los anteriores a un lado y otro de la falla.
- b) La inexistencia de los basaltos antiguos —de la Serie I de Fuster—, en la mitad NE de la isla.
- c) La desigual altura en la que se encuentran los materiales fonolíticos, más bajos para el noreste.

La existencia de esta falla ha sido aceptada habitualmente en la literatura geológica, pero ni las causas de su formación ni evidencias de sí misma han sido aportadas por autores posteriores. Fuster es de la opinión de la no existencia de la misma (1968). Contrariamente a lo sugerido por Boucart, han encontrado basaltos de la Serie I en la mitad NE de la isla, tanto al NW, en la base de la montaña de Almagro, como en el SE, en las vertientes de Corralillo del Sur, base del Roque Aguayro y M.ª de Aguimes. Por otra parte, Fuster argumenta la migración de los focos volcánicos desde el SW al NE a lo

largo de la evolución geológica de Gran Canaria, aunque no explica las causas de esta emigración.

Por último, Araña y Carracedo son partidarios de explicar las diferencias de elevación estratigráficas de las paredes de la Caldera de Tirajana, más que por una falla, por el relleno de un antiguo barranco y el sucesivo encajamiento del actual¹².

De cualquier forma, la distribución de los materiales en la mitad NE de Gran Canaria tampoco es uniforme. En efecto, hay tres sectores en donde la intensidad y volumen de las erupciones han sido más importantes durante el Plio-pleistoceno e incluso el Holoceno, dejando entre sí relieves fonolíticos y Roque Nublo más antiguos y elevados.

En la carta geológica de Boucart estos no se diferencian claramente porque el autor funde los materiales del Roque Nublo (brechas y coladas) con los basaltos posteriores en una misma leyenda, pero en los mapas de Fuster (fig. 5) y Schmincke (fig. 6), se distinguen claramente dos triángulos y un sector intermedio, discontinuo y lineal, de orientación NE-SW.

Estos sectores aproximadamente triangulares se extienden desde las cumbres —en donde tienen su vértice superior— hasta los sectores costeros NW y Este de la isla.

Triángulo septentrional

Los basaltos postmiocenos que forman el triángulo septentrional de Gran Canaria se encuentran limitados en dos de sus lados por alineaciones volcánicas, asociadas probablemente a fisuras, que han funcionado a lo largo del tiempo y que parecen responder a estructuras tectovolcánicas de la isla. (Fig. 14).

El borde oriental de dicha zona, sigue una línea NE-SW salpicada por volcanes de edades diferentes, siendo las mismas decrecientes de noreste a suroeste de forma relativa. En el extremo norte se localiza el conjunto de volcanes de Arucas-Cardones, edificios escoriáceos de tipo estrato-volcán según Simón Benítez Padilla¹³. Sus materiales destacan por su composición tahitítica que representan las facies más ácidas del volcanismo pleistocénico de Gran Canaria. La datación de sus lavas por Lietz y Schmincke (1975) los sitúa en un Pleistoceno Medio.

Entre la M.^a de Arucas y el Volcán de Osorio, existe una pareja de pequeños edificios piroclásticos: el volcán del Arco, un cono en herradura y la Caldera de Firgas. Ambos aparecen alineados a su vez sobre un eje E-W, y que a juzgar por el estado de conservación de sus materiales pueden ser contemporáneos en su aparición.

¹² Araña, V., y Carracedo, J.C.: *Los Volcanes de las Islas Canarias*. Gran Canaria. Tomo 3. pp. 12. Rueda. Madrid, 1980.

¹³ Benítez Padilla, S.: *Breve excursión científica por Gran Canaria*. pp. 12. Museo Canario. Las Palmas, 1983.

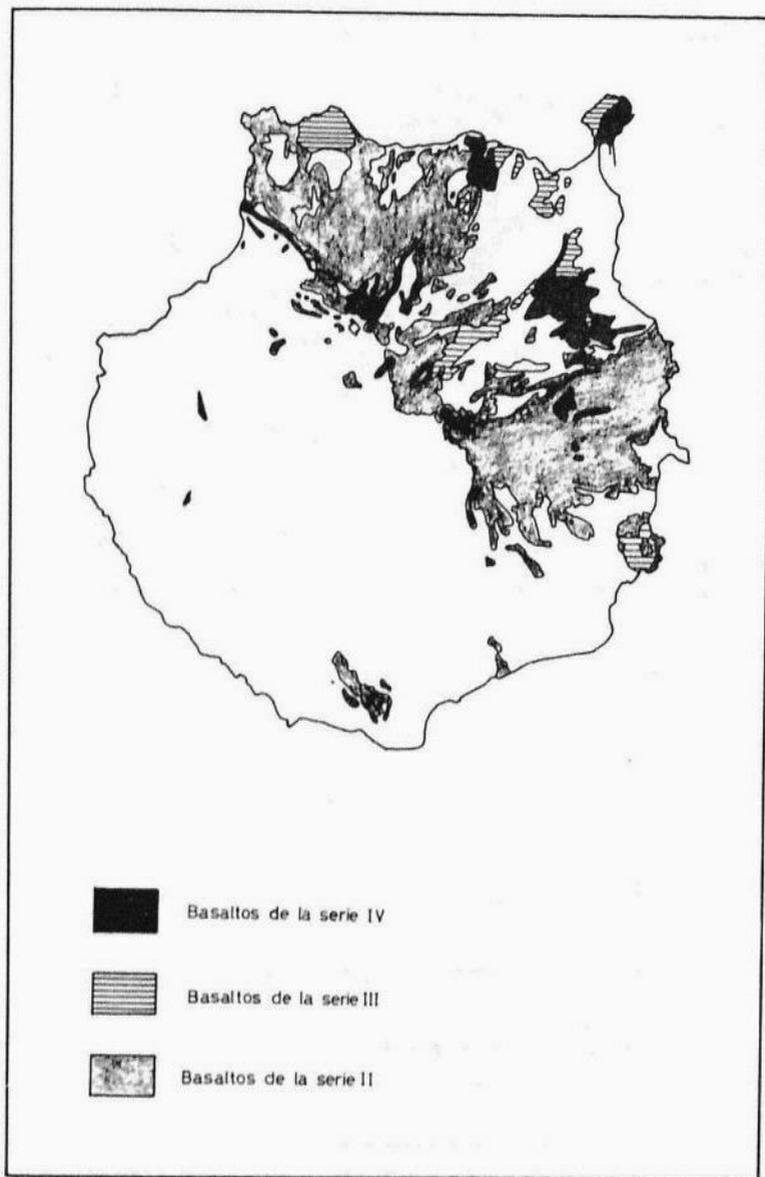


Figura 5. El cuaternario volcánico. (Según Fuster, 1968)

Ocupando el centro de este ridg aparece el volcán de Osorio, «el más importante de los volcanes adventicios de la vertiente NE de Gran Canaria», según Hausen¹⁴. Este gran volcán basáltico que este autor considera del Terciario tardío presenta tres puntos efusivos, el mayor de los cuales, un cráter abierto al NE, ha vomitado una gran cantidad de lavas cuyas coladas discurren por el barranco de Teror rellenando su cauce. La inscisión posterior ha cortado estas coladas cuyos restos aparecen como terrazas lávicas situadas a

¹⁴ Hausen, H.: Ob. cit. pp. 264 y ss. 1962.

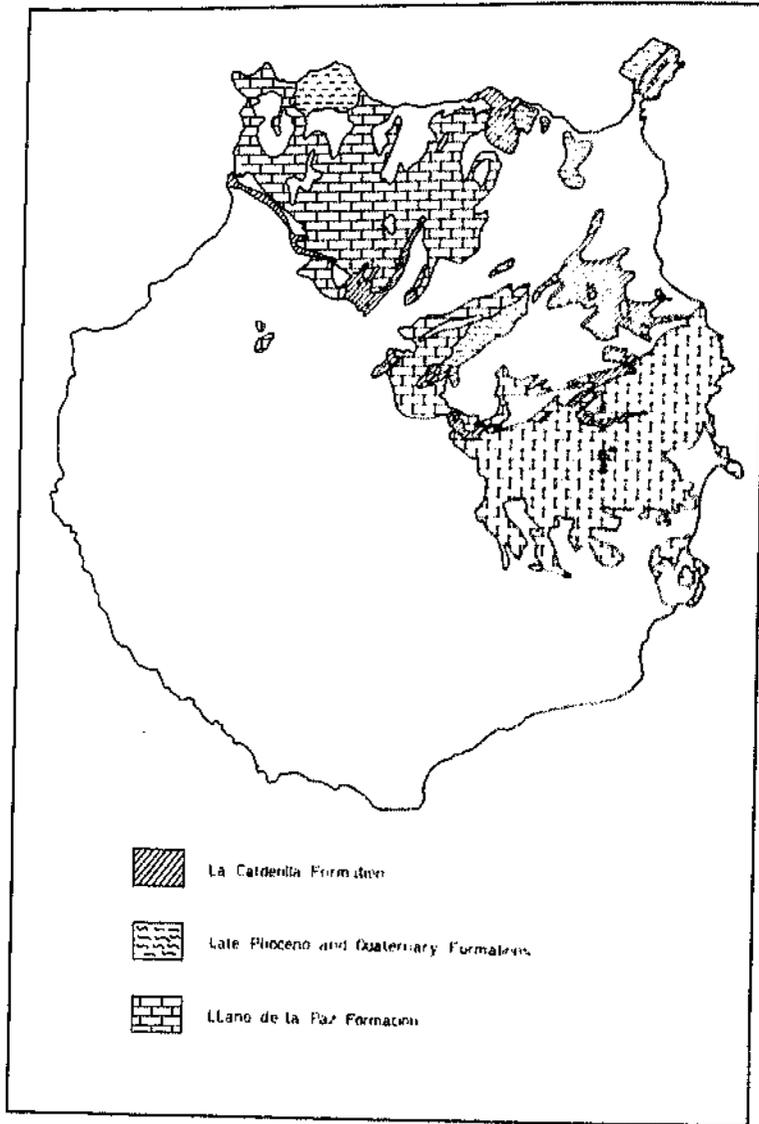


Figura 6. El volcanismo plio-pleistoceno y cuaternario de Gran Canaria. (Según Schmincke, 1977).

un lado y otro del cauce actual a gran altura. La Laguna de Teror, un cráter explosivo de bordes bajos y trazado circular, aparece un poco al SW de este aparato.

Por último, al SW encontramos al volcán de Las Calderetas de Lanzarote, un aparato con dos cráteres opuestos, el mayor de los cuales orientado hacia el NNE erupcionó una colada basáltica que discurrió por el fondo del Barranco de Valleseco suavizando sus formas en tiempos del Pleistoceno Superior. Este volcán, considerado como de la Serie IV de Fuster es el más reciente de todos los que constituyen este ridg. Si prolongamos esta línea más al sur, acabaríamos en el Monte Constantino, el segundo punto más alto de

esta región norte de la isla con 1.667 m., justo en el borde norte de la Caldera de Tejeda.

Todos estos edificios volcánicos de edades diferentes han jugado un papel importante en la configuración topográfica actual de esta parte de la isla. Así, la M.^a de Arucas originó con su aparición el cierre de barrancos y la formación de depósitos sedimentarios lacustres de los que da cuenta Macau Vilar: «Toda la parte meridional de la hermosa vega de Arucas, obstruyeron los cauces de los barrancos de Arucas y Travieso, que en la dirección S-N desembocaban independientemente en el mar a una distancia de 3 kms.»¹⁵. Asimismo, tanto los materiales lávicos de M.^a de Arucas como los de Cardones ganaron nuevos terrenos al mar. Por otra parte, los piroclastos de las montañas de Osorio constituyen uno de los campos piroclásticos más extensos de la isla, si bien es verdad que se encuentran muy meteorizados dando lugar a suelos muy profundos. Por último, rellenos de fondos de valles han ocasionado las coladas de Osorio, El Arco y Calderetas, originando este último, además, la construcción de una pequeña «hoya» endorreica al cerrar la cabecera del barranco en el que surgió. El relieve, además, se ha visto realzado a lo largo de toda esta cresta en la que se asienta esta alineación de volcanes pleistocenos.

El borde occidental de dicho triángulo viene definido por el barranco de Agaete —de origen tectoerosivo según Boucart— y la alineación de cuatro volcanes orientados de NW a SE y que constituyen a su vez, probablemente, la última erupción del volcanismo holoceno de Gran Canaria.

El Montañón Negro, al SE de dicha alineación ha sido datado en 3.075 ± 50 por Nogales y Schmincke¹⁶, pero nuestras observaciones de campo nos llevan a pensar en una erupción fisural con manifestaciones puntuales múltiples, considerando el estado de conservación de los aparatos que la integran y que es éste un mecanismo común en el volcanismo cuaternario e incluso de las erupciones históricas de La Palma, Lanzarote o Tenerife¹⁷.

En esta parte de la isla, las emisiones plioleistocenas rellenaron paleobarrancos y tapizaron interfluvios construyendo paquetes lávicos tabulares inclinados hacia el mar, en donde la erosión ha vuelto a excavar profundos barrancos —Azuaje, Moya—, siguiendo las mismas directrices que los anteriores por causas topográficas y morfológicas.

Algunos conos volcánicos aparecen en el techo de esa formación como son el Pico del Viento, M.^a Vergara, M.^a Doramas, difíciles de encajar en directrices estructurales claras, aunque encajados en comportamientos NW-SE a groso modo.

Durante el Pleistoceno Inferior también se ganaron nuevos terrenos al

¹⁵ Macau Vilar, F.; Ob. cit. 1960. pp. 9. A.E.A. n.º 6.

¹⁶ Nogales, J., y Schmincke, H.: *El pino enterrado en la Cañada de Las Arenas (Gran Canaria)*. Cuaderno de Botánica canaria. V. pp. 23-25. 1969.

¹⁷ Romero Ruiz, M.C.: *Volcanismo histórico en Tenerife*. pp. Memoria de Licenciatura. Dto. de Geografía de la Universidad de La Laguna.

mar: la aparición del gran cono volcánico de Galdar (M.^a Ajodar), el mayor de la isla, hizo retroceder el mar con sus emisiones lávicas al tiempo que represaba el barranco de Las Garzas y el de Pineda, dando paso a la formación de una llanura sedimentaria que constituye la mejor vega agrícola de Gran Canaria. El antiguo cantil marino fonolítico se encuentra hoy varios kms. tierra adentro.

Triángulo oriental

Entre el barranco de Telde al norte y el de Tirajana al sur, se desarrolló durante el Plio-pleistoceno una gran actividad volcánica que construyó también grandes apilamientos de coladas y conos volcánicos que Fuster estima en superiores a 500 m. de espesor sin que se vea aún la base de la formación. Son especialmente interesantes los «tajos» de los barrancos del Draguillo y Guayadeque.

El sustrato fonolítico anterior yace al oeste de Telde —en Cendro—, pero desaparece bajo los basaltos emitidos durante este periodo para reaparecer de nuevo al sur de Agüimes. Al contrario que en el triángulo septentrional aquí, las coladas y conos no rellenaron antiguos barrancos, sino más bien un gran golfo que se extendería desde el barranco de Telde hasta el sur de Agüimes. De hecho, la inclinación de las coladas produce un rápido descenso de esta vertiente oriental de la isla. Los barrancos cuaternarios que se han excavado en este sector son profundas gargantas como el de Guayadeque o el Draguillo. En ambos, se observan una gran cantidad de conos de tobas rojas consolidadas, sepultados por los apilamientos lávicos y piroclásticos posteriores. Chimeneas fisurales cortan esta formación presentando los escarpes una gran abundancia de diques, de orientaciones predominantes NW-SE (N 50° O y N 70° O). Las coladas presentan generalmente superficies escoriáceas entre ellas pero existen también lavas de tipo pahoehoe como las que ocupan actualmente el lecho del barranco de Tabuco a la altura de La Caldera de Ingenio.

Desde la cota de los 200 m. aproximadamente, la base visible de la formación presenta una suave pendiente hacia el mar, cubierta en gran parte por el aluvial cuaternario. Una brusca ruptura de pendiente norte-sur puede seguirse desde el barranco de Silva hasta Ingenio aproximadamente, que fue interpretada por Boucart como una falla coincidente al tiempo con aparatos volcánicos de edades distintas y líneas costeras al norte y sur de la misma como puede apreciarse en su mapa. (Fig. 3).

Conjuntos de conos volcánicos pueden distinguirse tanto sobre la llanura aluvial cercanos a la costa —Arinaga, Gando, Tufia—, como en las faldas del declive —Caldera de Ingenio, conjunto de los volcanes de Lomo Mangullo, especialmente entre los Barrancos de Silva —El Draguillo—, o en las partes más elevadas de la formación —Los Marteles, La Calderilla—, de los cuales los de aspecto más viejo (Serie II y III de Fuster) han perdido todas sus formas de detalle o aparecen devastados por los agentes erosivos y presentan caracteres aestructurales claros. La vertiente más meridional de este gran triángulo presenta también numerosos conos sepultados por coladas poste-

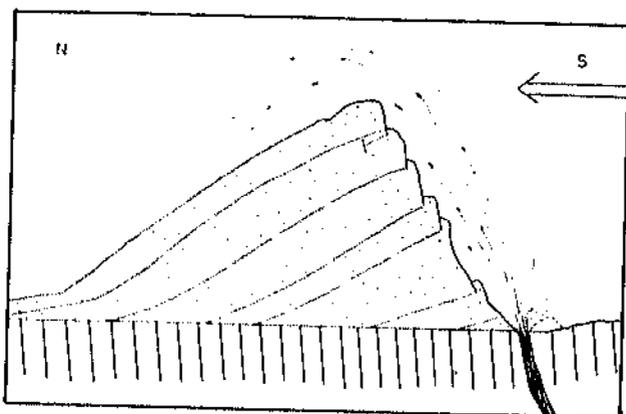


Figura 7. Posible génesis del cono fisural de Cuatro Puertas. El hundimiento de la chimenea y/o el viento, constituyen argumentos suficientes para explicar la morfología de este aparato volcánico.

riores pero muy pocos en superficie. Es también, por razones de accesibilidad menos conocida.

Al margen de la citada falla de orientación Norte-Sur señalada por Boucart que ya hemos comentado, Simón Benítez Padilla cree reconocer una fractura de orientación Este-Oeste, sobre la que se habrían formado los volcanes de Gando, Cuatro Puertas y los volcanes del conjunto Silva-Draguillo. De la lectura de su texto se desprende que la falla sería posterior a la formación del volcán del Cuatro Puertas, ya que este «importante volcán cuaternario (se encuentra) partido diametralmente en dirección Este-Oeste por un movimiento tectónico que desplomó el semivolcán del Sur»¹⁸. No parece correcta la formulación de esta hipótesis de hundimiento para explicar la morfología del Volcán de Cuatro Puertas, tanto menos si consideramos que la morfología de este cono es el resultado de una erupción que se produjo a través de una figura orientada de Este a Oeste, en la dirección de la fractura sugerida por Padilla, que buza hacia el Sur, depositando los piroclastos que arrojaba en sólo uno de los lados de la misma, construyendo así un edificio de tendencia lineal, paralelo a la fisura, al que aparentemente le falta su mitad. Un viento sur durante la erupción de haberse producido, contribuiría a favorecer el depósito de los piroclastos de la misma forma¹⁹ (ver fig. 7).

Desde la Caldera de Ingenio hasta la Isleta aparecen una serie de grupos o aparatos individualizados de origen volcánico, en general, de las Series II y III de Fuster, que constituyen un conjunto donde la actividad volcánica se ha venido celebrando hasta el Holoceno, presentando algunos de los aparatos más jóvenes e interesantes de la isla desde el punto de vista geomorfológico.

¹⁸ Benítez Padilla, S.: *Ob. cit.* pp. 39. *Rev. El Museo Canario. Las Palmas, 1963.*

¹⁹ En este cono de escorias se encuentra uno de los más bellos, complejo e interesante de los yacimientos arqueológicos excavados en cuevas de Gran Canaria, del que toma el nombre el volcán. Un enjambre de cuevas de múltiples usos aborígenes están excavadas en la vertiente sur, que corresponde al cráter fisural, facilitadas en su excavación por las múltiples fracturas producidas en el cono por pulsaciones explosivas y los fenómenos de asentamiento posteriores.

Estos conjuntos volcánicos se encuadran dentro de una banda de unos 6 km. de ancho y de orientación Norte-Sur, que interpretamos como una franja de debilidad cuaternaria que afecta a esta región de la isla y que reúne a:

- La Caldera de Ingenio.
- El conjunto volcánico de Silva-Draguillo y Lomo Magullo, que es el campo de volcanes cuaternarios más importante de la isla.
- La M.^a de Las Palmas.
- Los volcanes de Jinamar, Vandama y Tafira.
- Los volcanes de La Isleta.

Acometeremos el estudio de alguno de estos conjuntos volcánicos en un capítulo posterior.

Sector intermedio: la Cuenca alta del Guinguada

Este sector del volcanismo posmioceno afecta, por último, a una franja de la isla orientada hacia el Noreste y comprendida dentro de la cuenca alta del Guinguada, por una parte, y a la Isleta, situada al Noreste, por otra. Trataremos ahora sólo de la primera.

El Barranco del Guinguada constituye uno de los tajos erosivos más importantes de la isla. La continuidad de la excavación del mismo a lo largo de los tiempos geológicos siguiendo una misma orientación, puede deducirse claramente de la posición estratigráfica que ocupan los materiales de los diferentes períodos eruptivos, en los que se excava, así como de los amplios depósitos deltáicos de la Terraza de Las Palmas que comenzaron a formarse durante el Mioceno Superior, y que, en buena parte, deben su existencia a este mismo curso.

El paleocauce construido durante el Mioceno sobre las rocas fonolíticas (fig. 8 a) fue rellenado y colmatado hasta sus divisorias por las coladas y brechas volcánicas de la serie Roque Nublo, emitidas durante el segundo ciclo eruptivo gran canario (fig. 8 b) cuyos principales centros emisores debieron localizarse entre el barranco de Tejeda (La Culata) y Tentenguada, según Fuster y Boucart. Un nuevo período erosivo posterior a la actividad Roque Nublo excavó un nuevo cauce siguiendo idénticas directrices (fig. 8 c), como demuestra la abundancia de cantos rodados en el piedemonte superior de la Terraza de Las Palmas²⁰, pertenecientes a este tipo de rocas.

El volcanismo del Plioceno Superior y Pleistoceno (Los Llanos de la Pez Formation) volvió a centrar su actividad en la cabecera de este barranco, donde se construyeron apilamientos horizontales de coladas y piroclastos basálticos, dando lugar a la meseta central de la isla desde la que, a través de

²⁰ Araña, V., y Carracedo, J.C.: *Ob. cit.* pp. 106. Ed. Rueda, Madrid, 1980.

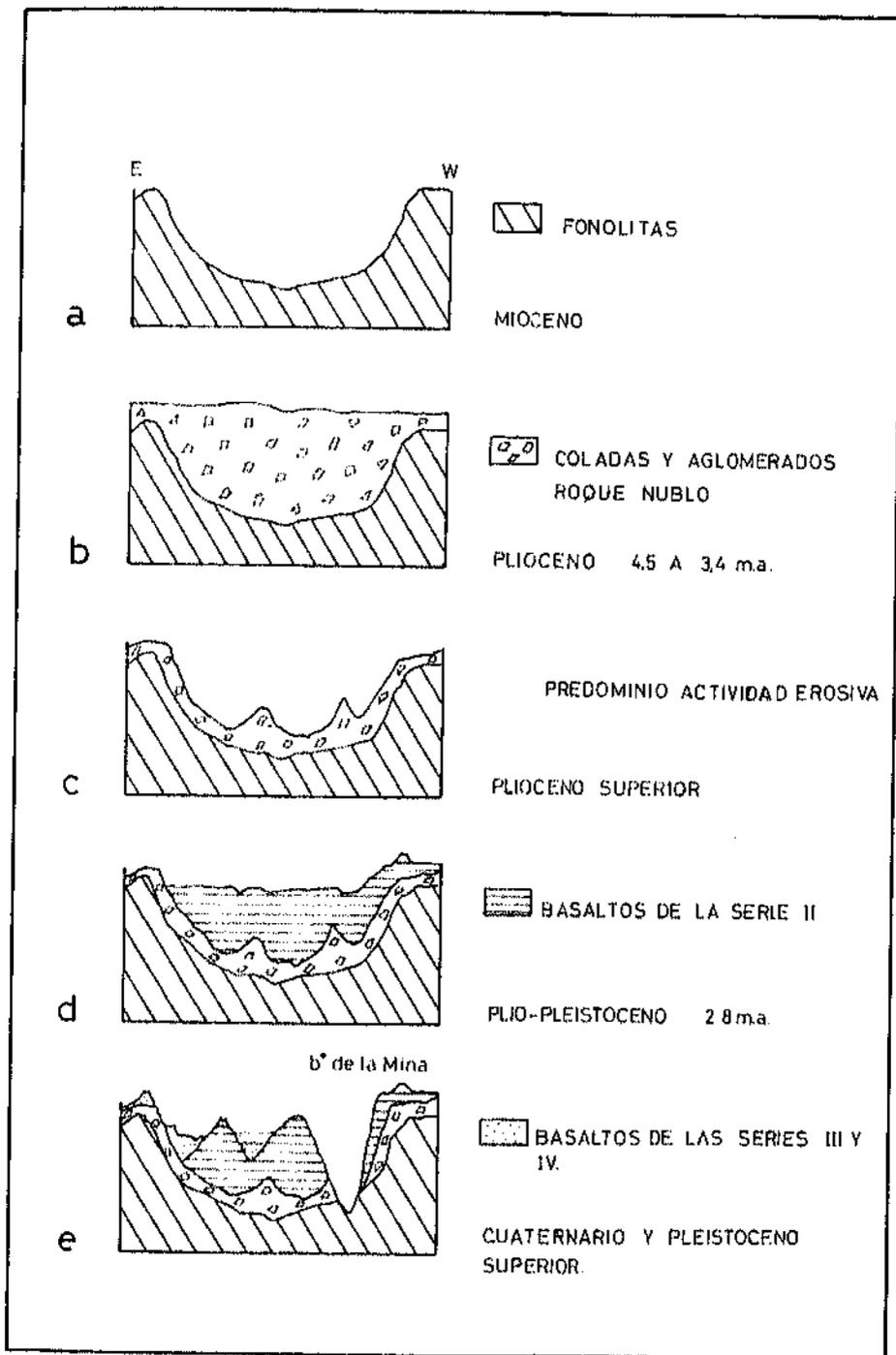


Figura 8. Evolución del Barranco de Guiniguada.

múltiples fisuras, han sido emitidos los materiales que han rellenado nuevamente el cauce superior y medio de este barranco, que, sin embargo, en esta ocasión, no fue colmatado (fig. 8 d). Un nuevo proceso de desmantelamiento ha excavado durante el Cuaternario este persistente barranco,

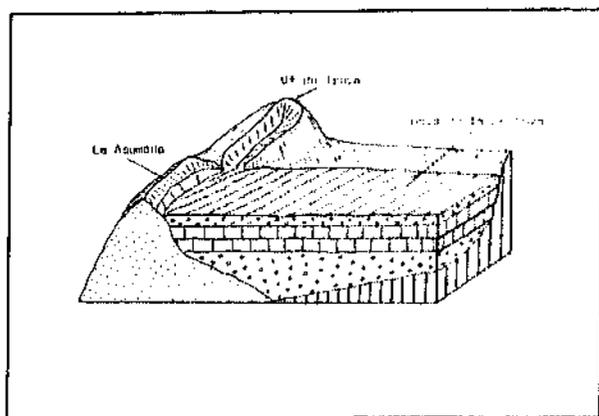


Figura 9. Bloque diagrama de La Hoya de la Lechuza. La construcción de un cono de escorias cierra un barranco en el que se acumulan depósitos fluviales. Otro cono volcánico -Montaña de Troya- surge en posición lateral a este represamiento vertiendo sus lavas sobre el mismo. Posteriormente vuelven a depositarse aluviones groseros sobre las coladas.

pero la actividad volcánica ha continuado en el sector oriental de esta cuenca hidrográfica hasta tiempos recientes (fig. 8 e); en efecto, podemos distinguir dos tipos de morfologías muy distintas en este sector separados por la divisoria del Lomo de Enmedio; mientras en la parte más occidental se ha excavado el profundo tajo erosivo del B.º de la Mina-B.º Cruz de Tejeda, en el sector oriental múltiples conos volcánicos bien conservados salpican el paisaje de los valles de Cueva Grande y San Mateo, cuyas morfologías presentan perfiles redondeados por la meteorización²¹. Algunos de estos últimos volcanes han ocasionado represamientos como la Hoya de la Lechuza (fig. 9) o presentan sus cráteres con caracteres morfológicos que recuerdan a los lagos de lava de los volcanes de Pico Partido, en Lanzarote (fig. 10 a y b).

Menos trascendencia, desde el punto de vista topográfico y morfológico de esta cuenca, han tenido los volcanes de Pino Santo y Juan Gómez, situados de forma periférica a la misma, la primera sobre la cresta divisoria con el barranco de San Lorenzo y el segundo sobre la divisoria entre esta cuenca y la de Tejeda.

De forma circular y situada sobre rocas de tipo Roque Nublo, la Caldera de Pino Santo fue interpretada por Hausen²² como un «hoyo» de hundimiento, mientras que en el volcán de Juan Gómez Boucart encontró trazas de fumarolas con «salmiac» naranja, sobre la pared Este del circo de Tejeda²³.

Todos los autores han señalado la existencia en las formaciones basálticas que hemos descrito, de superficies de discontinuidad generalmente

²¹ Bravo, T.: *Geografía general de las Islas Canarias*. Tomo 2, pp. 43. Goya. Sta. Cruz de Tenerife, 1964.

²² Hausen, H.: *Las Calderas Canarias*. A.E.A. n.º 6, pp. 166. 1960.

²³ Boucart, J., y Jeremine, E.: Ob. cit. pp. 49. 1937.

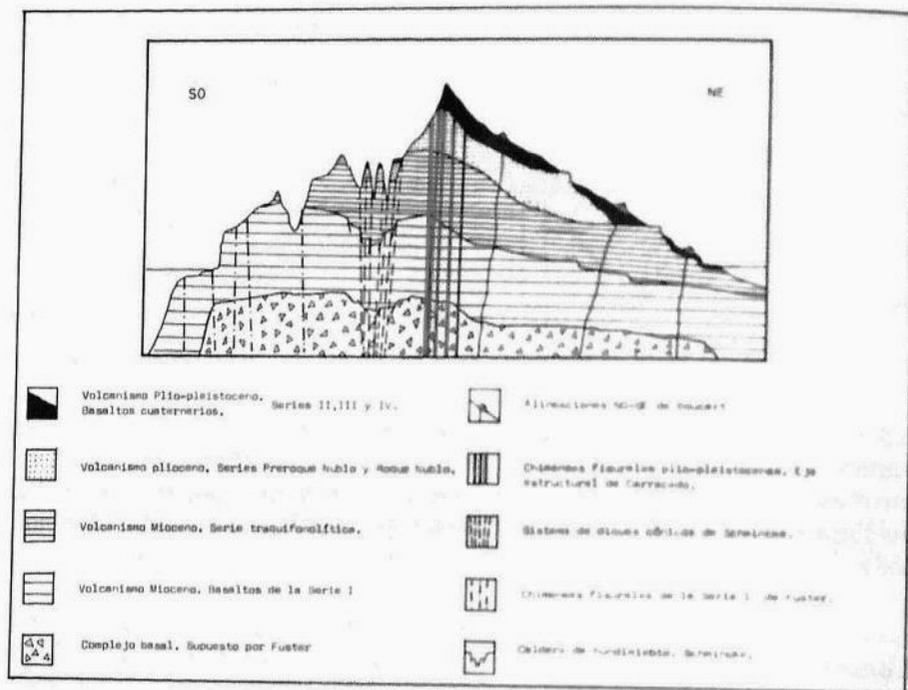


Figura 11. Corte geológico NE-SO de Gran Canaria

Fuster divide los materiales de la Serie II en dos períodos separados espacial y temporalmente correspondiendo el primero a emisiones generalizadas de tipo fisural con emisión de lavas y tobas, asociadas al eje Noroeste-Sureste de la isla, y un segundo momento en el que la actividad fisural construiría al tiempo edificios cónicos existiendo entre ambos un tránsito gradual, espacial y temporal para acabar negando la existencia del gran volcán central de Tejeda imaginado por Boucart y afirmar que en cualquier caso, lo que existió fue una «emisión generalizada en amplios sectores de la isla procedente de múltiples fisuras y centros aislados»²⁷.

Un segundo momento eruptivo del cuaternario es denominado Serie III por Fuster y Late Pliocene and Quaternary Formation por Mac Dougall y Schmincke y comprende toda una serie de aparatos la mayor parte de los cuales orlan la periferia insular desde el Noroeste al Sureste (figs. 5 y 6).

Son, en general, edificios de buen tamaño, entre los que han incluido La Atalaya de Gáldar, el volcán de Cardones, la base y alineación occidental de la Isleta, las coladas de Tamaraceite y Tafira, así como el sustrato de conjunto actual de Vandama y la Montaña de Arinaga. Todos ellos, quizá a excepción de la Isleta, como veremos más adelante, corresponden a mecanismos de emisión centrales, tratándose de volcanes de tipo mixto o stromboliano. Un último sector considerado como del mismo período, es el que corresponde a la cuenca alta del Guinguada, que hemos descrito más arriba.

²⁷ Fuster, J.M., y otros: Ob. cit. pp. 72. 1968.

Finalmente, el volcanismo del Pleistoceno Superior, y especialmente los conjuntos volcánicos de aspecto más reciente, parecen responder a mecanismos fisurales de manifestación puntual e incluso a erupciones fisurales con formación de conos múltiples como intentaremos demostrar a lo largo del presente trabajo.

Principales direcciones estructurales del volcanismo Cuaternario de Gran Canaria

El volcanismo canario parece responder a tres direcciones estructurales tecto-volcánicas de orientación Noreste-Suroeste, Noroeste-Suroeste y Norte-Sur, que se vienen relacionando desde hace algunos años por diferentes autores con líneas de debilidad o fracturación impresas en la corteza oceánica de este área.

La línea Noreste-Suroeste, «atlásica» o «africana», puede ser el resultado de la tectónica alpina en el norte de África durante el Terciario²⁸, mientras que la de orientación contraria, Noroeste-Sureste, se relaciona con posibles fallas transformantes de la dorsal medioatlántica que se prolongan hasta este archipiélago. Finalmente, la directriz Norte-Sur es coincidente con la dirección de la malla filoniana de la dorsal mencionada o puede ser el resultante del encuentro de las dos anteriores.

Estas directrices estructurales que afectan al archipiélago se manifiestan por «alineaciones de volcanes y, en general, puntos de emisión, por rumbos de familias de diques o con accidentes morfológicos relacionados con supuestas fallas o fracturas locales de mayor o menor envergadura», según Hernández Pacheco²⁹.

Más recientemente, Eduardo Martínez de Pisón y Francisco Quirantes, miembros del Dto. de G.^o de la Universidad de La Laguna, relacionan también la existencia de escarpes y tajos erosivos con el trazado de estas mismas directrices³⁰, relación esta que ya Boucart realizó para algunos de los barrancos más importantes de Gran Canaria —Guiniguada, Agaete, Santa Lucía—. De la misma opinión es Benítez Padilla en lo relativo al B.^o de Agaete al confirmar su carácter tectónico corroborado según él por los volcanes más recientes que se sitúan en sus márgenes³¹.

Las más importantes de estas fracturas, a través de las cuales se ha manifestado el volcanismo en la mayor parte de las islas, han construido «crestas o dorsales», que constituyen los principales relieves, siendo inter-

²⁸ Anguita, F.: *Las Islas Canarias dentro del esquema de la tectónica global*, Fund. Gómez Pardo, Madrid, 1977.

²⁹ Hernández Pacheco, A.: *Lineaciones estructurales y volcanismo en el archipiélago Canario*, pp. 1567. Com. 3.ª Asamblea Nacional de Geofísica y Geodesia, 1979.

³⁰ Martínez de Pisón, E., y Quirantes, F.: *El Teide. Estudio Geográfico*, pp. 33. Intersular Canaria-Dto. de Geografía de la Universidad de La Laguna, 1981.

³¹ Benítez Padilla, S.: Ob. cit. pp. 27.

pretadas en los mapas geológicos realizados por Carracedo como «ejes estructurales»³².

Sin embargo, en la isla que nos ocupa, las alineaciones volcánicas cuaternarias no son muy evidentes y no existen dorsales en el sentido topográfico que caracteriza a otras islas. Este tema ha sido abordado por los distintos geólogos que han trabajado en ella, no habiéndose alcanzado hasta el momento resoluciones definitivas.

Así, Boucart explica la distribución del volcanismo posmioceno en función de una línea de falla que cruzaría la isla siguiendo orientaciones Noroeste-Sureste, cuyo trazado puede seguirse en el mapa que presentamos de este autor. Este sitúa sobre el centro aproximadamente de este accidente tectónico el supuesto gran volcán basáltico de Tejada, haciendo así coincidir el principal foco de la actividad volcánica posmiocena con la falla.

Por otra parte, Boucart analiza la distribución de los volcanes cuaternarios y recientes, para los cuales traza tres líneas paralelas a la dibujada por la falla, desplazadas sucesivamente hacia el Noreste de la isla, y una cuarta de orientación contraria, Nornoreste-Sursuroeste, que viene definida por los volcanes de la Isleta.

- Una primera línea va de Agüimes hasta el B.^o de Agaete, incluyendo el volcán del Peladero, La Caldera de Los Marteles y la Calderilla, el volcán de Juan Gómez y los volcanes del grupo de la Caldera de los Pinos de Gáldar.
- Una segunda línea, siempre según este mismo autor, va desde la M.^a de Las Palmas y los volcanes de Valsequillo, San Mateo, Pino Santo, tres volcanes al norte de Moya, el volcán de las Cuevas de Valerón y la M.^a de Gáldar.
- La tercera línea se desplazaría desde los volcanes de Jinamar, Vandama, Tafira, La Hoya y los dos volcanes de Arucas y Cardones.

Aunque con estos alineamientos el autor no pretende hacer una clasificación cronológica, sugiere que la primera línea es la más antigua, si exceptuamos las coladas de Agaete.

En función de las alineaciones mencionadas Boucart concluye pensando que la actividad volcánica es debida a movimientos de báscula (?) que se producen siguiendo las «bisagras» paralelas a la gran falla Agaete-Tirajana³³.

Al margen de estas directrices Noroeste-Sureste, este mismo autor traza sobre su mapa una serie de líneas de fractura tectovolcano-erosivas, las más importantes de las cuales siguen orientaciones Noreste-Suroeste y Norte-Sur, que se relacionan con accidentes producidos por la erosión lineal ---B.^o Guinguada— o con escarpes y líneas costeras, como el trazado en la

³² Varios: *Atlas básico de Canarias*. pp. 19-27. Interinsular Canaria. Sta. Cruz de Tenerife, 1980.

³³ Boucart, J., y Jeremine, E.: Ob. cit. pp. 48, 1937.



Figura 12. Situación de los volcanes cenozoicos en Gran Canaria. (Según Macau Vilar).

vertiente oriental de la isla desde la Laja, al Norte, hasta la Punta de Teneife, al Sur.

Más confusión resulta del análisis estadístico y geométrico realizado por Macau Vilar, en 1957, sobre la distribución de los edificios piroclásticos cuaternarios, que, por otra parte, el autor considera del Cenozoico, englobados dentro de su serie basáltica moderna «cuya presencia se remonta desde el Mioceno hasta nuestros días»³⁴.

En su mapa, que reproducimos en la figura 12, Macau sigue a Boucart en lo relativo a la alineación Noroeste-Sureste, que divide en dos a la isla, considerando, además, otras cinco alineaciones paralelas a la anterior, de menor tamaño y periféricas a la isla, entre las que incluye algunos conos sepultados o no al norte de Agaete, Sardina, el conjunto de los volcanes de Tamaraceite, el Cabezo de la Rosa (la Hoya de Boucart), los conos volcánicos de Jinamar, Vandama y Tafira.

Aparte de estas alineaciones rectas Noroeste-Sureste, Macau considera dos conjuntos de alineaciones curvas, concéntricas entre sí, una septentrional y otra oriental. Los volcanes de La Isleta constituyen un cuarto grupo de tendencias Noreste-Suroeste.

Para trazar estas alineaciones, Macau confeccionó un inventario de los edificios piroclásticos de toda la isla, localizando un total de 187, de los cuales 178 se encuentran en la mitad Noreste de la isla y tan sólo 9 en la suroccidental.

Al intentar buscar las causas de esta singular distribución en alineaciones rectas, Noroeste-Sureste, y alineaciones curvas, explica este estudioso que

³⁴ Macau Vilar, F.: Ob. cit. pp. 4. 1957.

las primeras «jalonan precisamente las líneas de intersección de la isla con los planos de fractura del bloque isleño producidas por las tensiones originadas sobre el mismo por la orogenia alpina» (...), mientras que las segundas indican las superficies de rotura «producidas por la onda expansiva de las erupciones pleeanas del Terciario Inferior»³⁵.

Es evidente que siendo el primero de los razonamientos bastante confuso pero razonable y claro en tanto la relación establecida por la orogenia alpina, el segundo no puede sostenerse ya que implicaría que las bocas eruptivas de las Serie Pre Roque Nublo y Roque Nublo estuviesen situadas en el centro de las alineaciones concéntricas, lo cual no es cierto, ya que estas se encuentran, según Boucart y Fuster, entre la cabecera del B.^o de Tejeda y Tenteniguada. Telesforo Bravo coincide sólo en parte con esta opinión, ya que interpreta que tales chimeneas se localizaban aún más al sur, entre Guardaya y el B.^o de Arguinegún³⁶.

En cualquier caso, este mapa de Macau, muy laborioso, pone de manifiesto la extraordinaria dificultad existente para establecer alineaciones estructurales al estilo de las que caracterizan el resto del volcanismo cuaternario de las islas.

Como ya hemos señalado al hablar de los tipos de emisiones, Fuster constata el predominio de alineamientos rectilíneos Noroeste-Sureste especialmente a través de los innumerables diques ocasionados por las erupciones fisurales del Plio-pleistoceno y de los conos volcánicos situados entre los Marteles y Berrazales, pero niega la existencia de la falla de Boucart y no argumenta nada respecto a las causas de estas orientaciones.

En un trabajo posterior, Fuster³⁷ agrupa a las islas del archipiélago en dos conjuntos en función de los rasgos geoquímicos y petrológicos, siguiendo a Hernández Pacheco e Ibarrola³⁸, «concentrándose los materiales más alcalinos en las zonas centrales del archipiélago (Gran Canaria, Tenerife, La Palma)», para afirmar más tarde que «hay que concluir que en la alineación de las canarias centrales (...) han existido unas condiciones geotectónicas que han permitido la diferenciación magmática hasta fases muy avanzadas»³⁹.

Siguiendo estos mismos criterios, Hernández Pacheco, que basa su estudio en las observaciones de campo de varios autores y suyas propias sobre las directrices de los conductos fisurales de los Complejos Basales de Fuerteventura, Gomera y La Palma, y en los alineamientos producidos por las alineaciones históricas del archipiélago, afirma que las orientaciones de éstas en la rosa de los vientos son prácticamente coincidentes, obte-

³⁵ Idem: Ob. cit. pp. 11. 1957.

³⁶ Bravo, T.: *Las formaciones posmiocenas de Gran Canaria*. pp. 6. Rev. El Museo Canario, n.º 75-76. 1960.

³⁷ Fuster, J.M.: *Las Islas Canarias: un ejemplo de evolución espacial y temporal del volcanismo oceánico*, pp. 457. Est. Geol. vol. XXXI. Instituto Lucas Mallada. C.S.I.C. 1975.

³⁸ Hernández Pacheco A., e Ibarrola:

³⁹ Fuster, J.M.: Ob. cit. pp. 478. 1975.

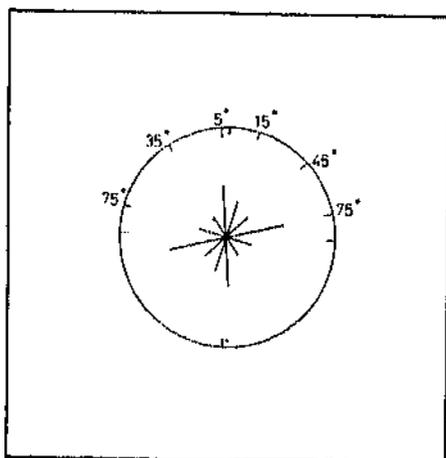


Figura 13. Rosa de las direcciones predominantes del volcanismo histórico reciente del Archipiélago Canario, según Hernández Pacheco, 1979.

niendo los resultados para las alineaciones históricas que reproducimos en la figura 13.

Aunque ambas formaciones geológicas —complejo basal y volcanismo histórico— no son observables en Gran Canaria, a la luz de los datos expuestos, hemos de concluir que el volcanismo del plio-pleistoceno y cuaternario sigue también, en buena parte de las mismas, directrices estructurales que rigen en este área tectovolcánica del archipiélago canario.

Según este mismo autor, La Palma, Tenerife y Gran Canaria se encuentran alineadas sobre una directriz de magnitud regional Norte 74° Oeste, que es coincidente con la directriz Noroeste-Sureste de Gran Canaria.

Finalmente, en el mapa geológico de Gran Canaria realizado por Juan Carlos Carracedo en el atlas citado, página 24-25, se ha trazado la silueta de un «eje estructural» de orientación, coincidente con las mismas directrices atlánticas ya descritas, pero cuyos límites septentrionales parecen arbitrarios o necesitan, al menos, de una explicación más detenida, que el autor no realiza en esta publicación.

Nuestras observaciones de campo nos llevan a sugerir además de las mencionadas, tres posibles líneas volcano-estructurales que han funcionado a lo largo del pleistoceno de manera intermitente y hasta tiempos recientes: el ridg de la M.^a de Arucas-Osorio-Calderetas de orientación Noreste-Suroeste, la banda volcánica Norte-Sur de la Isleta a Ingenio que ya hemos descrito con anterioridad, y los volcanes de la cuenca alta del Guinguada, que responden a tendencias Noreste-Suroeste. Todas estas tendencias lineales las reflejamos en el mapa de alineaciones estructurales que presentamos en la figura 14, que ha sido trazado considerando el mapa geológico de Fuster, 1 : 100.000, el de Boucart, realizado a la misma escala, el mapa de Schmincke, 1 : 200.000 (fig. 15), y nuestras propias observaciones.

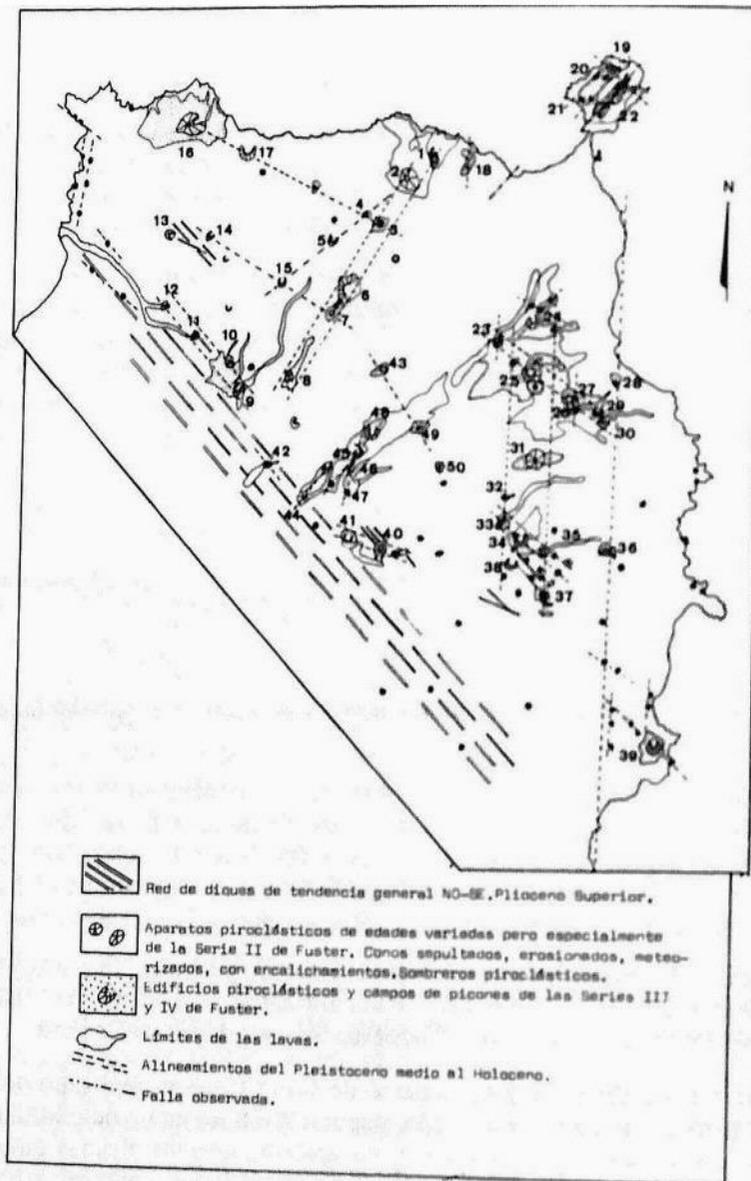


Figura 14. Mapa de las principales alineaciones estructurales del volcanismo del plioceno superior y cuaternario de Gran Canaria.

Conclusiones al Cuaternario

1. El último período eruptivo de Gran Canaria se ha desarrollado esencialmente en la mitad Noreste de la isla, siendo escasa y puntual la actividad volcánica cuaternaria en la isla vieja o Tamarán.
2. Los materiales emitidos son basaltos alcalinos generados en zonas profundas de la corteza, como es propio de las áreas oceánicas y del volcanismo cuaternario del archipiélago canario. A lo largo del ciclo puede

LISTADO DE LOS VOLCANES QUE APARECEN EN LA FIGURA 14

- | | |
|--|---|
| 1.- Montaña Cardones | 26.-Sima de Jinamar |
| 2.- Montaña de Arucas | 27.-Montaña Rajada |
| 3.- Volcán del Arco | 28.-Montaña de Jinamar |
| 4.- Caldera de Firgas | 29.-Montaña Cuesta de las Gallinas |
| 5.- Montaña de Firgas | 30.-Montaña del Gallego |
| 6.- Montaña de Osorio | 31.-Montaña de Las Palmas |
| 7.- La Laguna de Teror | 32.-Volcanes de la Hoya |
| 8.- Las Calderetas | 33.-Montaña de Barros |
| 9.- Montañón Negro | 34.-Montañad de Santidad |
| 10.-Cráter de los Pinos de Galdar | 35.-Montaña del Melosal |
| 11.-El Hondo de Fagagesto | 36.-Montaña de Cuatro Puertas |
| 12.-Boca efusiva de los Berrazales | 37.-La Caldera de Ingenio |
| 13.-Pico del Viento | 38.-La Caldereta |
| 14.-Montaña Vergara | 39.-Montaña de Arinaga |
| 15.-Montaña Doramas | 40.-Caldera de los Marteles |
| 16.-Montaña de Ajodar | 41.-La Calderilla (Cuevas Blancas) |
| 17.-Montaña Gallego | 42.-Volcán de Juan Gómez |
| 18.-El Cabezo de la Rosa | 43.-Caldera de Pino Santo |
| 19.-Montaña del Faro o La Atalaya | 44.-Volcán de Camaretas |
| 20.-Montaña Colorada | 45.-Volcán de La Asomada (o Montaña de Troya) |
| 21.-Montaña del Confital | 46.-Caldera de Lechucilla |
| 22.-Alineación del Vigía | 47.-Montaña de Las Arenas |
| 23.-Monte Lentiscal, de la Angostura o Cuevas de los Frailes | 48.-Montaña Cabreja |
| 24.-Montaña de Tafira | 49.-La Bodeguilla |
| 25.-Pico y Caldera de Vandama | 50.-Montaña del Lechugal |

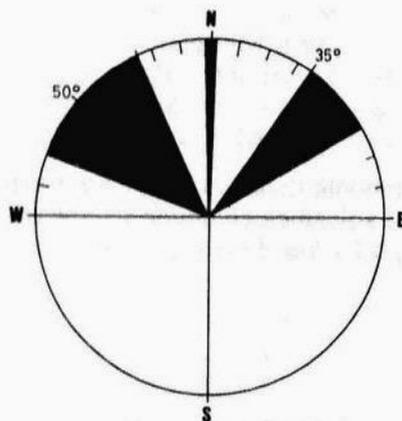


Figura 15. Rosa de los alineamientos volcánicos dominantes durante el plio-pleistoceno y cuaternario de Gran Canaria.

notarse una relativa alcalinización de los mismos. La M.^a de Arucas y Cardones representan las tendencias más alcalinas de todo el volcanismo cuaternario de Gran Canaria.

3. Este ciclo ha sido dividido en tres subperíodos por Fuster y Schmincke, hallándose entre los mismos superficies de discontinuidad que representan períodos de predominio erosivo intercalados entre los de actividad volcánica. El volumen total se considera no superior a 100 km.³, pero la mayor parte de estos materiales fueron erupcionados entre 2,8 y 1,8 m.a.

4. De lo anterior se deduce que Gran Canaria se encuentra en una fase de volcanismo atenuado desde el comienzo del cuaternario. Esta relativa calma volcánica es interrumpida ocasionalmente por periodos de mayor actividad sin que sepamos por el momento, explicar qué causas las originan. En cada subperíodo se emiten un menor volumen de materiales.

5. Los conductos eruptivos han ido variando a lo largo de este período: en la primera fase parecen haber predominado los mecanismos fisurales, para ir gradualmente cambiando a manifestación puntual, intercalando conos volcánicos con los apilamientos lávicos. En la segunda fase, la más cercana a nosotros (corresponde a los últimos milenios del Pleistoceno Superior y al Holoceno), la actividad volcánica se ha manifestado puntualmente, con mecanismos strombolianos y volcanianos, respondiendo en buena forma a pautas estructurales que se definen edificando alineaciones de conos.

6. La dirección dominante en las estructuras volcánicas de Gran Canaria es Noroeste-Sureste, correspondiendo la frecuencia mayor al Norte 50° Oeste, aunque oscilan entre 25° y 70° Oeste y, con menor frecuencia, en el cuadrante Noreste, 35°-60° Este. Esta primera orientación es la que divide a la isla según la distribución de los basaltos del Plio-pleistoceno en dos mitades. Queda, en cualquier caso, por explicar las causas que motivan el que la actividad volcánica se restrinja sólo a la mitad Noreste de la isla.

El supuesto eje Noroeste-Sureste, que se distingue desde Boucart, es, además, contradictorio con la migración de los focos eruptivos en Gran Canaria señalado por Fuster (1968), desde el Suroeste al Noreste, que indica una tendencia estructural Mio-pliocénica, también activa durante el cuaternario (cuenca alta del Guiniguada-La Isleta), pero secundaria en relación con la primera. Algunos accidentes erosivos parecen responder, asimismo, a posibles líneas de fractura (como el Guiniguada).

Por último, en la vertiente Este de la isla hemos señalado la existencia de una banda de debilidad volcánica en donde se concentran varios campos de volcanes cuaternarios, así como la mayor parte de las erupciones recientes de la isla.

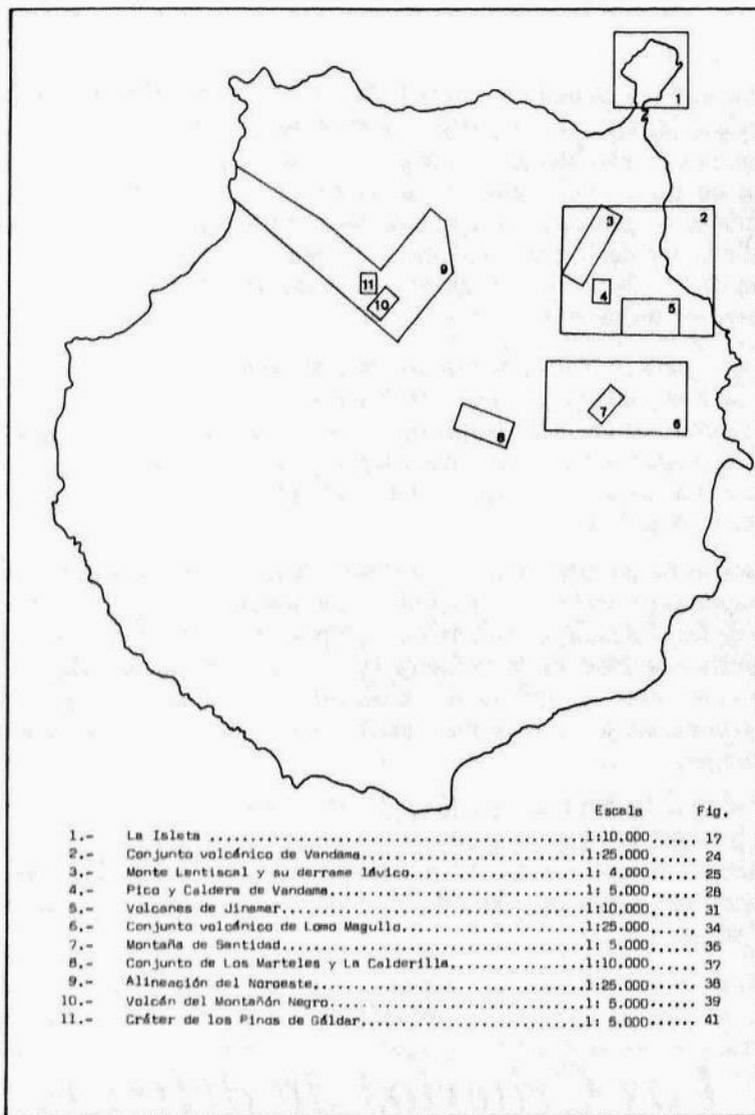


Figura 16. Índice gráfico de los croquis morfológicos.

LOS VOLCANES DEL PLEISTOCENO TARDIO Y DEL HOLOCENO EN GRAN CANARIA

El estudio morfológico de los volcanes más jóvenes de Gran Canaria, nunca se había realizado antes de este trabajo.

Puede hacerse un número limitado de citas sobre los distintos volcanes de las «Series» II, III y IV de Fuster, paralelas, como ya hemos visto, a las «Formaciones» establecidas con posterioridad por Schmincke, pero la mayoría de estas sólo contienen alusiones sobre aspectos globales o de localización, sin profundizar nunca en las morfologías ni entrar en aspectos de detalle. Cabe decir que el volcán de Vandama es el que ha atraído más la atención de los diferentes estudiosos, pudiéndose hallar referencias sobre él en numerosos trabajos.

Aunque para la realización de los mapas geológicos de los autores antes citados se han tomado criterios que tratan de delimitar las distintas series, estos resultan demasiado amplios, no son suficientemente explicados y resultan en consecuencia sólo sugerentes u orientativos a la hora de poner en evidencia cuales son los volcanes que han hecho su aparición en los tiempos más recientes de la isla.

Nosotros hemos utilizado los «criterios de delimitación» que exponemos en un capítulo posterior. El resultado del empleo de los mismos, ha sido el estudio de las alineaciones volcánicas que presentamos a continuación, cuyo índice gráfico se expresa en la figura 16. Las escalas que en ella se indican son aquellas sobre las que hemos realizado los mapas y croquis morfológicos, algunos de los cuales han tenido que reducirse por necesidades de presentación.

Por último, hallándose una de estas alineaciones del volcanismo reciente sobre La Isleta, nos ha parecido conveniente realizar un estudio más global de la misma (aunque se trate de un edificio de mayor edad) en el que hemos establecido un primer esquema de la evolución geológica y geomorfológica de este islote.

Los Criterios de delimitación

Introducción

El trabajo de campo ha sido nuestra fuente documental a la hora de establecer los criterios que nos han llevado a delimitar este estudio; hemos recorrido la totalidad de los volcanes de las Series III y IV de Fuster, centrandose sobre esta última nuestra atención. Ello nos ha permitido, en algunos casos, encontrar indicios morfológicos que pueden interpretarse como ocurridos durante los diferentes momentos paleoclimáticos del Pleistoceno tardío y Holoceno.

En algunos casos hemos atendido a los caracteres de los depósitos que la construcción de los volcanes han ocasionado o que la erosión ha situado o labrado sobre ellos. Asimismo, la existencia de encostramientos calcáreos y el estado de conservación de las superficies de las coladas, nos ha sido de gran utilidad para establecer los límites inferiores de nuestro estudio.

De igual forma, hemos considerado las discordancias existentes, particularmente la que puede observarse entre los piroclastos de la M.^a del Faro, en la Isleta, y antiguos niveles marinos.

En los trabajos previos, utilizamos los mapas geológicos elaborados por el equipo del C.S.I.C. 1 : 100.000 y 1 : 25.000 (inédito), así como la carta geológica del profesor Boucart y el de Schmincke. Todos ellos establecen una seriación de los productos volcánicos cuaternarios que, sólo relativamente, tienen valor cronológico.

A falta de dataciones más concretas, la sucesión de los materiales, por ellos señalados, en el orden temporal, se ha realizado siguiendo criterios petroquímicos (a lo largo del periodo se observa una continua, aunque atenuada alcalinización de los magmas), y otros relativos al «estado de conservación de los materiales», pero sin entrar en estudios de detalle. También las superficies de discontinuidad, bien erosivas o las formadas por paleosuelos, se han considerado por estos autores.

Los límites inferiores

A) Han quedado excluidos de nuestro estudio todos los volcanes que, encontrándose bajo la cota de los 600 metros, aproximadamente, aparecen cubiertos total o parcialmente por «encalichamientos».

Estas superficies calcáreas son consideradas como indicadores paleoclimáticos cuya presencia excluye, a nuestro entender, la posibilidad de que los terrenos en los que se encuentran sean de edad holocena. En efecto, si tenemos en cuenta la datación de 9.360 B.P. que realizaron Tricart y Cailleaux (1969) para una costra calcárea cercana a Santa Cruz de Tenerife, que interpretan como el resultado de una fase pluvial previa, y la extrapolamos a Gran Canaria, llegaríamos a la conclusión de que los aparatos volcánicos construidos a lo largo de los últimos diez milenios, no se encuentran afectados por estas formaciones, ya que en las condiciones climáticas imperantes desde ese momento, caracterizadas por una gran aridez, vegetación muy empobrecida y escasa pedogénesis, la formación de encalichamientos es prácticamente nula.

A su vez, este encostramiento está de acuerdo con un periodo de cambio climático húmedo-seco registrado por Rognon (1980) para el Norte de Africa, que puede extrapolarse a este archipiélago teniendo en cuenta los datos aportados por Sánchez Toledo en su trabajo sobre la «Evolución geomorfológica y génesis de la Caldera de Pedro Gil» en la isla de Tenerife (1986).

Este es, pues, uno de los criterios que nos ha permitido establecer los límites inferiores de nuestro trabajo: tres de las cinco alineaciones consideradas se encuentran en este piso climático y no presentan encalichamientos, aunque sí algunas croncreciones calcáreas asociadas al fondo de sus cráteres o a fracturas que se han originado, con toda certeza, más recientemente. Estas, que aparecen asociadas a edificios holocenos, son de escasa importancia morfológica, pero son indicativos climáticos importantes para el estudio de este periodo.

Encostramientos aluviales calizos originados por la precipitación de las sales disueltas en el agua de escorrentía aparecen en el eje del cráter norte de la M.^a del Faro, en La Isleta. Este eje ha servido para evacuar las aguas de lluvia que después de lavar las escorias sueltas de las paredes, corrieron a encontrarse al fondo del mismo. Depósitos coluviales de arenas finas se encuentran también aquí. Estos depósitos de escasa potencia, que contuvieron caracoles (*Helix*, gen. *Drobaria*), aparecen ahora incididos por la erosión lineal. Abundantes concreciones calcáreas, de diámetros milimétricos, constituyen la mayor parte de la formación. La incisión ha excavado un cauce incipiente sobre escorias siguiendo el eje del cráter hasta caer al mar.

Podemos interpretar estos datos de la siguiente manera: el depósito coluvial con fauna de *Helix* se formó probablemente en el último pluvial (Neolítico: 6.000-4.000 B.P.). En este momento, algunos encharcamientos de escasa superficie se pudieron producir tras las lluvias en el fondo del cráter, aún cerrado, en los que se fueron acumulando horizontalmente algunas precipitaciones calcáreas, favorecidas por una estación seca con fuerte evaporación. En los depósitos coluviales se asentaron algunas plantas que permitieron vivir a los *Helix*. Un cambio inferior a 4.000 B.P. acentuaría las condiciones rexistáticas, lluvias más torrenciales y esporádicas terminarían de abrir el pequeño cauce actual cortando los depósitos y las disoluciones calcáreas.

La inexistencia de encostramientos calcáreos en el resto del aparato, que presenta sus materiales nada compactos, sitúa a la M.^a del Faro, en el intervalo existente entre 9.000 y 6-5.000 B.P. Los coluviones y precipitaciones calcáreas serían el resultado de esta corta pulsación húmeda (6.000-4.000 B.P.), que se acercaba seguramente a un clima más húmedo y cálido que el actual, pero con veranos más secos.

Mucha menor importancia tienen las estrechas películas de carbonato cálcico que hemos observado en los cortes realizados por las piconeras en las Montañas de Santidad y Las Meloneras, en la joven alineación de conos volcánicos de Lomo Magullo. Estas películas son el resultado de la infiltración de las aguas de lluvia por las fracturas de los edificios.

Algunos conos volcánicos de aspecto reciente, como el Cabezo de la Rosa, en el borde izquierdo del B.^o de Tenoya, en la costa Norte, cuya edad supone Klug (1968, pp. 145) del pleistoceno reciente, ya que sus escorias cubren depósitos finos coluviales originados durante este periodo, aparece protegido por un encostramiento de 20 a 30 centímetros de espesor, por lo que también han sido excluidos de nuestro trabajo.

B) Otro dato utilizado para establecer límites inferiores a nuestro estudio ha sido la desaparición total de las superficies de las coladas por meteorización.

Aunque este criterio es, en efecto, poco riguroso, en tanto que desconocemos el ritmo de descomposición de estas rocas en las actuales condiciones climáticas, teniendo además que considerar las diferencias altitudinales que originan grados muy diferentes de humedad, la datación absoluta

realizada por Nogales y Schmincke para el Montañón Negro, dando para sus materiales una edad de 3.075 años (1969), nos ha permitido utilizar su estado de conservación de forma comparativa.

De todos los derrames lávicos que hemos podido observar directamente, los correspondientes a los volcanes de Santidad y Las Meloneras, cuyo aspecto muy parecido destacamos en su estudio morfológico, son los que presentan un estado de descomposición más avanzado (véase fig. 35 y 36), mientras que los malpais de la isleta, los de Jinamar y Agaete, localizados en un mismo piso climático, poseen un estado de conservación comparable al derrame lávico del Montañón Negro, si bien en este último, un mayor índice de pluviosidad anual, ha producido ya la creación de suelos en las partes más deprimidas y expuestas de la colada.

La descomposición absoluta de la superficie de los derrames lávicos del cráter de los Pinos de Gáldar y del Hondo de Fagagesto, situados en la cota de los 900-1.000 metros, cuya erupción consideramos coetánea al Montañón, no hace sino poner de manifiesto una velocidad más acelerada de la pedogénesis en estas alturas, fenómeno muy relacionado, sin duda, con el contacto frecuente con las masas nubosas, que les aportan las lluvias horizontales.

El derrame lávico emitido por el cráter más pequeño de La Calderilla, que vertió en la cuenca alta del B.º de Guayadeque, no presenta en superficie más que algunos restos de escorias. El volcán de Juan Gómez, en la cresta divisoria entre el B.º de La Culata y el Guinguada, y Las Calderetas de Lanzarote (Valleseco), pueden ser también muy recientes, pero sus superficies lávicas ya han desaparecido. Es posible que estos aparatos se hayan edificado durante el Pleistoceno Superior, en algún momento del pluvial soltaniense (pluvial Soltaniense). Quizá esto mismo, pueda deducirse de los depósitos que se encuentran ocupando el fondo de La Caldera de los Marteles.

Otros criterios

A) Hemos considerado también las discordias con los niveles marinos. En el extremo Noreste de La Isleta, al Oeste de la ensenada de la Hondura, pueden verse los piroclastos de la M.ª del Faro, buzando en discordancia con el antiguo cantil marino y descansando sobre el nivel holoceno de 4 metros. La Montaña del Faro parece corresponder a un período posterior a la construcción de este nivel marino.

B) De gran valor han sido también los depósitos lacustres que hemos descrito al realizar el estudio morfológico del Monte Lentiscal y su derrame lávico. Ellos y los depósitos del B.º de Las Goteras nos han hecho interpretar que el grupo Vandama-Lentiscal debe haber surgido durante el pluvial Neolítico (6.000-4.000 B.P.). En la misma dirección ha apuntado el depósito de Boca Jinamar, que, conteniendo piroclastos del volcán de Vandama, se haya alzado sobre el lecho actual 4 metros.

C) La posición de las coladas respecto al lecho del barranco en el que se encuentren ha sido también tenido en cuenta. Mientras que los derrames

CUADRO DE LOS PRINCIPALES CARACTERES DE LOS VOLCANES MAS RECIENTES DE GRAN CANARIA

CONJUNTO VOLCANICO	CRONOLOGIA	COMPONENTES	VOLUMEN DEL CONO	TIPO DE ACTIVIDAD ERUPTIVA	ALINEACION	LOCALIZACION EN LA ISLA	OBSERVACIONES
Lentiscal-Vandama	Holoceno Medio, Pluvial Neolítico.	Monte Lentiscal y Pico y Caldera de Vandama.	50.000.000 m ³ . Volumen desalojado de la caldera: 60.000.000 m ³ .	Stromboliana. Fisi- sural de manifiesta- ción puntual, com- binándose con me- canismos freato- magmáticos en el caso de Vandama.	NW-SE 35° W	Tafira-Los Hoyos.	Explosiones de alta ener- gía. Apertura de una cal- dera de grandes dimensio- nes. Relaciones cronológi- cas con depósitos lacus- tres y terrazas fluviales.
El Faro-La Esfinge.	Holoceno Medio.	M. ^a del Faro y M. ^a La Esfinge.		Stromboliana. Do- ble erupción.	NW-SE 50° W	Sobre la Isleta.	Los piroclastos del Faro se asientan sobre el nivel marino flandriense. La Esfinge ha desaparecido por erosión antrópica.
Conjunto volca- nico de Lomo Ma- gullo.	Holoceno Inferior.	M. ^a Meloneras, M. ^a de Santidad, M. ^a de Barros y volcanes de la Hoya.	9.500.000 m ³ .	Stromboliana. Do- ble o triple erup- ción.	NW-SE 65° W	Rampas del Este: Lomo Magullo, Lomo del Melosal y Lomo de las Pie- dras.	Relaciones cronológicas con encalichamientos an- teriores.
Los Marteles-La Caldenilla.	Tardiglaciár (?).	Caldera de los Mar- teles y La Caldé- rilla.	Hundido según Macau Vilar: 110.000.000 Tm.	Stromboliana con manifestación pun- tual. Posible colap- so. doble erupción.	NW-SE 75° W	Cumbres del Este.	Interrupción por la cal- dera del Barranco Madre del Agua. Importantes depositos sedimentarios rellenan el fondo de la cal- dera. No estudiados.

CONJUNTO VOLCANICO	CRONOLOGIA	COMPONENTES	VOLUMEN DEL CONO	TIPO DE ACTIVIDAD ERUPTIVA	ALINEACION	LOCALIZACION EN LA ISLA	OBSERVACIONES
Alineación de las cumbres del Noroeste.	3.075 B.P. (C 14)	Montañón Negro, Cráter de los Pinos de Galdar, Hondo de Fagagesto y Boca efusiva de los Berrazales.	29.500.000 m ³	Stromboliana. Fissural de manifestaciones puntuales.	25° W NW-SE 50° W	Cumbres y vertientes del Noroeste.	Única erupción de Gran Canaria datada por Carbono 14. Relaciones cronológicas con niveles marinos en Playa de Agaete. Importantes flujos lávicos fueron emitidos predominantemente por los volcanes situados a cotas más bajas. La actividad explosiva fue más importante en los aparatos más elevados.
Alineación del Viaga.	Holoceno Superior.	Seis edificios principales.		Stromboliana. Fissural con construcción de un aparato de manifestaciones puntuales múltiples.	NE-SW 45° E	Sobre la Isleta.	Formación de una cordillera volcánica de 2,5 km. de longitud. Los derrames lávicos constituyen los malpaisés más extensos y mejor conservados de Gran Canaria.
Volcanes de Jinamar.	Holoceno Superior.	M. ^a de Jinamar, M. ^a Rajada, Sima de Jinamar, M. ^a Cuesta de las Gallinas y M. ^a del Gallego.		Stromboliana. Pre-dominio de los plastes y bloques en los conos. Doble o triple erupción.	Combina orientaciones N-S con las orientaciones NW-SE.	Valle de los Cascajos. Jinamar.	Posible término de la erupción con chorros de agua caliente. Los derrames lávicos de tres aparatos se funden en una sola colada.

lávicos emitidos por los volcanes de Vandama y Lentiscal se encuentran incididos por la erosión y alzados sobre el lecho actual unos metros al igual que la colada del volcán de Las Meloneras que rellenó el cauce del B.º de Silva, las coladas de Jinamar y del grupo de volcanes de la alineación de cumbres del Noroeste, se desarrollan sobre el cauce por el que han discurrido sin que éste haya vuelto a excavar nuevas barranqueras en sus ejes laterales. Nosotros interpretamos que en los tramos finales de los barrancos las coladas funcionan, en realidad, como terrazas fluviales que son construidas no sólo por la reapertura de las barranqueras a través de las mismas, sino, sobre todo, por la reexcavación de los cauces en respuesta a la pérdida del «perfil de equilibrio» ocasionada por un descenso de las aguas marinas tras la transgresión holocena, que ha creado terrazas fluviales» a una altura relativa de 1-2 metros observables en casi todos los valles canarios (Klung, 1968, pp. 149).

D) Por último, hemos de destacar que los volcanes seleccionados mediante la combinación de todos estos criterios constituyen alineaciones que siguen las directrices Noroeste-Sureste y su contraria Noreste-Suroeste, en el caso de la Isleta. Es ésta una característica diferenciadora de los volcanes holocenos y, en menor medida, de algunos aparatos del pleistoceno reciente, respecto al volcanismo del Pleistoceno inferior y medio, en el que, como ya hemos analizado en otro capítulo, resulta difícil establecer alineaciones estructurales claras.

La ordenación de estos datos no sugiere que la evolución del volcanismo holoceno en Gran Canaria ha sido la que resumimos en el cuadro anterior.



Foto 1. La Isleta desde el SW: 1. Alineación occidental. 2. Meseta central. 3. Alineación de volcanes holocenos.

ESTUDIO MORFOLOGICO Y DESCRIPTIVO DE LA ISLETA

Introducción

Situado en el extremo Noreste de Gran Canaria, La Isleta es un pequeño islote volcánico surgido a lo largo del Cuaternario.

Dos aspectos han llamado la atención de los científicos que sobre ella han escrito hasta el momento: los niveles costeros que aparecen en su periferia y la juventud de los volcanes que ocupan su borde más suroriental. De ambos aspectos, el segundo ha sido tratado sólo muy parcialmente. Algunas buenas descripciones de todo el conjunto geográfico, también parciales, fueron escritas en el siglo XIX por Leopoldo Von Buch en 1825 y por Webb y Berthelot en 1839.

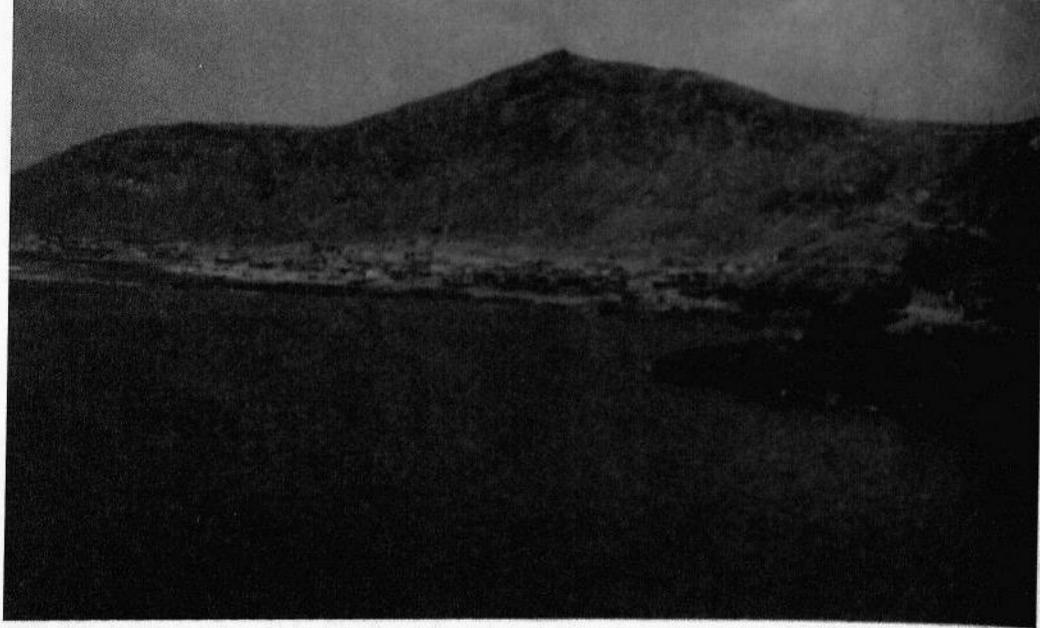


Foto 2. Montaña del Confital, en el extremo de la alineación occidental.

LEYENDA AL MAPA GEOMORFOLÓGICO DE LA ISLETA

Accidentes morfológicos de los edificios

-  Conos volcánicos del Pleistoceno
-  Conos de escorias del Holoceno
-  Domo
-  Borde de cráter
-  Mantos de picosos
-  Bombas
-  Umbrales intracrátericos
-  Microrátericos de proyección
-  Fracturas
-  Emplastos escoriáticos

Accidentes morfológicos de los derrames lávicos

-  Superficie de colada de tipología "aa".Valpeña.
-  Límite actual de colada
-  Superficie de lavas aa. Segunda pulsación
-  Tómulos de escorias
-  Bloques erráticos
-  Jameos y tubos volcánicos
-  Lavas cortadas
-  Canallillos de derrame subterreo

Chimeneas

-  Dique
-  Dique con derrame subterreo
-  Chimenea de la Hondura

Accidentes erosivos

-  Escarpe. Alineamiento de coladas pleistocenas
 -  Borde de escarpe
 -  Pie de escarpe
 -  Glacia. Talaud de derrubios
 -  Acarreamiento.
 -  Plataformas costera holocena. Basaltos columnares
 -  Sedimentos coluviales a fondo de cráter (M^a del Faro).
 -  Areniscas (el Confital)
 -  Suelos rojos (nivel "magenta")
- #### Erosión entrópica
-  Antigua localización de centro emisor piroclástico desaparecido por acción entrópica. Piconera.
 -  Canteras
 -  Zonas urbanizadas o "errizadas"

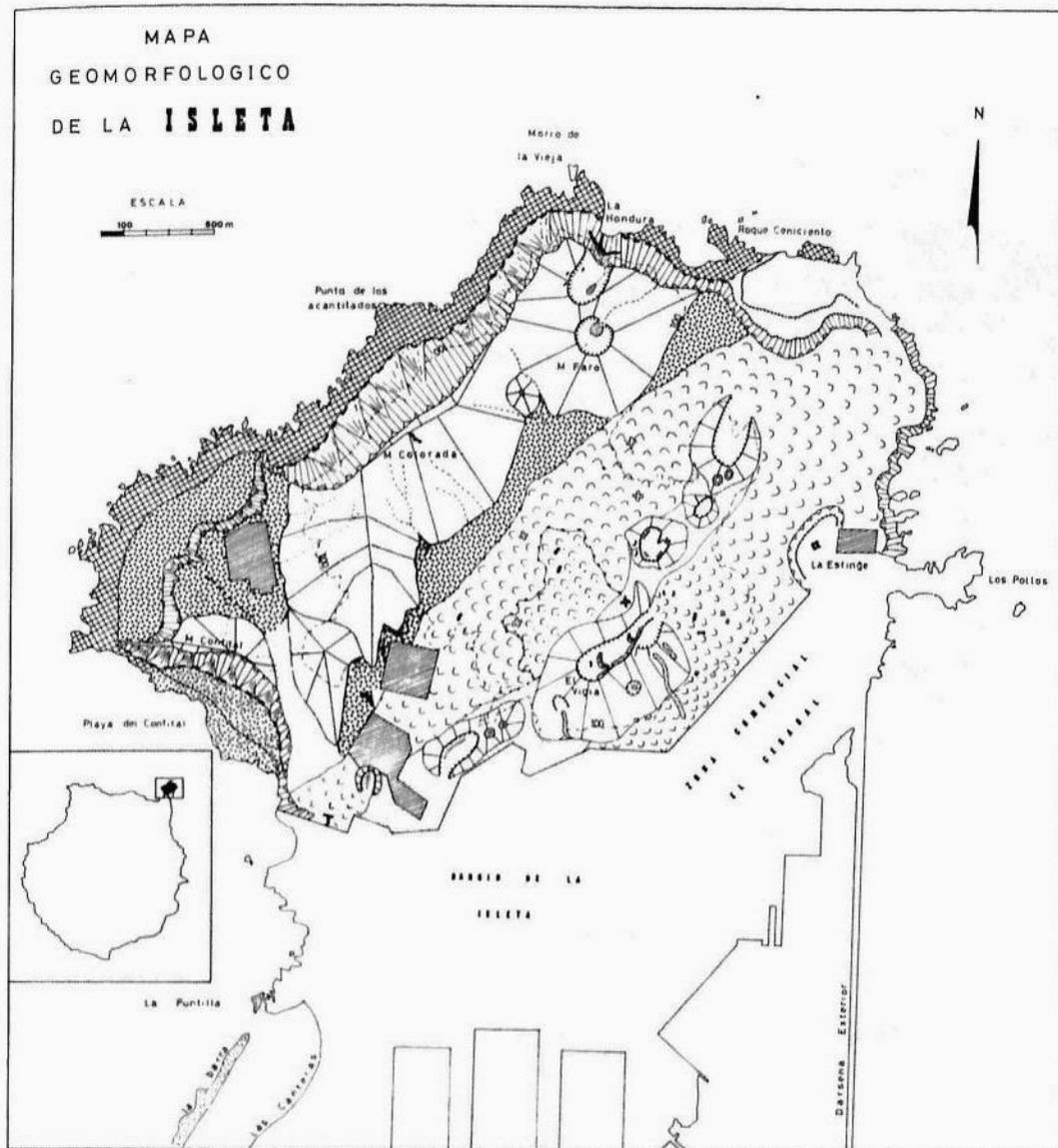


Figura 17. Mapa geomorfológico de La Isleta.

Se han de considerar en La Isleta tres unidades del relieve muy definidas (fig. 17).

a) Un basamento que culmina en una meseta, para cuya definición podemos utilizar la curva del nivel de los 75 metros en los bordes y de 100 metros para la parte central.

b) Una alineación de edificios volcánicos muy erosionados, que se extiende desde la M.ª del Confital en el Suroeste hasta casi la punta más septentrional de este islote, ocupada por la M.ª del Faro o La Atalaya, de edad más reciente.

c) Una alineación de jóvenes volcanes que desde la vertiente suroccidental se extienden sobre la meseta con orientación Noreste-Suroeste.

El basamento

El basamento y la meseta actual son el resultado de una larga actividad volcánica que se extiende a lo largo del Cuaternario, según han constatado Boucart (1937, pp. 47) y Hausen (1962, pp. 78). Todo el edificio salvo la alineación de jóvenes conos volcánicos es considerada en el mapa de Fuster (1968, 1 : 25.000) como de la Serie III. (Para una lectura más comprensiva de este capítulo, debe utilizarse el esquema evolutivo de la página 59.)

La evolución geológica seguida por este edificio tabular puede deducirse de la observación de los perfiles que muestran sus costas. Estas son altas y escarpadas en todos sus bordes, a excepción de la vertiente Sur, que muestra pendientes más suaves al haber sido cubiertas durante el Holoceno por las coladas de lavas que fluyeron desde la alineación de Vigía. Estas lavas sepultaron un antiguo cantil y probablemente una plataforma costera de abrasión marina que se situaba en este sector, hecho éste puesto de manifiesto por Hausen (1962, pp. 79).

Las costas Oeste y Norte de La Isleta vienen definidas por la Bahía del Confital (entre La Puntilla, al Sur, y la Punta del Confital, al Norte) y los escarpes comprendidos entre esta última punta y el Morro de la Vieja, en el extremo más septentrional.

Es en estos escarpes donde se han distinguido por Zeuner (1958) tres niveles marinos localizados a 22, 11,7 y 4 metros de altura, de los cuales los dos superiores y más antiguos se encuentran 4 y 5 metros por encima de la altura a la que estos niveles aparecen en otras zonas¹.

	Monasteriense prin.	Monasteriense tardío	Epimonaste- riense
Confital	—	11,7 m. F	—
Salina Norte	22 m. CP	13 m.	4 m.
Salina Barranco	22 m.	—	—

(Altura a la que se encuentran los niveles marinos cuaternarios en La Isleta, según Zeuner. F = playas con conchas de fauna marítima actual; CP = playa determinada sobre la base de las juntas acantilado-plataforma.)

De esta posición más elevada que lo normal de estos niveles marinos, Zeuner deduce un movimiento tectónico positivo, es decir, un ascenso para La Isleta, que él sitúa en la primera fase de la última glaciación (1958, pp. 1

¹ La altura «normal» a la que se encuentran en otras localidades el Monasteriense Principal (Eutereniense) y el Monasteriense Tardío (Neotirreniense), es de 18 y 8 m., respectivamente.



Foto 3. *Disyunciones en prismas de los basaltos pleistocénicos en la costa norte de La Isleta, constituyen la formación más espectacular de este tipo en Gran Canaria.*

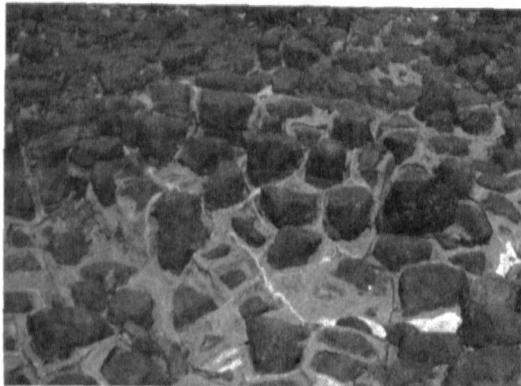


Foto 4. *Un calcáreo muy compacto penetra las diaclasas entre los prismas.*

y 7)². De haber ocurrido este movimiento de ascenso en la fecha indicada, nosotros no vemos ninguna relación con el volcanismo que afecta a esta península, ya que es éste un período de calma eruptiva (ver esquema evolutivo).

Un movimiento negativo —un hundimiento isostático— puede deducirse de las siguientes observaciones: La playa del Confital³ está formada por una arenisca muy compactada que también podemos encontrar en la Punta del Arrecife, bajo las coladas más modernas, y que, al tiempo, constituye el basamento consolidado de la playa de Las Canteras y la misma barra que cierra esta playa. Esta arenisca compacta de origen calcáreo, parece testimoniar según Boucart un movimiento negativo de La Isleta, sin que el autor especifique el momento cronológico de este hundimiento (Boucart, 1937, pp. 52).

Las costas Norte y Oeste constituyen los escarpes que más información arrojan sobre la evolución volcánica de esta pequeña isla. Tanto Boucart

² «Más evidencia de ligeros movimientos tectónicos se observan en la península de Gran Canaria, llamada La Isleta. En esta zona, como también en la parte adyacente de la isla (Rincón), los dos niveles más altos están entre 4 y 5 m. sobre su altitud normal. Lo mismo en el lado oeste que en el lado sudeste los valores observados son normales. Por lo tanto, se puede deducir que esta península se elevó tectónicamente después del Monasteriense Tardío. Que ello no sucedió después del Epimonasteriense queda comprobado por la playa Epimonasteriense de Salina Norte, que está a su altura normal de 4 m. Por lo tanto, el movimiento tiene que haber ocurrido a principios de la última glaciación.» F. E. Zeuner: «*Líneas costeras del Pleistoceno en las Islas Canarias.*» A. E. A. n.º 4 pp. 15. Madrid 1958.

³ Respecto al origen de este topónimo, Simón Benítez Padilla dice que: «Entre los componentes vegetales (que constituyen la arenisca) se encuentran ciertas algas calcáreas, cuyas concreciones se amontonan en bolitas sueltas denominadas "confites" en el país, que han dado nombre a la playa del Confital en La Isleta.» Benítez Padilla S.: «*Una breve excursión científica por Gran Canaria.*» pp. 7 El Museo Canario, Las Palmas 1963.

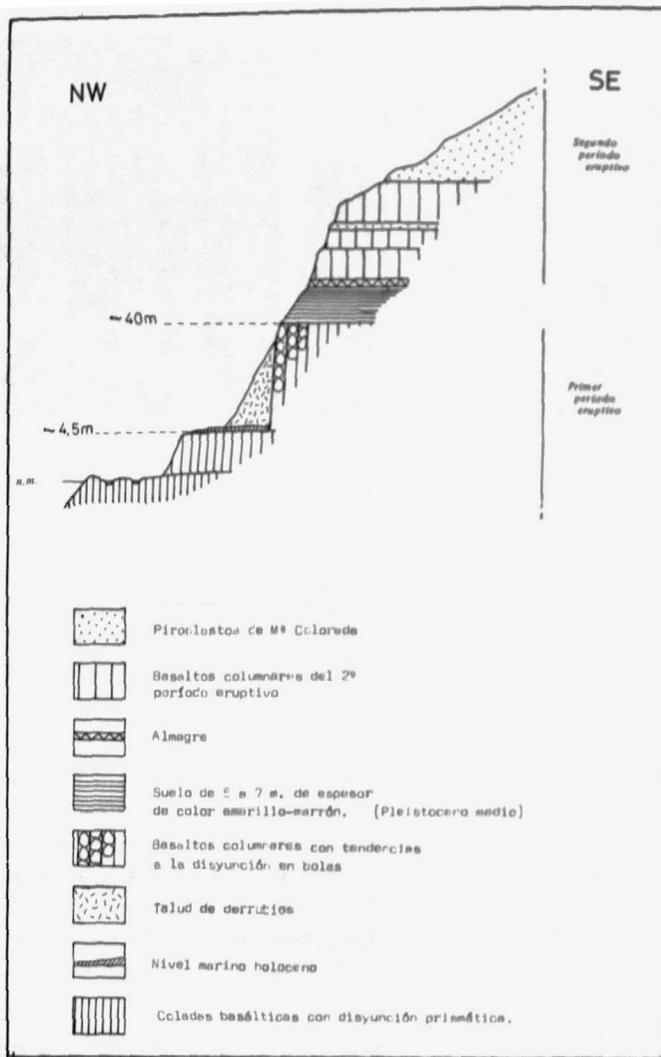


Figura 18. Perfil del escarpe NW de la Isleta (bajo Montaña Colorada).

(1937, pp. 48) como Klug (1968, pp. 68) han realizado perfiles que ponen de manifiesto los diferentes estratos que los constituyen.

De las lecturas de estos perfiles realizados en la costa Suroeste y de nuestro perfil, realizado en el escarpe que desciende desde M.^a Colorada hasta la Punta de los Acantilados (fig. 18), se deduce claramente que este edificio amesetado ha sido construido por dos ciclos de actividad volcánica separados por un lapsus de calma eruptiva durante el cual transcurrió tiempo suficiente como para que se formara un potente suelo, actualmente de color amarillo marrón, de un espesor variable entre 5 y 7 metros, que aparece fuertemente degradado y rubefactado por las coladas basálticas que discurrieron sobre él (Klug, 1968, pp. 69). El espesor de este estrato indica un lapsus en la actividad volcánica durante el Pleistoceno inferior a medio, con dominio de un clima mucho más húmedo que el actual, que debió permitir la



Foto 5. Roque Ceniciento. La intensa acción abrasiva del mar, modela la costa de La Isleta, en donde pueden observarse retrocesos de los cantiles, roques aislados y una variada gama de morfologías costeras.

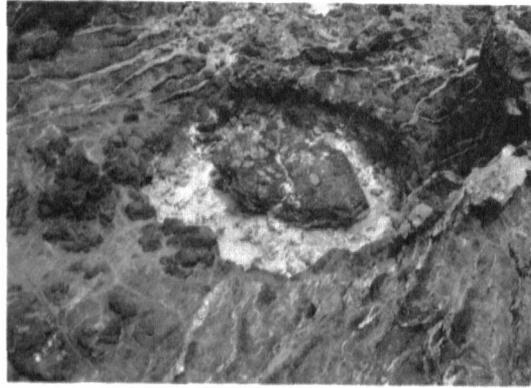


Foto 6. Marmita de Gigante sobre la plataforma de abrasión actual. La cercanía al mar los convierte en "salinas".

existencia de una vegetación densa a esta altura de la isla —25 a 40 metros sobre el nivel del mar actual—, capaz de crear estos potentes suelos.

Estos mismos autores que venimos citando distinguen, además, cuatro niveles de playa intercalados entre las coladas, de los cuales los tres superiores —12, 23 y 27 metros— pertenecen, según Klug, al joven Pleistoceno, y el inferior, situado a 4 metros, al nivel de transgresión Holoceno (flandiense).

Al pie del escarpe, sobre el cual se apoyan glaciares coluviales de acumulación, se extiende una plataforma de abrasión marina de basaltos prismáticos que constituye la mejor representación de este tipo de formaciones en la isla de Gran Canaria. Estos basaltos prismáticos han llamado la atención de todos los autores por su espectacularidad, pero especialmente de Von Buch (1825, pp. 251) y de Hausen (1962, pp. 79), quienes comparan la formación con la Avenida de los Gigantes de D'Antrin, en el Norte de Irlanda.

Esta plataforma que se encuentra en el nivel de pleamar, conserva restos de un calcáreo blanco muy consolidado que cementa las diaclasas entre las columnas, ofrece innumerables accidentes trabajados por la acción abrasiva del mar que penetra a lo largo de las diaclasas principales creando entrantes y cortaduras en la misma, así como un buen número de marmitas de gigantes, sifones y roques aislados cercanos a la costa, que muestran no sólo el rápido retroceso de la misma, sino también los mecanismos y modos de cómo se lleva a cabo esta acción erosiva.

Esta plataforma marina desaparece más al Norte, en la Hondura, para reaparecer al Noreste, en el Roque Ceniciento. En La Hondura, muy expuesta a los vientos y oleajes dominantes del Noreste, la plataforma abrasiva se interrumpe al ser arrastrada por el oleaje. Los escarpes arrancan bruscamente desde el mar y se ven coronados por las fuertes pendientes piroclásticas de M.^a del Faro (250 m.) cuyo cráter desagua también en este punto.

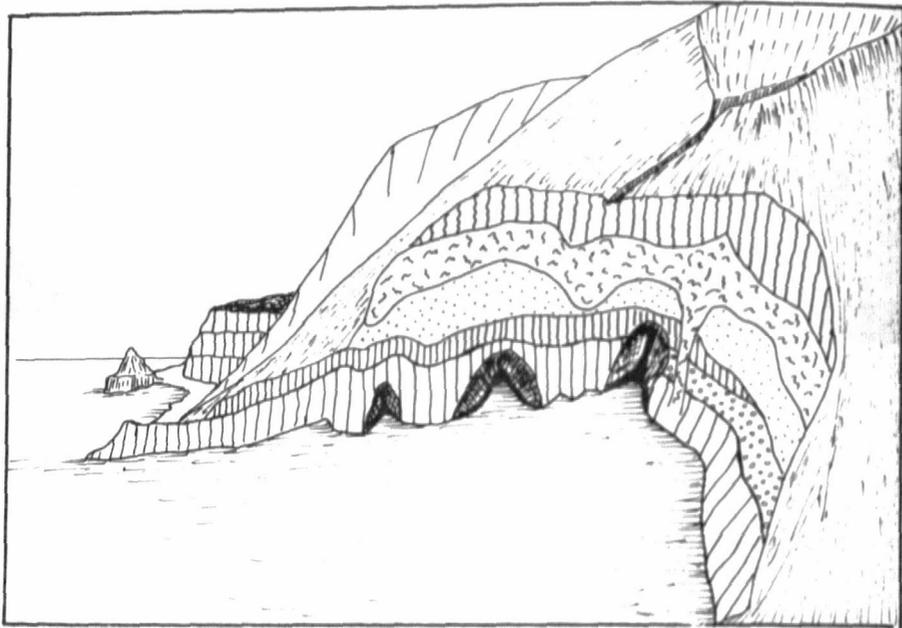


Figura 19. "La Hondura". Costa septentrional de La Isleta. Nótese la chimenea que se intruye como un "batolito" bajo la Montaña del Faro.

Aquí la acción erosiva del mar ha profundizado los pies de escarpe, creando cuevas de algunos metros de profundidad, que socavan el cantil por su base facilitando su caída gravitacional. Una chimenea espectacular con derrames laterales se intruye debajo de M.^a del Faro entre los estratos tobáceos y lávicos anteriores (fig. 19).

La plataforma de abrasión desaparece igualmente desde el Roque Ceniciento hasta la Punta de Los Pollos, ya en la costa Sureste (fig. 20) a partir de la cual las coladas recientes de la Esfinge y el Vigía recubren el cantil y la plataforma marina señaladas por Hausen.

La meseta y la alineación occidental

La actividad volcánica debió reanudarse durante el pleistoceno medio sobre la meseta original (25-40 m. de altura), en la que se habían generado los potentes suelos antes citados, y siguió construyendo un edificio tabular de más superficie hacia el oeste y el norte que el actual. Salvo la chimenea que aparece en La Hondura, los escarpes de La Isleta no muestran otros indicios de chimeneas volcánicas, de modo que podría pensarse en un volcán de actividad central a partir de cuya chimenea, localizada en el centro geométrico de la península, se emitieran las lavas que, fluyendo en todas direcciones, construyeran la meseta que hoy vemos.



Foto 7. Un potente suelo (5 á 7 m.) amarillo-marrón en el cantil bajo Montaña Colorada, indica un lapsus eruptivo durante el pleistoceno inferior a medio con un clima más húmedo que el actual.



Foto 8. Los piroclastos de Montaña del Faro descansan en discordancia sobre el nivel marino holoceno de 4 m., en el Morro de la Vieja.



Foto 9 y 10. Bombas en el cráter norte de Montaña del Faro, cubiertas parcialmente por líquenes.



Foto 11. Vertientes internas del cráter norte de Montaña del Faro presentando sus materiales muy sueltos, con predominio de "bloques" entre las escorias.



Foto 12. El lavado de las vertientes ha ocasionado la construcción de depósitos coluviales al pie de las vertientes, con paleofauna de caracoles del género Helix.

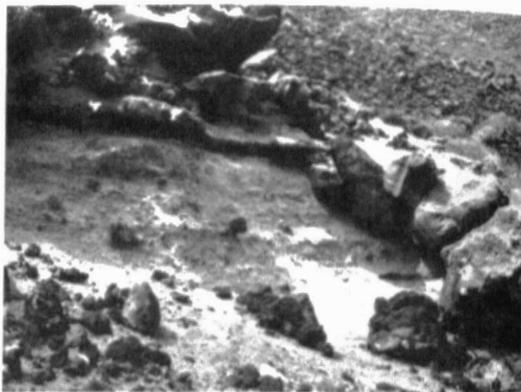


Foto 13 y 14. Precipitaciones calizas caracterizan el eje del cráter de Montaña del Faro, que ha servido al tiempo como desagüe del mismo. Los depósitos (14) aparecen incididos mostrando estratificación horizontal de los carbonatos mezclados con cenizas, arenas y escorias pequeñas.



Foto 15 y 16. Encostramientos calizos en las faldas bajas de Montaña Colorada ocasionadas probablemente en el tránsito de un período húmedo hacia otro mucho más seco. Las costras recubren depósitos de ladera muy finos, que contienen una fauna fósil.



Foto 17. Pequeño cono domático entre la Montaña Colorada y la Montaña del Faro.



Foto 18. El dique muestra derrames laterales superficiales al SW de la alineación del Vigía. Constituye la única chimenea fisural que puede observarse en La Isleta.

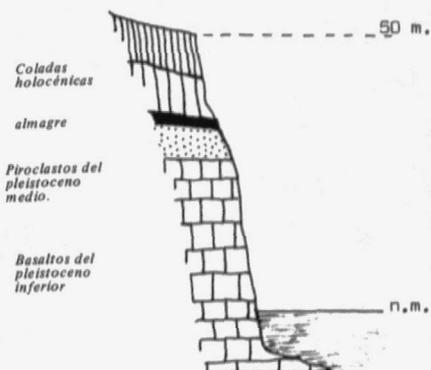
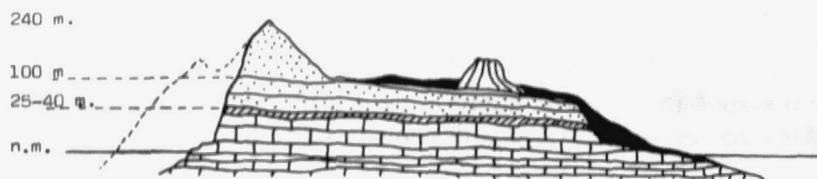


Figura 20. Perfil de la costa SE de La Isleta.



-  Conos y coladas del Holoceno superior. Tercer periodo eruptivo.
-  Basaltos del Pleistoceno medio. (L?)
Levas y piroclastos. 2º periodo eruptivo.
-  Suelo, en parte rubefactado. Nivel "Meseta I".
-  Basaltos del Pleistoceno inferior. (L?).
Primer periodo eruptivo de La Isleta.
-  Extensión original de Mª Colareda, Retroceso de la costa.

Figura 21. Esquema de la evolución geomorfológica de La Isleta (Gran Canaria).

Sin embargo, esta hipótesis parece poco probable, ya que la posterior actividad volcánica se manifestaría creando conjuntos lineales Noreste-Suroeste y no en el centro, sino más bien en la periferia de la meseta.

El segundo ciclo de actividad que estamos comentando, intercala mantos de piroclastos entre las coladas basálticas (fig. 18) y culmina con la creación de la más antigua alineación de La Isleta: la constituida de Suroeste a Noreste por M.^a del Confital, Lomas Coloradas, M.^a Colorada y un pequeño «domo» situado a su pie noreste⁴. Montaña de la Atalaya o del Faro (250

⁴ Esta mayor abundancia de piroclastos y la culminación del edificio con la construcción de grandes conos de escorias, señalan un tránsito gradual hacia un volcanismo más explosivo, de tipo stromboliano, tal y como ocurriera en la evolución de las erupciones entre las series basálticas II y III de Fuster, como ya hemos comentado en el capítulo dedicado al cuaternario volcánico.



Foto 19. Cráter biseccionado del cono de escorias IV.



Foto 20. Numerosos "rasgos fluidales" en los "jirones" y "escorias" del mismo edificio.

m.) yuxtapuesta, en parte, sobre estas dos últimas es bastante más joven. Todos estos conos escoriáceos descansan sobre la meseta así formada.

Morfología de la alineación occidental

Tanto la montaña del Confital (120 m.) como M.^a Colorada (240) presentan trazas de ser muy antiguas. Sus tobas se presentan fuertemente consolidadas y alteradas, y los edificios conservan sólo parte de su envergadura original, ya que, al situarse en la periferia de la meseta durante el Pleistoceno medio (?), siendo la superficie de ésta notoriamente disminuida por la acción abrasiva del mar desde este periodo, los edificios se han ido reduciendo en la medida en que la costa retrocedía (fig. 21).

Este retroceso de la costa y consiguiente reducción de la superficie de los volcanes no fue considerado por Hausen, que acude a la hipótesis de hundimiento para explicar los restos de lo que debió ser el gran cráter explosivo de la M.^a del Confital (Hausen, 1962, pp. 79).

La superficie de estos conos del Pleistoceno aparece fuertemente lavada, carente de suelos, presentando tafonización —especialmente la vertiente norte de M.^a Colorada muy influenciada por la humectación y el spray marino—, y encostramientos calcáreos de escaso espesor que recubren coluviones depositados en los pies de las montañas, en las vaguadas y acarcavamientos radiales que caracterizan los edificios volcánicos de esta edad.

La superficie de la meseta se encuentra cubierta por un manto de arcillas rojas muy finas, que han sido interpretadas tanto en el texto de Hausen (1972, pp. 80), como en el mapa geológico de Fuster, como aluviones depositados a consecuencia del lavado de las lluvias en las tobas y lavas de estas montañas.

Equivocadamente Hausen afirma que estos sedimentos contienen algunas veces lagartos fósiles del último cuaternario. Nosotros hemos visitado el

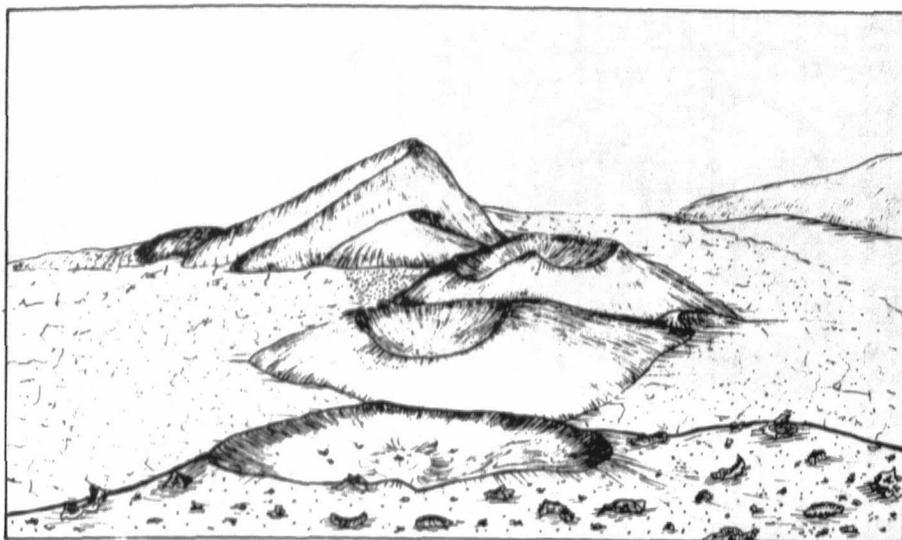


Figura 22. Alineación de volcanes del Vigía (La Isleta). Vista desde el NE.

Museo Canario y hemos observado estos fósiles, comprobando que se encuentran sepultados entre piroclastos soldados y alterados —procedentes probablemente de M.^a Colorada—, que fueron extraídos de las canteras que para la obtención de bloques de sillería se excavaron en La Isleta en la década de los 90 del siglo XIX, a la par que fue naciendo y desarrollándose el barrio portuario de La Isleta⁵.

La alineación de Vigía

Los edificios piroclásticos

El conjunto de conos volcánicos que se alinean junto a la M.^a del Vigía (220 m.) constituyen, sin duda, una de las erupciones más recientes del Holoceno de Gran Canaria (fig. 22).

Se trata de una erupción fisural de manifestación puntual que se desarrolló sobre una extensión lineal de 2.600 m. aproximadamente y que construyó al menos seis edificios, algunos de los cuales aún se conservan en buen estado. Son conos de escorias de tamaños diversos, de génesis explosiva y morfologías en herradura, aunque también de circulares a elípticos, abiertos, por lo general, hacia el Noreste, que han emitido abundantes lavas no sólo por sus cráteres, sino también por fisuras alojadas en sus bases o por bocas adventicias abiertas en sus laderas.

Aunque la orientación general de la alineación sea Noreste-Suroeste, después de realizadas varias mediciones que han tenido en cuenta la

⁵ Más razón sobre estos lagartos fósiles, lleva Macau Vilar al afirmar que los mismos aparecen como ya hemos indicado y que son algo menores y no más grandes que las especies actuales (L. Sthelini). Macau Vilar, F.: «Contribución al estudio del Cuaternario de Gran Canaria.» pp. 15. Anuario E. A. N.º 6. Madrid 1970.



Foto 21 y 22. Bombas esféricas, en huso, jirones, escorias y picones de la Montaña del Vigía.

Foto 23. Bomba en huso de gran tamaño (120 x 55 cms.) en el cráter principal de la Montaña del Vigía.

Foto 24. Matorral de tabaibas y cardones sobre escorias en la vertiente este de Montaña del Vigía. La colonización de líquenes es intensa en las partes expuestas de las escorias.



localización de las bocas eruptivas, la orientación de los cráteres y las fisuras, podemos afirmar que este conjunto volcánico se configura con arreglo a orientaciones locales que oscilan entre Norte 25° Este y Norte 60° Este, lo cual coincide plenamente con las mediciones que hemos realizado sobre las principales directrices del Volcanismo Cuaternario de Gran Canaria para este cuadrante (fig. 15).

Tanto Leopoldo von Buch como Webb y Berthelot destacaron la frescura de los materiales que constituyen los campos de lavas, contemporáneos, según Von Buch, al volcanismo de Vandama. También este autor capta la distribución de los conos sobre una fisura que, según su criterio, cruza toda la isla (Von Buch, 1825, pp. 249).

Hemos denominado con un número a cada uno de los edificios de cenizas que componen esta alineación, partiendo de suroeste a noroeste.

El primero de éstos es un pequeño cono abierto hacia el sur, muy deteriorado y poco relevante en el paisaje (55,5 m.), que parece haber

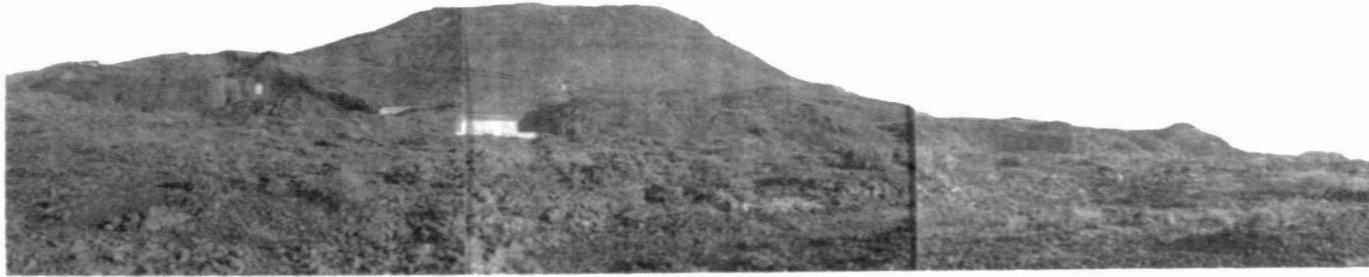


Foto 25. El campo de lavas de la meseta central ha fluído fundamentalmente de las fisuras localizadas en las faldas de la Montaña del Vigía. Se observan canales entre los brazos digitados de la colada., tñmulos y abombamientos.

Foto 26. Cono IV. Entre él y la Montaña del Vigía (a la derecha) un edificio ha desaparecido casi totalmente por la extracción de picones.



funcionado como boca efusiva. Al suroeste del mismo ya dentro de la zona urbana, se observa la existencia de chimeneas fisurales con derrame lateral en superficie siendo éste uno de los pocos lugares en que este mecanismo puede observarse como ya indicaran Araña y Carracedo (1980, pp. 50).

El segundo de estos volcanes constituye un edificio alargado — 500×200 m., cuyo borde superior se encuentra a 105 m. de altura—. Un cráter de herradura abierto hacia el sudoeste, en el sentido de la fractura y de la pendiente constituye su principal punto de emisión, aunque dos pequeños cráteres que pudieron actuar como surtidores piroclásticos se encuentran desplazados más hacia el Noreste. Fracturas de asentamientos escalonan los bordes del cráter.

La Montaña del Vigía constituye el mayor y más complejo de los aparatos volcánicos de esta alineación (750×500 m. y 220 m. de altura). Es un edificio de génesis compleja que muestra un gran cráter en herradura abierto hacia el Noreste, pero también otros puntos efusivos localizados principalmente en su vertiente sudeste, tal y como puede apreciarse en el croquis morfológico (fig. 17). Estas bocas adventicias al aparato principal parecen disponerse siguiendo fracturas paralelas al mismo, desde las cuales han emitido lavas y piroclastos. El pequeño cráter dispuesto a media altura en el centro de esta vertiente sudeste responde morfológicamente más a un surtidor piroclástico que a un centro emisor de lavas.

Dos «umbrales intracratericos» con su concavidad abierta hacia el noreste dividen al cráter principal de este volcán en tres sectores. Estos muros cóncavos construidos por acumulación piroclástica indican una migración de la actividad eruptiva en el sentido general de la fisura hacia el noreste. También en los bordes aparecen fracturas de asentamiento que responden a diferentes pulsaciones explosivas de la erupción.

Abundantes bombas volcánicas, algunas de gran tamaño, pueden encontrarse también aquí.

Tres conos escoriáceos de menor tamaño se disponen más hacia el noreste sobre una directriz Norte 45° Este que parece coincidir también con las fisuras de la base occidental del Vigía. Entre este volcán y el IV es posible que existiera otro edificio piroclástico yuxtapuesto entre ambos, pero la extracción de picones hacen imposible el reconocimiento de esta zona.

El cono IV es un edificio de escorias, con un cráter compuesto, biseccionado en dos centros efusivos, con abundancia de emplastes soldados y bombas volcánicas de perfectas simetrías. Sus ejes oscilan entre los 280×250 metros, mientras que su borde más alto alcanza los 65 metros sobre la meseta.

El cono V, elíptico (150×130) y de menor altura (32 m. aproximadamente sobre la meseta), se imbrica con el VI, el cual es un gran edificio en herradura abierto hacia el Norte-Noreste, que conserva dos pequeños cráteres de proyección piroclástica en su vertiente Sur. La evolución de sus pulsaciones explosivas se refleja en el perfil que hemos representado en la figura 23 a.

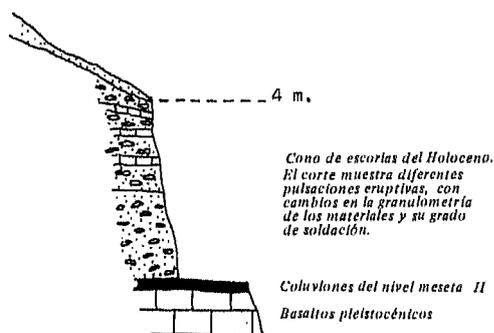


Figura 23a. Perfil del cóno VI.

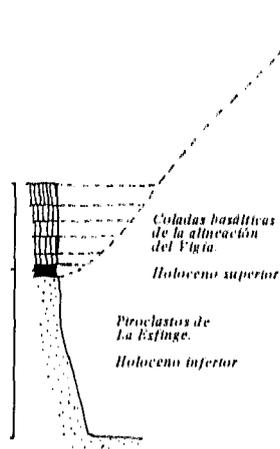


Figura 23b. Perfil en la piconera de La Esfinge.

Todos estos edificios volcánicos se imbrican constituyendo una verdadera cordillera estructural de pequeñas dimensiones. Entre unos y otros, cuando aparecen directamente yuxtapuestos, existen collados o degolladas que, no obstante, se encuentran por encima del nivel de la meseta, ya que en ellos se han acumulado los piroclastos elevando el terreno.

Todos estos edificios se levantaron sobre el nivel sedimentario de la meseta y constituyeron, probablemente, una erupción fisural de manifestación puntual múltiple durante el Holoceno reciente.

El resultado morfológico de esta erupción múltiple no es sólo la conformación de una alineación estructural, sino que al ser ésta paralela y cercana a otra de edad más antigua, origina también la formación de un valle entre ambas. Este sería, por tanto, el resultado no de los procesos de excavación, sino más bien del funcionamiento de alineaciones estructurales, cuya actividad volcánica ha elevado el terreno a ambos lados del mismo.

Más antigüedad, aunque también de probable edad Holocena, tienen la montaña del Faro y el desaparecido Volcán de la Esfinge. Ambos son anteriores a la erupción múltiple del Vigía.

Las razones que nos llevan a pensar esto están basadas en las observaciones de campo que nos han permitido constatar que los piroclastos de M.^a del Faro descansan sobre el nivel marino flandiense de cuatro metros, considerado como holoceno por todos los autores. Esta discontinuidad aparece muy manifiesta en la punta de la Hondura, en donde también pueden observarse bloques escoriáceos desprendidos gravitacionalmente de este volcán. Algunas consideraciones sobre este particular hacemos en el capítulo de los criterios de delimitación.

Por su parte, la M.^a de la Esfinge, un cono en herradura que estuvo abierto hacia el NE y situado al sureste del cono VI, no nos ha permitido ninguna observación geomorfológica por las causas citadas. No obstante, la piconera resultante de su excavación pone de manifiesto cómo éste se encontraba, sepultado en parte por las coladas emitidas desde la alineación del Vigía, bajo las cuales subyace el nivel de meseta II, que descansa a su vez sobre los piroclastos de la Esfinge, como hemos reflejado en el corte de la figura 23 b. De ser contemporáneos el Faro y la Esfinge habrían funcionado sobre una fisura Noroeste-Sureste contraria a las directrices estudiadas hasta el momento por nosotros en esta península. Así, pues, ambos volcanes pueden constituir una erupción prematura del holoceno, anterior al pluvial neolítico (6.000-4.000 B.P.), como reflejan los depósitos del cráter norte del Faro, y posterior a la transgresión Flandiense.

Sin duda, el lavado de los suelos, que estaban establecidos en la vertiente de M.^a Colorada, es ligeramente posterior a la formación de estos volcanes, correspondiendo por tanto al intermedio entre el tardiglaciario (14.000-10.000 B. P.) y el pluvial Neolítico. En este intermedio (10.000-6.000 B. P.) aparecería la M.^a del Faro en pleno periodo rexiático, y la Esfinge, ya que los sedimentos resultantes cubren también la base de estos edificios.

Contrariamente a lo sugerido por Hausen (1962, pp. 78), que supone que las coladas de la Baja de los Sargos (SW de la Isleta), que recubren episodios dunares compactados del Pleistoceno superior, pertenecen a este volcán, nosotros creemos que las coladas del mismo fueron muy efímeras y cayeron en su mayor parte al mar, tal y como sugieren la orientación de los cráteres, constituyendo, en cualquier caso, un acrecentamiento de la meseta por su fachada noreste, en la que efectivamente no es posible encontrar los suelos intercalados del nivel meseta I.

Así mismo, tampoco aparece este nivel de meseta I, siendo dudoso el nivel sedimentario de meseta II, sobre el que se apoyan las coladas más recientes de los volcanes holocenos que desbordaron la planicie cayendo al mar (fig. 20).

Finalmente, es de destacar que el aspecto externo de estos volcanes, que venimos localizando dentro del período Holoceno, aparece envejecido por una capa de fino polvo colorado, que introduciéndose entre los lapillis y escorias penetra unos 50 cm. la superficie de los volcanes, formando delgados depósitos coluviales en el fondo de los cráteres y pies de algunas laderas como resultado del lavado de las vertientes de los mismos durante las lluvias del período actual. En efecto, los sedimentos de la meseta II, no recubiertos

por las lavas emanadas desde estos volcanes, al pie de los edificios del Pleistoceno, muy sometidos a tránsito y desprovistos de vegetación, son levantados por los vientos dominantes y por las turbulencias que se establecen en la actualidad, que nosotros hemos presenciado en los días del verano, capaz de avejentar en muy poco tiempo el aspecto de estos jóvenes volcanes y sus malpaíses.

Los campos de lava

La mayor parte de la superficie del valle central que, ha quedado en La Isleta tras construirse esta segunda cadena de volcanes, está cubierta por las coladas de lava emanadas de los mismos que la tapizaron deslizándose hasta sus bordes por los que alcanzaron el mar. El volumen más importante de estas lavas se encuentran al sur de la alineación (fig. 21), en donde cubrieron el antiguo escarpe que allí existía, así como la plataforma costera que se encontraba a sus pies.

Estas coladas alcanzaron la costa, en donde cubrieron las arenas que allí se encontraban (creando un paisaje similar, probablemente, al de la playa de Ozorla, al noreste de Lanzarote en el malpaís de la Corona).

De la existencia de estas superficies lávicas en la parte baja de la vertiente sur de La Isleta nos da cuenta el profesor Vernau en el siguiente texto:

«Después de haber franqueado el istmo de Guanarteme, que no mide más de 200 m. de ancho en su parte más estrecha, se encuentra la corriente de lava que termina La Isleta por el lado sur. También por este lado la arena comienza a ganar terreno, pero sólo puede recubrir escorias completamente estériles» (1885, pp. 164)⁶.

La totalidad de los autores que han estudiado La Isleta atribuyen estas coladas no sólo a la alineación del Vigía, sino también y fundamentalmente a la M.^a de la Atalaya o el Faro, siendo este dato erróneo, ya que, como hemos demostrado con anterioridad, este volcán es anterior a la alineación del Vigía y sus lavas debieron de precipitarse al mar desde sus cráteres.

Estas coladas, que ocupan una superficie de unos 6 km² aproximadamente, han visto enormemente reducida su superficie inicial por la acción antrópica, ya que es precisamente en esta vertiente sur en donde se ha desarrollado el populoso barrio de La Isleta desde finales del siglo anterior, y los

⁶ También Vernau nos da referencia en este mismo texto de la existencia de una necrópolis aborígen al estilo de la que aún se conserva en el malpaís de Agaete: «Esta capa de lava está salpicada por montículos de piedra que son tumbas. Los antiguos insulares tenían allí una inmensa necrópolis que desaparece rápidamente (...). En el emplazamiento de los antiguos túmulos se eleva todo un pueblo.» Vernau, R.: «Cinco años de estancia en Las Islas Canarias.» Ed. J. A. D. L. 2.^a 1982. Madrid. Webb y Berthelot, por su parte, no hablaban de esta necrópolis pese a que visitaron La Isleta con anterioridad a Vernau, y localizan los túmulos aborígenes distribuidos en el intervalo entre cono y cono volcánico (1839 pp. 103). Localización ésta poco probable y de la que, en cualquier caso, no quedan restos.



Foto 27. Lavas cordadas surgiendo del flujo interior de un tubo.



Foto 28. Pequeño tubo volcánico en los malpaíses de la vertiente este. "Solterones vítreos" cubren el techo. Los fondos aparecen cubiertos por polvos del lavado de las escorias.

recintos portuarios, cuyas crecientes demandas de áridos y de nuevos terrenos comerciales y de almacenamiento han ido necesitando constantemente de nuevas extracciones y solares. También una labor de devaste más modesta, lenta y controlada se ha llevado a cabo sobre la misma meseta, esta vez para instalaciones militares. Este uso del territorio ha deteriorado considerablemente alguno de los conos y ciertas áreas de los malpaíses, aunque hay que afirmar que la supervivencia de estas formaciones volcánicas en La Isleta, y su relativo buen estado de conservación es sólo explicable por ser este un territorio ocupado por los acuartelamientos del Ejército de Tierra, que han evitado los procesos de extracción especulativa y arbitraria a la que se han visto sometidos la mayoría de los terrenos recientes de la isla.

Estas superficies lávicas, cuya extensión en 1980 hemos reflejado en el mapa geomorfológico, constituyen verdaderos malpaíses o superficies de tipo «aa» de difícil tránsito, de no muy variadas morfologías de detalle, cuyos aspectos más destacables y mejor conservados se asocian a las vertientes de M.^a del Vigía, especialmente hacia el SE.

Sobre la meseta, estas coladas se han abierto en abanico, constituyendo una capa delgada, a veces no mucho más potente de un metro de espesor en los bordes, con tendencia a la disyunción prismática. Leopoldo Von Buch (1825, pp. 250) afirma que las lavas presentan como especies de oleadas de materias fluidas empujadas las unas por las otras sobre la pendiente del valle. Esta descripción, que podría hacernos pensar en la existencia de arcos de empuje, debe referirse más bien a las diferentes pulsaciones efusivas que, en efecto, se superpusieron a las anteriores, fluyendo desde fisuras instaladas en la base noroccidental del M.^a del Vigía, tal y como queda cartografiado en el mapa (ver fotos 25 y 26).

Aunque las lavas fluyeron desde la base de la mayoría de los conos volcánicos, como ya había notado González y Gutiérrez Palacios (1910, pp. 407), la montaña del Vigía parece capitalizar la mayor parte de estos productos al fluir lavas también por su cráter principal, así como por el más pequeño



Foto 29. Numerosos derrumbes ponen de manifiesto una complicada red de tubos que se entrecruzan, en las lavas de esta vertiente oriental.

que se le une en su extremo noreste y por las bocas eruptivas adosadas a su vertiente sureste.

Desde esta vertiente descienden entre los malpaíses bastante bien conservados algunos «canalillos de derrame subaéreo», así como «tubos volcánicos» de pequeñas dimensiones formando verdaderos laberintos que se entrecruzan. Ocasionalmente, aparecen losetas basculadas por acción antrópica, que muestran algunas «lavas cordadas». Estas han brotado fundamentalmente desde el interior de los tubos volcánicos, en donde al resguardo del aire se observan temperaturas más altas que en la superficie de la colada, permitiendo una mayor fluidez de las lavas. Coinciden en su localización con pequeños tubos que han derramado al exterior o han sido desventrados. Los tubos presentan «estalafitos o goterones vítreos» pendientes de los techos, y sus fondos aparecen cubiertos por la misma fina capa de polvo colorado que envejece el aspecto de toda la formación, de los que ya hemos hablado.

Al margen de las diferentes pulsaciones que pueden distinguirse en las coladas que ocupan el valle central entre las dos alineaciones volcánicas, también es posible distinguir algunos «abombamientos tumulares» en diferentes puntos, productos de los fenómenos de desgasificación durante el enfriamiento, así como escasos «bloques erráticos» escoriáceos de no muy grandes dimensiones.

El estado de conservación

La pequeña isla de La Isleta, convertida en península al desarrollarse durante el Pleistoceno Superior un tómbolo arenoso que la unió a Gran Canaria, tuvo durante los siglos anteriores una vida lánguida que no debió transformar demasiado su morfología: una necrópolis de tumbas aborígenes utilizando las escorias lávicas, la actividad marisquera y pesquera, su utiliza-

ción como refugio portuario dada la tranquila bahía que su localización permite, y la fortificación del Castillo de la Luz, fueron las únicas actividades y construcciones que afectaron a sus costas, mientras que el pastoreo de sus vertientes, meseta y conos volcánicos, ha ido produciendo un retroceso continuado de los matorrales extremando la aridez de este apéndice costero.

Con el inicio de las obras del primer puerto del Refugio en 1883, comenzó la extracción de áridos para los rellenos, al tiempo que un continuado proceso de urbanización, que no se ha detenido aún hoy. La vertiente sur de La Isleta, la que mira al puerto y a la ciudad de Las Palmas, constituye hoy, pese a la pendiente, uno de los barrios más populosos de esta ciudad. El avance incontenible de la misma se ha visto frenado afortunadamente al estar esta península bajo el dominio del Ejército de Tierra, cuyas instalaciones y campos de maniobras ocupan buena parte de la meseta y valle central.

Pese a todo, innumerables piconeras (en la alineación de jóvenes volcanes) y canteras (adosadas a los escarpes periféricos y volcanes más antiguos) han hecho su aparición, y prácticamente en cualquier parte se observa su innegable presencia. Además los malpaíses han sido en algunos puntos totalmente arrasados y sustituidos por edificaciones.

Es evidente, que frente a esta situación de deterioro del paisaje por la extracción de áridos, se impone una reflexión de valoración medio ambiental y una actuación más controlada como consecuencia.

Nos encontramos frente a uno de los paisajes volcánicos más recientes e importantes (por su modalidad eruptiva, sus morfologías, su extensión...) de Gran Canaria, enclavado además en el contexto geográfico de la península de La Isleta, que constituye a su vez no sólo un islote de extraordinario interés volcanológico y de múltiples posibilidades educativas, sino al tiempo un paisaje natural que caracteriza a la memoria histórica de los grancanarios y los navegantes que hasta este puerto llegan, y un verdadero pulmón natural y de posible expansión futura, no ya de la ciudad, que debe evitarse a toda costa que colonice estos terrenos creando nuevos problemas urbanos, sino de los ciudadanos, que encontrarían aquí el mejor parque natural que necesita y merece esta ciudad constreñida entre el mar y los fuertes escarpes.

Este islote es un ejemplo claro, sencillo y didáctico a escala reducida, de como nace y crece una isla volcánica, de la complejidad de sus estructuras y de la variedad de sus formas.

ESQUEMA EVOLUTIVO DE LA ISLETA

HOLOCENO	SUPERIOR	<p>6.000 BP.</p> <p>Erupción fisural de manifestación puntual, NE-SW de M.^a del Vigía. Incisión de los depósitos y apertura del cráter del Faro. Se cubre la Isleta de polvo procedente del nivel meseta II.</p> <p>Depósitos coluviales en el cráter del Faro y base de las Coloradas. Abundancia de <i>Helix</i> entre los sedimentos. Estabilidad de los suelos en el nivel de meseta II.</p>	<p>Nivel de plataforma costera holocena</p> <p>Húmedo Pluvial Neolítico</p>
	INFERIOR	<p>10.000 BP.</p> <p>Erosión de suelos y lavado rexistático de las vertientes de M.^a Colorada y M.^a Confital. Acumulación de coluviones sobre la meseta II. Erupción de M.^a del Faro y de La Esfinge (?).</p> <p>12.000 BP.</p> <p>Encalichamientos en las vertientes bajas de los volcanes.</p>	<p>Seco Transgresión Flandiense</p> <p>Crisis climática Húmedo-seco</p>
PLEISTOCENO	SUPERIOR	<p>33.000 BP.</p> <p>Formación de suelos sobre las vertientes de M.^a Colorada y M.^a del Confital.</p> <p>Episodios dunares al sur y oeste de La Isleta: Tombolo, «flecha» de La Barra y arenas del Confital.</p>	<p>↑ Pluvial Soltaniense Húmedo ↓ Transgresiones marinas del Reciente Pleistoceno. Playas fósiles de 27, 23 y 12 m (Klug)</p>
	MEDIO	<p>Würm</p> <p>Segundo ciclo eruptivo de La Isleta. Volcanismo stromboliano. Al término, formación de los edificios centrales de M.^a Colorada y M.^a del Confital. Queda la altura del nivel meseta II.</p>	<p>Elevación de La Isleta según Zeuner</p> <p>Seco (estabilidad climática) (?)</p>
	INFERIOR	<p>Primer ciclo eruptivo de la Isleta. Formación del basamento tabular con predominio de la actividad efusiva sobre la explosiva.</p> <p>Al término del periodo eruptivo, formación de suelos: nivel meseta I.</p>	<p>Húmedo</p>
		<p>1,8 m.a.</p>	

EL CONJUNTO VOLCANICO DE TAFIRA, VANDAMA Y JINAMAR

Se hace necesario antes que nada explicar el por qué hemos modificado el grafismo de Vandama, normalmente escrito con B. No se ha hecho más que seguir la buena iniciativa del eminente geólogo canario D. Simón Benítez Padilla que en 1963 explica el origen de este topónimo¹. Es costumbre que se considere al mismo como de origen prehistórico, incluso por algunos filólogos, pero la verdad es que se trata de una adaptación al español del apellido flamenco Van Dame. En efecto, con este nombre vivió en Gran Canaria en la segunda parte del siglo XVI y comienzos del siglo XVII Daniel Van Dame², importante mercader y propietario de un gran patrimonio en diversos puntos de la isla. Permaneció su nombre en estas tierras que fueron suyas, de la Caldera y el Pico de Vandama, a través de los siglos llegando hasta nosotros, aunque ya desde el siglo XVIII se hispanizó y comenzó a escribirse con B.

El campo de volcanes: localización y sustrato

En la vertiente este de Gran Canaria, dentro de la franja de debilidad volcánica norte-sur que hemos señalado en el mapa de alineaciones estructurales (fig. 14), ocupando la comarca comprendida entre La Angostura (al NW, justo donde comienza el canal de desagüe del B.º de Guinguada) y el Valle de Jinamar (al SE), se extiende el más conocido campo de volcanes de la isla, constituido por los volcanes de Tafira, Vandama y Jinamar (fig. 24).

¹ BENITEZ PADILLA, SIMON: *Breve excursión científica por Gran Canaria*, pp. 33. El Museo Canario, Las Palmas, 1963.

² Con el título de «Van Dame, apellido para la historia isleña», publicó un corto artículo en La Provincia (9-1-83), Francisco Pérez Navarro, en el que relata los acontecimientos más importantes y caracteres de la vida de Daniel Van Dame. Por otra parte, abundantes protocolos depositados en el Archivo Histórico Provincial de Las Palmas nos dan cuenta de numerosas transacciones comerciales por él efectuadas, así como de su propio testamento: «Escribano Juan de Quintana. Guía. Tomo IV. Audiencias, sin foliar.»

Una sucesión de conos volcánicos, distribuidos a lo largo de dos líneas NW-SE, han surgido en este sector apoyándose y cubriendo en su mayor parte la antigua red hidráulica que venía formándose desde el Plioceno y las lomas divisorias de los barrancos que la conformaban.

Esta red hidráulica estaba excavada sobre un sustrato de rocas fonolíticas, del Mioceno, consistentes en depósitos pumíticos muy consolidados, conocidos en la isla con el nombre de «canto blanco», dada su antigua utilización como bloques de sillería para la construcción, y también aglomerados volcánicos del periodo eruptivo Roque Nublo, procedentes ambos de erupciones de tipo «nube ardiente». En las costas inferiores a los 350 m. la superficie de erosión labrada sobre las fonolitas fue recubierta durante el Mioceno Superior y el Plioceno por los aluviones de La Terraza de Las Palmas, que constituyen un extenso abanico aluvial. En el sector de Jinamar aparecen también intercalados entre los aluviones coladas basálticas del periodo de emisión Roque Nublo.

Este sustrato geológico ha sido parcialmente cubierto por los productos volcánicos del Cuaternario y Holoceno.

Los volcanes del Pleistoceno

La alineación situada más al norte (N 30.^o W) está compuesta por dos grupos de volcanes separados entre sí unos cuatro kilómetros:

Un primer grupo situado al NW, está formado por el gran volcán de la M.^a de Tafira (468 m.) y algunas bocas afusivas de menores dimensiones localizadas más al norte, como la M.^a del Socorro (384 m.) y el pequeño cono de Salvago (307 m.). Estos conos de cenizas consolidados presentan suelos de alteración en sus superficies. Su actividad de tipo stromboliano modificó profundamente la cuenca baja del Guinguada durante el Pleistoceno, inundando su lecho con un potente paquete de lavas basálticas, que discurrieron por el paleocauce rubefactando los suelos allí existentes y cerrando temporalmente el curso del barranco.

Este episodio del volcanismo pleistocénico ha sido muy bien descrito por Benítez Padilla (1959), según el cual, las lavas emitidas desde la M.^a de Tafira alcanzaron un desarrollo longitudinal de unos 8 kms. rellenando los cauces y vaguadas preexistentes. Al estar éstos excavados sobre los fácilmente erosionables depósitos sedimentarios de Las Palmas, la erosión posterior ha ocasionado una inversión del relieve, de tal manera que las coladas ocupan hoy la superficie de las mesetas y lomas que se encuentran entre los barrancos actuales. El más importante de ellos, la garganta del Guinguada, aprovechó la discontinuidad petrográfica existente en el contacto de estas lavas basálticas con las fonolitas, para de esta forma, abrirse camino más fácilmente de nuevo hacia el mar³.

³ Una figura que ilustra esta descripción, aparte de la referencia mencionada, puede verse en la revista *Aguayro*, n.º 120, pp. 31, febrero de 1980, en un artículo titulado: «Historia geológica del Jardín Canario», dentro de la sección a cargo del Jardín Canario Viera y Clavijo.

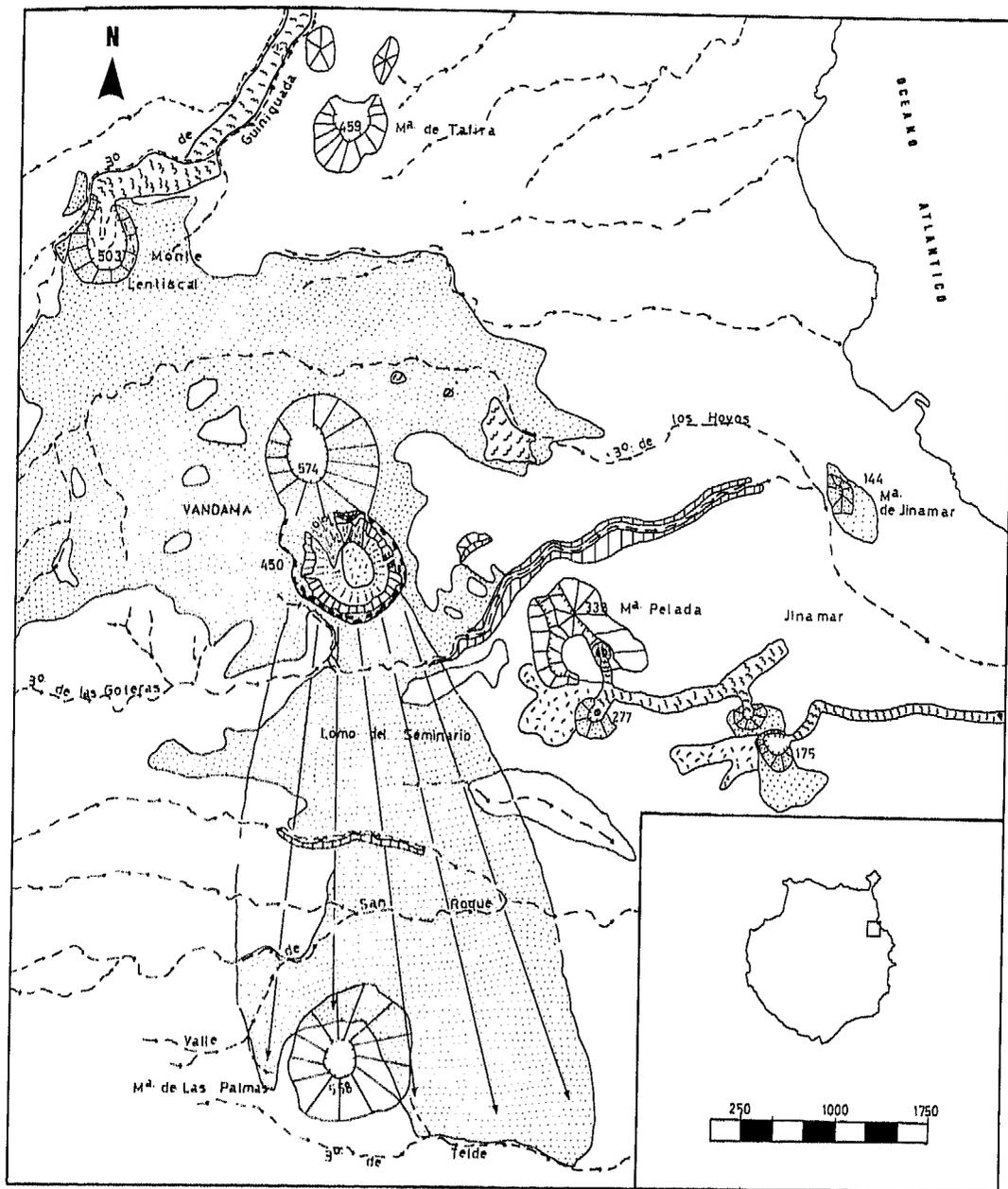


Figura 24. Croquis morfológico del conjunto volcánico de Tafira, Vandama y Jinamar.

LEYENDA AL CONJUNTO VOLCANICO DE TAFIRA, VANDAMA Y JINAMAR

- | | | | |
|---|---|---|-----------------------------------|
|  | Conos piroclásticos holocenos |  | Borde de la Caldera de Vandama |
|  | Conos volcánicos del Pleistoceno |  | Borde de cráter |
|  | Mantos piroclásticos holocenos |  | Sima |
|  | Mantos de oleadas piroclásticas. "Surges". Holoceno |  | Cono de "escupitajos y emplastes" |
|  | Depósitos freatomagmáticos a fondo de barranco |  | Sedimentos del Holoceno |
|  | Coladas lávicas. Holoceno |  | Barrancos |

El extremo SE de esta alineación pleistocénica (Serie III de Fuster) lo constituyen los volcanes del sector de Jinamar, que en buena parte subyacen bajo los materiales de erupciones más recientes. El más notable de ellos es la M.^a Pelada (343 m.), un edificio compuesto, con su amplio cráter abierto hacia el SSE, que parece ser el resultado de una fisura eruptiva NNW-SSE. Al norte del mismo, en la vertiente izquierda del B.^o de Las Goteras, permanecen aún en pie los restos de otro cono volcánico, la M.^a Quemada, el cual ha sido literalmente barrido por la acción erosiva de las aguas de este cauce.

Adosado por la vertiente este de M.^a Pelada, situado sobre el Lomo del Viento, se encuentra un importante depósito piroclástico, muy desmantelado por la acción de las piconeras, que puede responder a la existencia de otro edificio volcánico, cuya identificación y morfologías no es posible reconocer dado el avanzado estado del desmonte.

La alineación de volcanes Holocenos

Al sur de la alineación anterior, aunque imbricándose con ella en el sector de Jinamar, la actividad volcánica ha construido otra alineación más moderna, compuesta por seis aparatos eruptivos dispuestos de NW a SE, sobre un espacio longitudinal de siete kilómetros, aproximadamente. Estos son: El Monte Lentiscal, El Pico y Caldera de Vandama, M.^a Rajada, Sima de Jinamar, M.^a Cuesta de Las Gallinas y la M.^a del Gallego, en el extremo más suroriental. De todos ellos el mayor y más complejo es el edificio de Vandama, que ocupa una posición central en el conjunto de la alineación.

Descripción morfológica del Monte Lentiscal⁴

Este volcán stromboliano apareció en la vertiente derecha del B.º de Guíniguada, apoyándose en el cauce del mismo, cerrando el paso a las aguas que por el discurrían, como si de una presa se tratara (fig. 25 y 26 a).

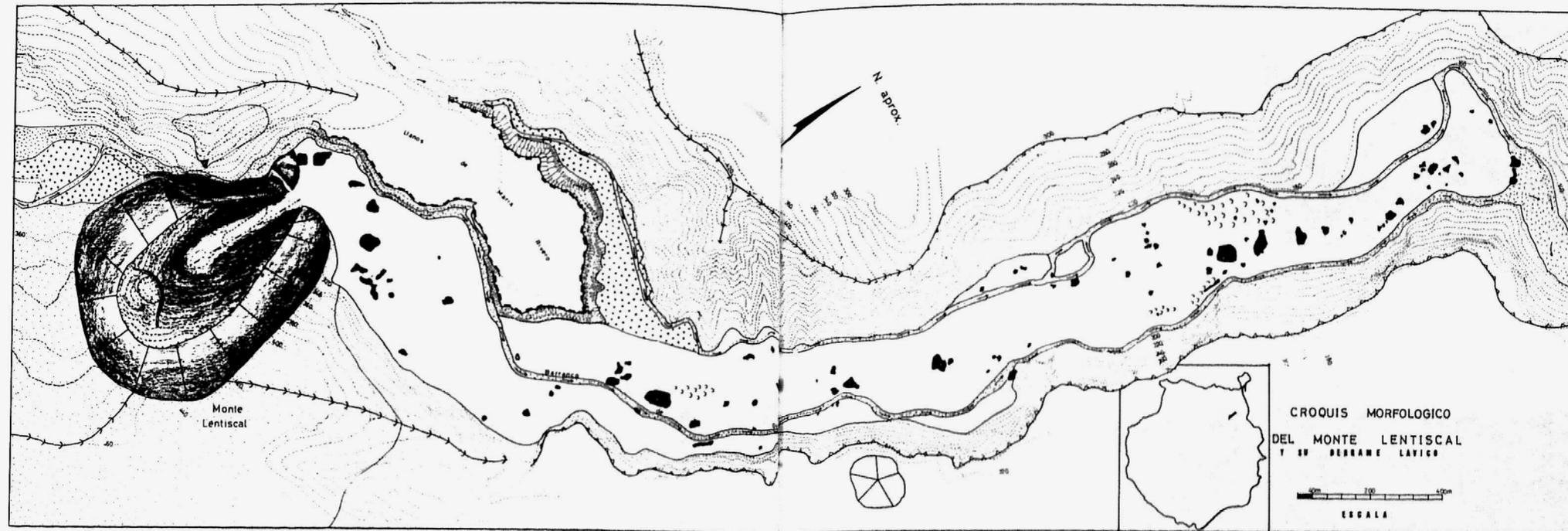
La morfoestructura del cono presenta una silueta en herradura muy marcada abierta claramente hacia el norte. Un eje longitudinal norte-sur de unos 560 m. parece obedecer no sólo a la inclinación de la topografía previa, sino quizá también a la apertura de la fisura que da lugar a la erupción con esta directriz, que como veremos más adelante, aparece localmente en varios conos de esta alineación.

⁴ La toponimia sobre este volcán es variada y, por tanto, confusa, al menos desde el siglo XIX. En la obra de Webb y Berthelot (1839, pp. 106) ya se entra en discusión sobre la misma, utilizando los topónimos de «Pico de la Angostura» y el de «Cueva de los Frailes». El primero, que se conserva en un barrio que ocupa aquellos alrededores, parece adecuado a la topografía dado el paso «angosto» que la aparición del volcán ocasiona. Sobre el segundo topónimo, Cuevas de los Frailes, entresacamos el siguiente texto de la «Historia de las Islas Canarias», de Agustín Millares Torres, que muestra su fundamento en el siguiente hecho histórico: «A este tiempo (1484) dos frailes de la Orden de San Francisco que se encontraban en el Real, deseando evitar toda efusión de sangre y creyendo que por razón de su ministerio estaban obligados a predicar la paz y solicitar el perdón de los engañados isleños, se ofrecieron a salirles a su encuentro y convencerles de la inutilidad de su empresa.

Accedió a sus ruegos el General (Vera) y los dos frailes, llamados Diego de las Cañas y Juan de Nebrija, emprendieron solos su misión dirigiéndose al vecino bosque del Lentiscal, que se extendía desde Tafira a Satautejo y donde al parecer se hallaba reunido el grueso de los isleños insurrectos.

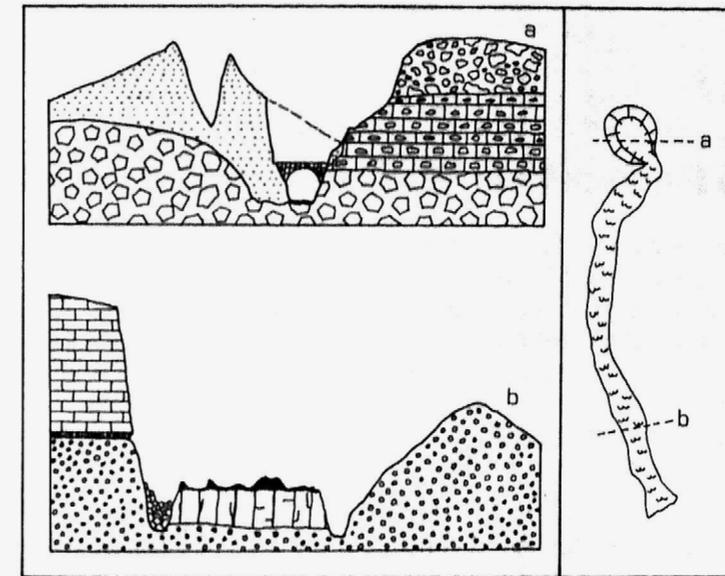
En efecto, estaban éstos acampados sobre una altura que domina el cauce del Guíniguada al abrirse paso por un estrecho desfiladero del distrito del Dragonal, y allí principiaron a exhortar a los indígenas, rogándoles en nombre del verdadero Dios dejaran las armas y se sometieran a la dominación castellana. Pero exasperados los canarios con el recuerdo de sus pasadas ofensas, y tomando por miedo aquel acto de caridad evangélica, se apoderaron de los religiosos y, llevándoles al borde del precipicio, los lanzaron desde lo alto del barranco. Desde entonces aquel sitio es conocido con el nombre de «Cuevas de los Frailes» (libro octavo, pp. 93-94).

Evidentemente, el nombre de Monte Lentiscal proviene del bosque del mismo nombre que también se cita en el texto y que abarcaba originalmente una zona más amplia. La existencia de lentiscos (*Pistacea lentiscus*) como matorral dominante en los bordes y cráter del volcán hace que el mismo siga siendo apropiado en la actualidad.



- Cono de escorias y lapillis
- Borde de cráter
- Cono de explosión
- Eje fisural del cráter
- Fractura de asentamiento
- Sombrero piroclástico pleistoceno. Serie III de Fuster
- Montes de lapillis
- Colada cubierta con "tierras de prestamo"
- Bloques erráticos
- Melones. Superficies lenticulares "ma"
- Mesa volcánica
- Crestas. Líneas divisorias
- Borde de escarpa
- Barrancos. Incisiones erosivas
- Terrazas de sedimentos aluviales holocenas
- Aluvial reciente

Figura 25. Croquis geomorfológico.



- Desprendimientos actuales
- Piroclastos recientes
- Colada basáltica reciente
- Basaltos de la Montaña de Tafira. Pleistoceno
- Coladas y aglomeraciones, Roque Nublo. Plioceno
- Terraza de Las Palmas. Mioplioceno
- Fonolitas. Mioceno

Figura 26. Perfiles geológicos.



Foto 30. Cráter en herradura del Monte Lentiscal. El arco izquierdo aparece seccionado por la erosión fluvial.



Foto 31. Un "conelete de explosión" y un dique transversal al eje N-S del cráter, ocupan la parte superior del volcán de Lentiscal.

Foto 32 y 33. Bombas fusiformes y almendradas en el Monte Lentiscal. La de la derecha presenta "corteza de pan".



Las paredes interiores del cráter, muy inclinadas, muestran superficies casi lisas de escorias soldadas que manifiestan numerosos rasgos fluidales, mientras que las vertientes externas del cono presentan piroclastos de escasa granulometría, al igual que los que constituyen los extensos mantos piroclásticos que hacia el sur y SE se imbrican con los de Vandama sin solución de discontinuidad. En los bordes del cráter pueden observarse bombas volcánicas, algunas de las cuales presentan morfología externa en «corteza de pan».

Una fractura de asentamiento de varios metros de salto corta transversalmente al cráter en el sector sur dividiéndolo en dos; la sección norte del mismo corresponde al eje fisural ya descrito, mientras que la sección más meridional presenta un «conelete de explosión» de grandes proporciones, asociado a la fractura, que debió decapitar el edificio durante su paroxismo. La fractura fue después rellenada por los materiales lávicos, que aparecen constituyendo un verdadero murallón que corta transversalmente el cráter, interpretado por Benítez Padilla como un dique⁵.

⁵ BENITEZ PADILLA, SIMON: *Gran Canaria y sus obras hidráulicas*. Croquis explicativo en el Apéndice gráfico. Excmo. Cabildo Insular de Gran Canaria, 1959.

La intensa actividad eruptiva del Monte Lentiscal se pone de manifiesto, por tanto, en su morfoestructura (de casi 200 metros de altura desde el fondo del barranco hasta su cima, y de 580×650 de diámetro menor y mayor), y en la textura de sus materiales que se presentan muy vacuolares, indicando su alto contenido en volátiles.

El derrame lávico que desde el cráter del Monte Lentiscal se emitió, rellenó de orilla a orilla el B.º de Guinguada, fluyendo por su cauce hasta una distancia de 3.800 m. (fig. 25 y 26 b). Aunque el espesor del mismo va en disminución a medida que nos alejamos de la boca efusiva el volumen de lava arrojado es importante, ya que el ancho del cauce podemos calcularlo en una media de 225 m. y el espesor medio de la colada en 6 m.

La característica más singular de esta corriente lávica es el gran tamaño y el número extraordinario de «bloques erráticos» que contiene en su superficie, y que fueron sin duda arrancados del volcán por los múltiples paroxismos explosivos y la violencia de las lavas en su salida. Estos grandes bloques erráticos se encuentran distribuidos a lo largo de todo el flujo lávico, indicando una actividad efusiva-explosiva del volcán muy prologada, que fue desmantelando el edificio en la medida que emitía sus lavas.

Nosotros interpretamos en función de los caracteres morfológicos descritos, que la actividad eruptiva de este volcán construyó primero un edificio de escorias de proporciones parecidas al actual sobre una fisura orientada de norte a sur, con predominio de la actividad explosiva, que fue aumentando en intensidad, dando paso a grandes explosiones que decapitaron el aparato ensanchando su cráter, al tiempo que lavas fluidas arrastraban en suspensión los enormes bloques desprendidos del edificio mediante las convulsiones.

Parece incuestionable que durante el tiempo que duró la erupción predominó un viento de componente N-NE, ya que como hemos comentado más arriba, los depósitos piroclásticos más importantes se encuentran al sur del aparato extendiéndose hasta la Atalaya, imbricados con los piroclastos del volcán de Vandama, mientras que en la vertiente contraria del barranco, muy cercana, conserva sólo una delgada capa piroclástica de poca extensión superficial, que corresponde a los restos del ala izquierda del cono volcánico que se apoyaba en ella.

De gran utilidad para establecer una cronología aproximada de esta erupción ha sido el hallazgo de la terraza sedimentaria que se formó tras este volcán al cerrarse el camino de las aguas por la aparición del mismo. En efecto, este representamiento natural, que también se produjo de parecida forma al cerrar la colada al barranco de Siete Puertas (afluente por la izquierda), permitió la creación de un régimen lagunar y la formación de un depósito lacustre de unos 6 metros de espesor.

Este depósito presenta sus sedimentos perfectamente estratificados y está compuesto de arcillas finas, de granulometría muy homogénea, dispuestas en delgadas capas separadas en ocasiones por finas barbas blanquecinas, que pueden corresponder a precipitaciones de carbonato cálcico. Es evidente que un depósito de estas características debe ser estudiado con más detenimiento y por un equipo interdisciplinar que pueda acometer el tra-

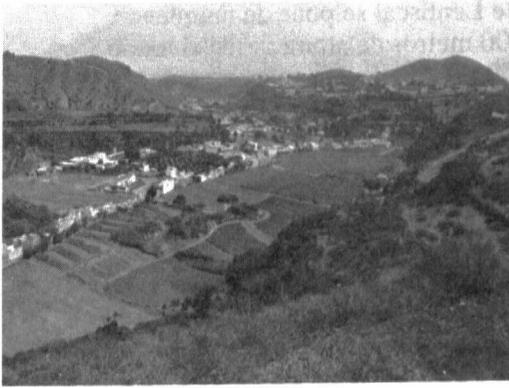


Foto 34 y 35. Dos aspectos de la colada del Monte Lentiscal. Arriba, los malpaíses han sido ocupados por terrenos agrícolas de entre los que destacan "bloques erráticos". Abajo, abundancia de grandes bloques erráticos y zonas de malpaís con un grado inferior de ocupación humana.

Foto 36. Aspecto de la terraza lacustre ocasionada por la aparición del Monte Lentiscal en el Barranco de Guinguada.



Foto 37. En los últimos tramos, la colada aparece levantada sobre el cauce actual.



bajo desde distintas ópticas. No obstante, nosotros interpretamos que se trata de un depósito formado durante la existencia de un periodo climático más húmedo que el actual, que favorecía una situación de biostasia con amplia cobertura vegetal en la Cuenca alta del Guinguada y lluvias más tranquilas y prolongadas a lo largo del año, de tal manera que el barranco debió llevar aguas tranquilas continuamente, que transportaron en suspensión las arcillas allí depositadas, junto a ligeros restos vegetales. Las bandas delgadas de carbonato cálcico señalan periodos más secos que deben corresponder a estaciones secas o a periodos de años de mayor aridez.

El espesor del depósito no está relacionado sólo con la duración de este periodo más húmedo, que debe corresponder al corto pluvial neolítico (6.000-4.000 B. P.), sino también con la resistencia del muro de escorias y lavas que taponaron el barranco. Como las diferentes capas sedimentarias superpuestas presentan las mismas características morfológicas y granulométricas, hemos de deducir que este volcán entró en actividad durante el

«pluvial neolítico» y el muro de escorias —el volcán— fue barrido antes de que terminase esta corta pulsación climática húmeda. En otras palabras, la cronología aproximada de esta erupción del Monte Lentiscal debe establecerse provisionalmente entre 6.000 y 4.000 B. P.

A partir de ese momento, el clima ha tendido hacia un período más árido con el predominio de lluvias torrenciales y largas estaciones secas, lo cual aumenta la capacidad de carga del barranco (que es alimentado abundantemente por derrubios al estar las vertientes más desnudas, con una cobertura vegetal más rala), mientras que el descenso del nivel del mar tras la transgresión Holocena, ha permitido la reexcavación del cauce. Ambos hechos, junto a las peculiares características de las estructuras volcánicas, han facilitado enormemente el trabajo de la erosión lineal, que se ha abierto camino rápidamente a lo largo de toda la colada.

Se han abierto fundamentalmente dos incisiones erosivas, que corresponden morfológicamente a estrechas gargantas de erosión fluvial encajadas en la mayor parte de los casos en los ejes laterales de la colada. Las razones de este encajamiento lateral a las coladas de las nuevas incisiones erosivas debe buscarse en:

a) La superficie de escorias poco compactadas que por razones de contacto con otra formación se produce en los bordes del flujo lávico, y sobre todo en

b) Las diferencias de resistencia y dureza entre las nuevas rocas y las preexistentes.

Este mecanismo de incisión lateral a las coladas, que puede aplicarse también a los grandes barrancos excavados entre formaciones geológicas diferenciadas (como ocurre en este mismo caso para el barranco de Guiniguada en este sector), sólo parece romperse en función de la pendiente más acentuada y de los trazados meandriformes de los barrancos. El estudio del trazado de los tajos erosivos en el croquis morfológico (fig. 25), demuestra como efectivamente el trazado de los escarpes de los Llanos de María Rivero suponen una clara orientación de las aguas que son impulsadas por la dirección del escarpe a cortar transversalmente la colada. Da la impresión de que la mayor pendiente del centro del cauce antiguo va a facilitar el trabajo de zapa, permitiendo un cambio de rumbo de las aguas y el corte de la colada en dos secciones, hasta que finalmente, y coincidiendo con una nueva desviación de las vertientes del barranco, el cauce se encaja en el borde derecho de la colada, entre ésta y los depósitos de la Terraza de Las Palmas, para no abandonarlo más.

Si la labor de «zapa», tanto lateral como en el contacto con el lecho anterior por el que discurre la colada, se ve facilitada por las razones expuestas, una vez abierta la incisión resulta más fácil el desmonte: en efecto, las diaclasaciones prismáticas producidas durante el enfriamiento por retracción de las lavas facilitan los desprendimientos gravitacionales de los bordes de la colada, que serán arrastrados sobre los nuevos cauces durante las crecidas torrenciales. Nótese al tiempo que en estos canales se produce un aumento de la velocidad y del volumen de las aguas fluviales, ya que el nuevo lecho

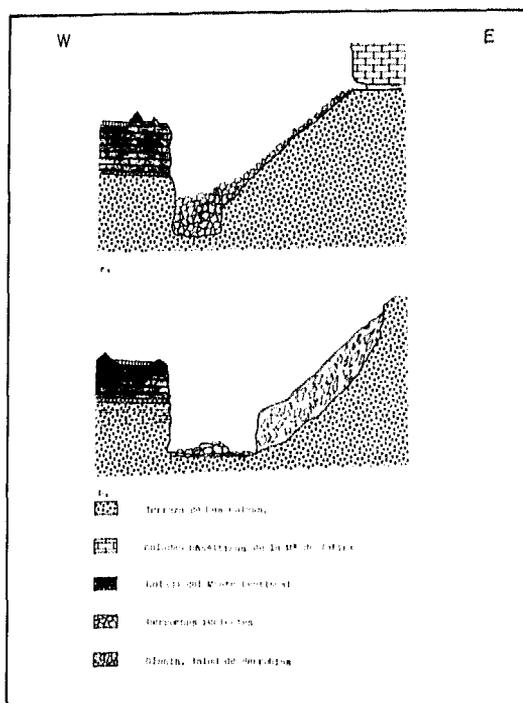


Figura 27. Cortes en el tramo inferior del Barranco de Guiniguada a la altura del Monte Lentiscal y su derrame lávico.

tiene pocos metros de sección (menos de 6 en la mayor parte del mismo) frente a los 200 m. que hemos calculado para el paleocauce anterior a la erupción. Este aumento del volumen de las aguas y de su velocidad permite el barrido de los materiales derrumbados.

En el primer tramo de la colada, las nuevas incisiones abiertas por el B.^o de Guiniguada (encajado en el eje derecho de la colada) y por el B.^o de Siete Puertas (en el eje izquierdo), se han realizado hasta el nivel del paleocauce anterior a la erupción, pero en el último tercio del derrame lávico la incisión se ha encajado algunos metros, dejando la colada muy en resalte por encima del lecho actual. Este encajamiento puede atribuirse, como ya hemos comentado más arriba, a la respuesta retardada de la erosión fluvial frente al descenso del nivel marino Holoceno, que han dejado algunas terrazas en los tramos finales de los principales barrancos de la isla.

En la fig. 27 hemos representado esta reincisión del cauce. En la fig. 27 a, un derrumbe desprendido desde las coladas de M.^a Tafira obtura el B.^o de Guiniguada. En la fig. 27 b, un talud de derrubios es cortado por la incisión, pero su instalación se relaciona con otros derrumbes que al impedir el paso de las aguas permiten su formación. Nótese cómo en ambos casos, la colada del Monte Lentiscal se encuentra levantada sobre el cauce actual, excavado en los sedimentos de la Terraza de Las Palmas.

Hemos de concluir que la actividad erosiva se manifiesta con mucha rapidez en los terrenos volcánicos, permitiendo, sobre todo, el establecimiento de

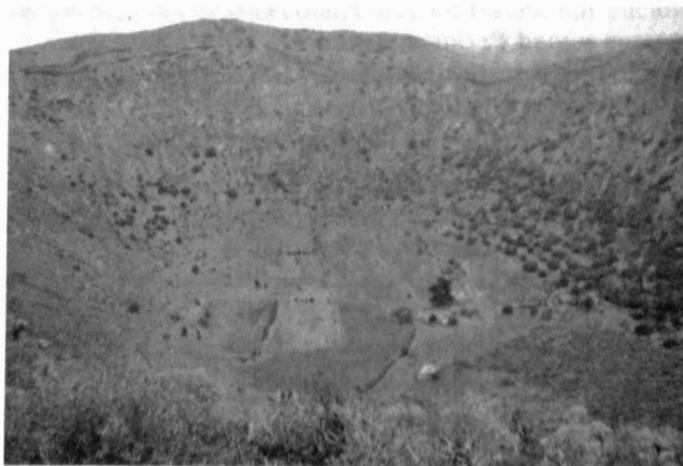
incisiones fluviales. Por otra parte, los procesos de meteorización sólo se manifiestan de forma incipiente en las faldas y pies del edificio volcánico, en donde se acumulan además los materiales lavados de las vertientes y partes más altas, como ocurre en La Isleta. En éstas, los materiales conservan el aspecto de una gran frescura. Los procesos de meteorización química son más rápidos en las superficies de las coladas, especialmente en las partes más deprimidas. La superficie de la colada del Monte Lentiscal conserva algunos sectores de escasa extensión en donde aún puede observarse los restos de los malpaíses que la constituían. Aunque es posible que las partes más expuestas y deprimidas de los mismos se encontrasen meteorizados, nosotros creemos que en realidad esta colada ha sido cubierta en su mayor parte por labores de sorriba, utilizando tierras de préstamo, como así hemos podido comprobar, en las labores de acondicionamiento del Jardín Canario Viera y Clavijo, aunque no hemos podido conseguir documentación histórica que señalase en qué época comenzó la colonización humana de esta superficie de lavas que todavía conserva en su tramo final el nombre popular de «maipez». Los bloques escoriáceos se presentan, por otra parte, en perfecto estado de conservación, tapizados en las partes más favorecidas de la humedad por una capa de líquenes, y colonizadas sólo por las plantas fisurículas que se alojan en sus grietas.

El cono volcánico se encuentra desmantelado en su ala izquierda, que quedó seccionada al abrirse camino a través de ella el B.º de Guiniguada. El estrecho tajo resultante muestra un corte del volcán constituido por un gran escarpe, unos 100 m. de altura, de escorias rojas y lapillis, poco compactados, con abundantes cuevas producidas por los continuos desprendimientos, algunas de las cuales fueron ensanchadas al establecerse en ellas unas viviendas hasta hace poco años.



Foto 38. Borde de la Caldera de Vandama y el pico del mismo nombre. Vista desde el SW.

Foto 39. Caldera de Vandama.



La caldera y el pico de Vandama

Estudios previos

Ocupando el centro geométrico de la alineación de volcanes que venimos estudiando, se encuentran la Caldera y el Pico de Vandama, distantes 3,5 km. del monte Lentiscal, situado al NW, y a la misma distancia aproximada del conjunto formado por los volcanes de Jínamar, al SE.

Es éste, el aparato de mayor envergadura y el de génesis más compleja de todo el volcanismo reciente de Gran Canaria. Esta morfoestructura de origen poligénico, localizada a pocos kilómetros de Las Palmas, cuya altura lo convierte en la mejor atalaya paisajística de esta parte de la isla, ha atraído la atención de la mayor parte de los geólogos que la han visitado. En efecto, desde que Leopoldo Von Buch describiera por vez primera en 1825 algunos de sus caracteres, numerosos han sido los estudios realizados, tendiendo fundamentalmente todos ellos a resolver el problema de su origen. Esto hace, que a través de la lectura de los mismos, sea posible seguir la evolución de las distintas hipótesis que a nivel general se han venido aplicando por la ciencia volcanológica para explicar la génesis de las calderas.

Podemos agrupar las hipótesis en tres grandes bloques:

Los cráteres de levantamiento

La teoría más antigua es anterior a la observación de una erupción volcánica en vivo y fue expuesta por Von Buch. Consiste en la hipótesis de los «cráteres de levantamiento», mecanismo que en realidad nunca se ha producido, siendo más el resultado de la imaginación que de la actividad volcánica. No obstante, esta misma teoría fue mantenida también por Webb y Berthelot en 1839 y más tarde por Salvador Calderón, quien la expone de la siguiente manera: «Examinando de abajo a arriba el muro circular (de las paredes de la caldera), se advierte que está constituido por dos formaciones (...): componen la primera (la más baja), sin duda muy antigua, las brechas gruesas mencionadas en el catálogo, cuyos cantos formados por lavas y tobas feldespáticas, conservan marcadamente sus ángulos, lo cual se opone a todo

supuesto de origen acuoso, y cuyo tinte verdoso sucio y de tierra de siena difieren singularmente del de todas las rocas volcánicas; la otra formación es, por el contrario que la inferior, muy moderna y está constituida por lechos de lava, lapilli y escorias de naturaleza basáltica (...). Parece indudable, contemplando tan notable accidente, que las dos divisiones arriba enumeradas, se esparcieron en lechos horizontales poco más o menos, y que más tarde fueron elevados bajo la forma de cúpula, de la que es el centro La Caldera, y que el agente que determinó esta transformación fue la última recrudescencia de la actividad interna del astro que en épocas tan separadas dejó las dos series de materiales.» (Calderón, S., 1876, pp. 30).

El segundo grupo de trabajos se reúnen en torno a la "hipótesis de hundimiento"

Al igual que Von Buch, José González y Gutiérrez Palacios entendió la alineación como una estructura única, y sugirió en función de ello un origen de hundimiento para la caldera, que según su criterio habría contenido en su interior un lago de lava, cuyo descenso al término de la erupción sería la causa de tal accidente negativo (1910, pp. 103 y ss.).

También Macau Vilar es partidario de explicar la génesis de la caldera a partir del «típico caso de una caldera de hundimiento con volcán lateral», a través del cual se habría vaciado la cámara magmática situada bajo la depresión actual. Macau fundamenta esta hipótesis, además, en la existencia de «dislocaciones multidireccionales» que dice haber observado en la colada que se emitió desde el cráter del Pico de Vandama, como efecto de diversas roturas producidas por las hondas sísmicas resultantes del colapso (1959, pp. 11).

Hipótesis que consideran la interacción agua-magma

Por su parte, Hans Hausen separó la génesis de la caldera de la del Pico de Vandama, el cual sería de construcción reciente, mientras que la caldera se habría formado durante el cuaternario. Respecto a la segunda, a la que este autor encuentra aspecto de «maar», propone que su génesis está relacionada con una explosión de origen freático. «Los necesarios materiales volátiles (para que esta explosión se haya producido) pudieron haber sido adquiridos del agua subterránea que empapase el basamento de la isla. El límite de impregnación del agua basal está a dos centenares de metros bajo la caldera» (1960, pp. 163,4).

La separación temporal entre la formación de la caldera y la del volcán de Vandama, queda también señalada en el mapa geológico 1: 25.000 del equipo dirigido por el profesor Fuster (1968), para los cuales la caldera forma parte de la Serie III, mientras que el Pico de Vandama aparece de la Serie IV.

Son partidarios también, de una génesis explosiva de carácter freático, Araña y Carracedo, de cuyo esquema puede deducirse que tal explosión

habría también supuesto la desaparición del edificio piroclástico que se encontraba sobre la caldera actual, del cual es un resto el Pico de Vandama (1980, pp. 40).

Finalmente, es de destacar la opinión sostenida por Benítez Padilla. Este imagina una génesis múltiple en la que relaciona la construcción del Pico, de carácter stromboliano o mixto, con el vaciado de cámaras magmáticas someras, vaciado éste que provocaría el hundimiento de la columna de terrenos suprayacentes —incluyendo parte del edificio stromboliano— y finalmente, una explosión de tipo freático que se originaría al contacto de las rocas que se desplomaron con el magma incandescente (1963, pp. 33). Una secuencia gráfica de estos fenómenos puede encontrarse en este mismo trabajo de Padilla.

Estudio morfológico del Pico y la Caldera de Vandama

El Pico

El Pico de Vandama es el mayor de los volcanes construidos por la actividad reciente de Gran Canaria. Está constituido por la acumulación de piroclastos de granulometría fina (pícones, arenas y cenizas), bien estratificados y depositados en torno a la boca eruptiva, la cual se presenta como un cráter en herradura perfectamente simétrica abierta hacia el NW, en línea con la caldera, situada al sur, y con Monte Lentiscal, localizado en el extremo norte de la misma. Posee unas dimensiones de 375 m. por 250 m., encontrándose su punto más elevado en el borde sur coincidiendo con la cima del aparato, en la cota de 574 m. (fig. 28).

Este cono de lapillis regularmente simétrico se asienta sobre la vertiente norte de una antigua loma de orientación E-W, divisoria de aguas entre los barrancos de Las Goteras, al sur, y el de los Hoyos, al norte, situándose su límite inferior sobre la falda de una pendiente que descendía desde los 400 m. sobre la loma, hasta los 300 m., aproximadamente, en que se encontraba el fondo del valle, al pie de la misma. El desnivel máximo es, pues, de 274 m. sobre el barranco de los Hoyos. Sus fuertes pendientes (35°-40°) caen sobre los pequeños valles que la rodean al oeste y este, y en la vertiente sur se desploman hasta el fondo de la caldera.

Es un volcán de tipo mixto pero con bastante predominio de la actividad explosiva que, aparte de construir el cono, depositó en un área muy extensa (que combinada con los piroclastos de Monte Lentiscal hemos calculado en unos 25 Km²) un manto de lapillis, cuyo espesor medio se aproxima a cuatro metros, quizá por defecto. La cubicación de las dimensiones del cono y manto de lapillis nos dan unos volúmenes aproximados de 58.000.000 m³ y 0,1 Km³, respectivamente, constituyendo el campo de piroclastos más extenso de la isla.

En efecto, toda la comarca comprendida entre Tafira, La Atalaya, el B.º de Telde y Jínamar se encuentra cubierta por estos depósitos piroclásticos que cubren todas las lomas con espesores variables, rellenan los fondos de las vaguadas y los barrancos de los Hoyos, San Roque y Las Goteras, cons-

truyen taludes apoyados sobre los escarpes de este último barranco y tapizan en general las vertientes, salvo en aquellos casos en los que éstas no han permitido su acumulación dada su elevada pendiente.

La actividad explosiva se combinó durante un período de la erupción con la emisión de lavas fluidas basálticas que, formando una colada, rellenaron el B.º de Los Hoyos hasta alcanzar una longitud de 2 Km.

La efusión de la colada estuvo acompañada en los primeros momentos por fuertes explosiones que fragmentaron las paredes inferiores del cráter facilitando el arrastre de grandes bloques, alguno de los cuales puede observarse sobresaliendo de los piroclastos, barranco abajo. En relación al volumen y superficie total de los materiales expulsados por este volcán, las lavas fueron poco importantes, se emitieron en un momento avanzado de la erupción que, de cualquier forma, retomó su actividad explosiva cubriendo a su vez la colada con un manto de picones de espesores muy variables en función de la morfología superficial de la misma. Se trataba, sin duda, de una superficie de tipo «aa» o malpaís, que presentaba «abombamientos» o grandes «túmulos» de desgasificación, como los que aparecen al NW del cráter, depresiones intralávicas y abundancia de bloques escoriáceos, y un perfil transversal convexo cuyo diámetro oscila entre 250 y 500 m. Todas estas observaciones están deducidas de la observación de la fotografía aérea y de nuestro trabajo de campo, pero quizá quedan mejor definidas por el habla popular que denominó estos parajes con el nombre de «Los Hoyos». En efecto, la superposición de los piroclastos a esta superficie irregular del malpaís ha tenido como consecuencia la adaptación de los mismos a los diversos accidentes lávicos, al tiempo que la existencia de concavidades, abundantes grietas y, posiblemente, tubos volcánicos han funcionado como sumideros que son los verdaderos responsables de los hoyos.

El depósito de mayor espesor de los piroclastos se estableció al sur del cono, sobre los Llanos de la Atalaya, alcanzando espesores de 20 a 30 m., cuyo perfil puede distinguirse actualmente constituyendo el borde superior del escarpe de la Caldera.

La Caldera: fisiografía, discordancias, fracturas y depósitos

Adosada a la vertiente sur del cono stromboliano, La Caldera de Vandama es una depresión en forma de tronco de cono invertido, ligeramente elíptica, cuyos diámetros oscilan entre 1.100 m. y 850 m. de NW a SE y de ENE a WSW, respectivamente, a la altura de los bordes. Los diámetros en el fondo oscilan entre 300 y 200 m. La cota de los 400 m. cierra prácticamente todos los bordes a excepción de los collados que coinciden con vaguadas preexistentes a la erupción, que drenaban lateralmente la loma y que poseen, girando de NE a SW, 386 m. y 404 m. (al este), y 387 m. la situada más al sur. Los puntos más elevados se alcanzan en el borde oeste, con 460 m. y 442 m. al SE. El perímetro alcanza los 3 Km.

Las paredes de la caldera, muy escarpadas, con un desnivel medio de 200 m. y máximo de 243 m. al oeste, están formadas por mantos muy potentes de

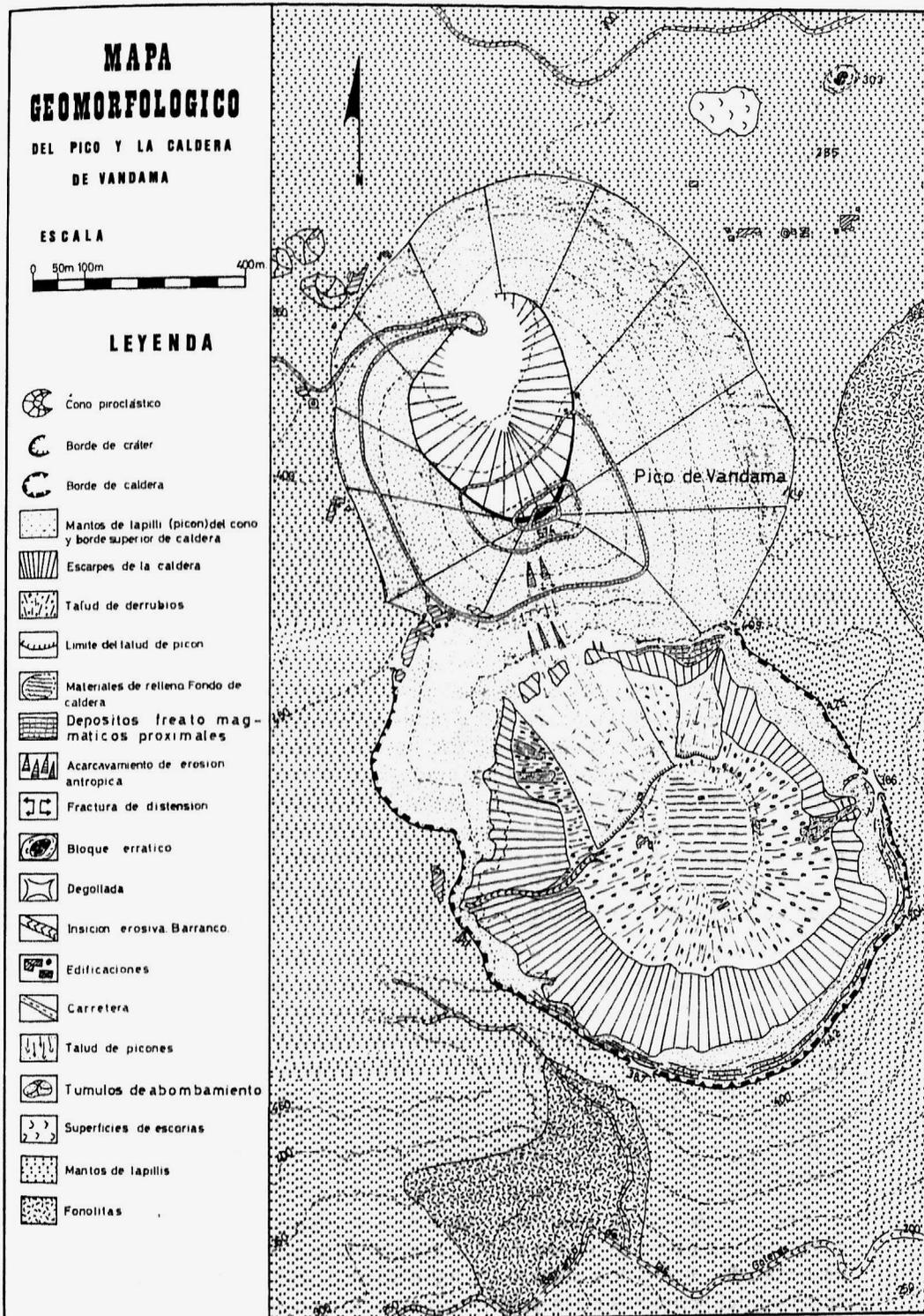


Figura 28. Mapa geomorfológico del Pico y la Caldera de Vandama.

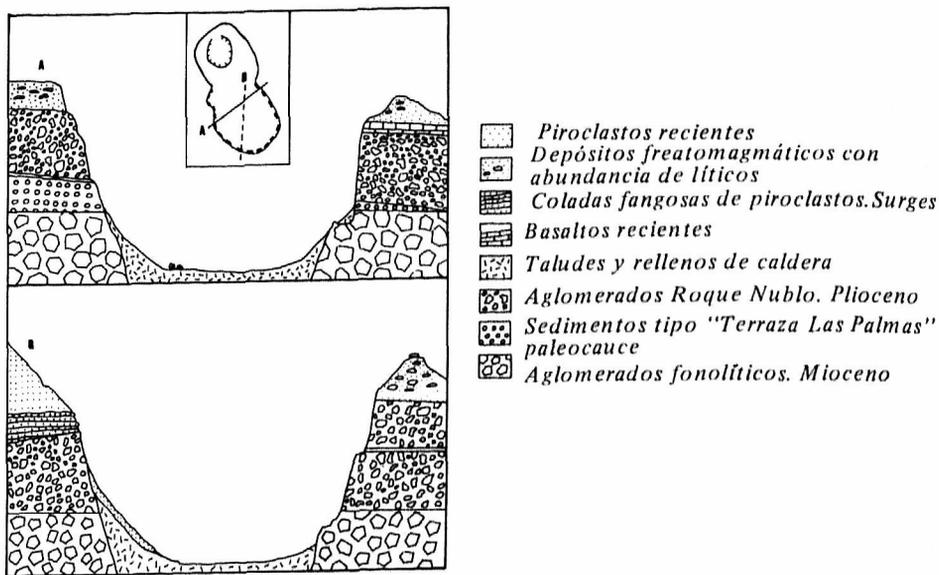


Figura 29. Perfiles geológicos de la Caldera de Vandama.

aglomerados, tobas fonolíticas, exactamente iguales que los que constituyen la topografía exterior a la caldera en esta parte de la isla, como hemos descrito más arriba.

Las partes más elevadas de estos escarpes (ver fig. 29) presentan en todos los bordes un manto de piroclastos perfectamente estratificados, en discordancia con los aglomerados sobre los que descansan. Esta discordancia es alterada por la intercalación entre ambas formaciones de una delgada colada basáltica, que puede distinguirse en la pared este, bajo los piroclastos (fig. 29a) y por un depósito de tobas basálticas cementadas por una matriz arcillosa, que ocupan una vaguada que se abría desde la loma hacia el norte, y se presentan con una estratificación bellísima (fig. 29b). En ellas está excavado un yacimiento arqueológico aborigen de indiscutible interés.

Otra discordancia se encuentra en el escarpe oeste, en donde se observa un interesante depósito sedimentario de cantos rodados cuya estructura y posición estratigráfica entre las fonolitas y los mantos aglomeráticos del período Roque Nublo, sugieren que se trata de un lecho de barranco contemporáneo a la formación de la Terraza de Las Palmas en el Plioceno. Su inclusión en esta pared oeste parece importante desde el punto de vista de la erupción que estudiamos, dado el papel de suministrador de agua que haya podido jugar de cara a la interrelación de agua magma en el conducto ascendente.

Los escarpes de la caldera no presentan en general fracturas ni fallas. Sólo en el escarpe este, puede distinguirse una gran grieta de distensión, que ha separado en dos los mantos de aglomerados, como en respuesta a un aumento del perímetro de la caldera. En el lado opuesto a esta fractura distensiva se ha excavado la única incisión erosiva que retoca mínimamente la morfología de esta depresión.

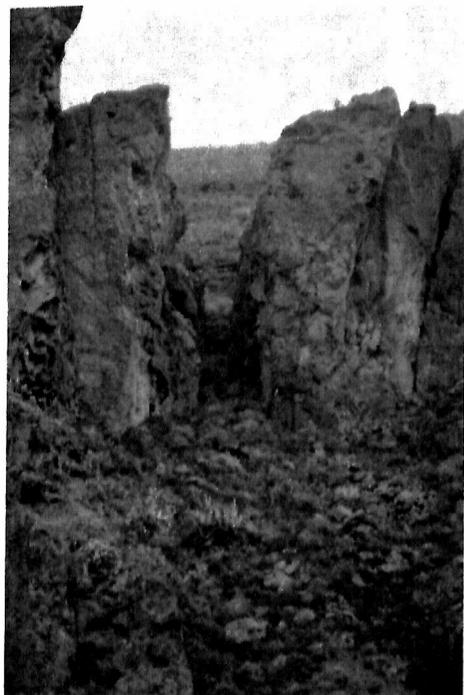


Foto 40. Fractura de distensión en la pared este de la caldera.

Potentes taludes de derrubios se apoyan sobre el fondo plano de la caldera (217 m.), especialmente en los pies de los escarpes oeste, norte y este, siendo de menor envergadura o inexistentes al sur. Los mismos no presentan estratificación, están compuestos por derrubios heterométricos sin ningún tipo de encostramientos o cualquier otra discontinuidad que pongan en evidencia datos paleoclimáticos. Sin duda, los fuertes escarpes, el carácter fácilmente deleznable de los mantos de aglomerados y el clima dominante han provocado su rápida construcción.

Hay que eliminar las hipótesis que sugieren el colapso de una buena parte del Pico de Vandama en el momento de la formación de la Caldera, ya que el picón es una fracción despreciable frente al volumen de derrubios que constituyen el fondo de la misma. Por otra parte, eliminar también toda creencia de que el pico de Vandama puede ser posterior a la formación de la depresión, ya que de ser así la hubiera colmatado con los lapillis o al menos rellenado parcialmente.

Sólo son importantes los piroclastos en el talud situado bajo el escarpe norte, al pie del volcán. En este lugar, el talud de derrubios fonolíticos se encuentra cubierto por un talud de «creeping», que, por otra parte, es constantemente alimentado desde el Pico de Vandama por los fenómenos de microsismicidad motivados por el tránsito de vehículos en la carretera allí construida. En un estudio de campo detallado hemos presenciado y escuchado lo que podríamos conceptuar como verdadera «lluvia de picones». También la fractura distensiva que hemos mencionado para el borde este de la depresión facilita el paso de los piroclastos que, sin embargo, ocupan muy poca extensión sobre el talud, a modo de una «lengua de deslizamiento».



Foto 41. Depósitos de "surges" proximales, bajo el Pico de Vandama y muy estratigráficos. Las discordancias señalan que ocupan una vaguada anterior a la erupción.



Foto 42. Tobas basálticas de matriz arcillosa y muy estratificadas, bajo el Pico de Vandama.

Grandes «bloques de desprendimiento» —especialmente de los aglomerados Roque Nublo— han rodado sobre los taludes al desprenderse de las partes altas de los escarpes, indicando una actividad destructiva más intensa en las vertientes norte y oeste.

Los depósitos freatomagmáticos

Desde los bordes de la Caldera hasta el Barranco de Telde, los piroclastos de caída —fall— se encuentran intraestratificados en una formación de caracteres morfológicos complejos: son los depósitos originados por explosiones de alta energía que ocupan una lengua de 4,25 Km. de eje mayor por 2,25 Km., aproximadamente, de eje menor, variable tanto en espesor como en texturas y morfologías entre los 50-30 m. los más proximales y los 2 m. los distales. Espesores intermedios alcanzan los 7-8 m. en el Lomo del Seminario. Estos depósitos no se encuentran al norte ni este ni oeste, por lo que su posición y forma genérica abiertos en abanico inducen a confirmar su carácter de «oleada piroclástica» de tiro dirigido.

Depósitos proximales

Bajo el Pico

Ya hemos mencionado la existencia de unos depósitos de caracteres freatomagmáticos situados en el borde superior de la pared norte de la Caldera, instalados en una barranquera radial preexistente a la erupción que nos ocupa.

El corte de estos depósitos, con figura de triángulo invertido, posee un eje vertical próximo a los 100 m. y otro horizontal de más de 500 m., mostrando una bella y compleja estratificación.

Los estratos, de espesores que oscilan entre varios metros y algunos

decímetros, más potentes en la base, están compuestos por piroclastos básicos englobados en una matriz fina de aspecto arcilloso que es a veces dominante. Reflejan las capas notable fluidez en su desplazamiento, semejante a coladas de piroclastos y barro. Los caracteres morfológicos más sobresalientes son ondulaciones, pliegues, engrosamiento de los mantos, canales en «U» abiertos como resultado de la erosión producida al desplazarse un manto sobre otro y cráteres de impacto producidos por la caída de bombas volcánicas estando aún los mantos en estado plástico. El buzamiento de estas bombas muestra la existencia de diferentes puntos de emisión o de una fisura eruptiva.

Este depósito proximal, cercano a la boca de emisión, debió de construirse en los primeros momentos de la actividad eruptiva. Esta comenzó expulsando los lapillis que se encuentran en la base de la columna estratigráfica para, a continuación, al producirse la interacción agua-magma, alternar a mecanismos explosivos freáticos con emisión de «surges» u «oleadas piroclásticas». Esta alternancia entre mecanismos strombolianos y freatomagmáticos se manifiesta en toda la columna estratigráfica, pero hacia los niveles superiores de la misma se observa un cambio gradual, tanto vertical como horizontalmente, hacia los mecanismos strombolianos que pasan a ser casi exclusivos en la construcción del Pico de Vandama.

El borde de la mitad sur de la Caldera

Ocupando el borde superior del perímetro sur de la Caldera, con espesores locales de más de 40 m., se encuentra otro depósito que refleja secuencias diferenciadas de la participación del agua en esta erupción.

Se caracteriza por la presencia de abundantes líticos, a veces de gran tamaño (1,50 × 60 cm.), intercalados entre los mantos piroclásticos. Estos fragmentos rocosos tienen que ser interpretados como trozos del subsuelo que han saltado por los aires al producirse explosiones de alta energía. Se intercalan, igualmente, delgadas capas que presentan matriz arcillosa cementándolos, si bien aparecen en menor proporción que en el depósito anterior.

En un corte tomado en el borde SW de la Caldera, la secuencia eruptiva muestra la siguiente sucesión:

- Piroclastos de caída —fall.
- Piroclastos con pequeños líticos y bombas volcánicas.
- Piroclastos con fragmentos líticos mayores y muy abundantes.
- Oleadas piroclásticas con matriz arcillosa —surges.
- Piroclastos de caída.
- Oleadas piroclásticas —surges.

Todo este sector abundante en líticos corresponde a la actividad explosiva localizada al sur de la fisura, y nos muestra cómo en las sucesivas pulsaciones explosivas fue abriéndose y agrandándose una depresión de origen freato-magmático, cuyas dimensiones no llegarían aún a ser las de la actual Caldera de Vandama.

Depósitos distales

Al sur de Vandama y hasta el barranco de Telde se encuentra un amplio depósito también relacionado con esta erupción. Su forma se asemeja en el plano a una gran lengua o abanico cuyo eje mayor (NNW-SSE) alcanza 4,25 Km. y su ancho 2.200 m.

Este enorme depósito, cuyos mayores espesores podemos encontrar sobre el Lomo del Seminario (7-8 m. a 700-1.100 m. de la boca emisora), presenta también una distribución en estratos horizontales en los que se intercalan los piroclastos de caída con los «surges» o depósitos de matriz arcillosa. La secuencia eruptiva muestra de nuevo el inicio de la erupción con piroclastos de caída —fall— que ocupan la base del depósito para ir entremezclando alternativamente los mecanismos explosivos relacionados con la interacción del agua.

Más al sur estos depósitos cubren las laderas del B.º de San Roque, a partir de las cuales adquiere más importancia el predominio de la fracción fina, que se presenta en mantos con pliegues de desplazamiento, estratificación cruzada, fenómenos de turbulencia, estructuras onduladas, canales de erosión sobre las capas inferiores y adaptación a la topografía preexistente.

Otra característica morfológica es la relativa compacidad de algunos de estos mantos cuyo grado de soldadura da lugar a la formación de costras piroclásticas de las cuales se obtienen bloques de sillería. Estas costras piroclásticas han jugado un papel protector contra la erosión, al tiempo que un límite claro para la colonización vegetal o los cultivos.

Todo ello indica un alto grado de fluidización de la masa piroclástica, en donde el gas predominante ha sido el vapor de agua sobrecalentado. El transporte de estos materiales se ha realizado en nubes rasantes con fuerte composición horizontal en su desarrollo. La alternancia con los piroclastos de caída nos muestra, asimismo, el carácter pulsante de las emisiones de surges.

Todos estos depósitos constituyen una clara manifestación de explosiones dirigidas radiales. La causa de que se encuentren sólo al sur debe ser relacionada con la doble construcción de la Caldera (de donde proceden) y el Pico de Vandama, cuyo volumen debió servir como escudo que evitó el desplazamiento hacia el norte al tiempo que como pantalla, ocasionando un efecto de cañón orientado al sur.

Depósitos a fondo de barranco

Por último, en los lechos de los barrancos de Las Goteras y de Gracia (afluente de San Roque) hemos encontrado depósitos piroclásticos longitudinales construidos al detenerse el flujo que los desplazó varios kilómetros (3 y 1, respectivamente).

Con una estratigrafía desigual según los sectores, presentan una abundancia de las fracciones finas que sirven de matriz, así como cantos rodados cuya posición varía desde la base de la formación a los estratos más elevados, oscilando la granulometría de los cantos desde pocos milímetros a

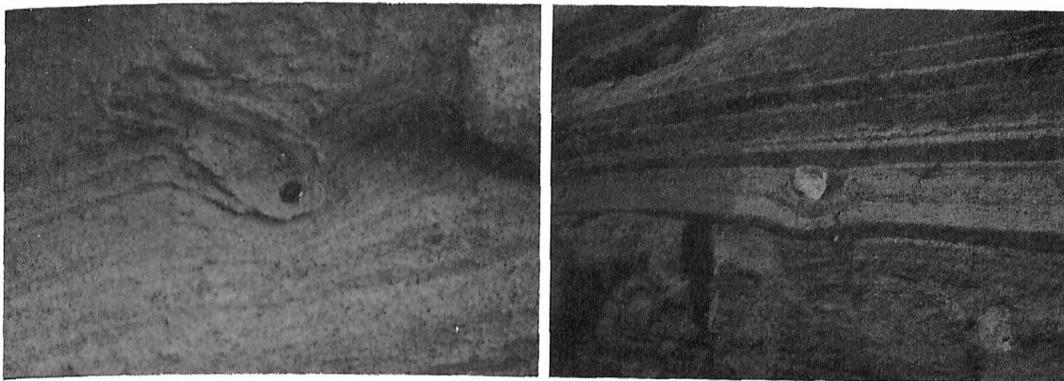


Foto 43 y 44. Cráteres de impacto en los depósitos de "surges" producidos al caer bombas volcánicas sobre los mantos aun plásticos. Nótese la alternancia estratigráfica entre los surges - más claros - y los piroclastos de caída.

cuatro decenas los mayores. Su orientación dentro del depósito parece sugerir el arrastre a partir de un régimen turbulento que se desarrolló al fondo de los barrancos, quizá coincidiendo las oleadas piroclásticas con avenidas de agua en los cauces.

Estos depósitos de surges obstaculizaron los barrancos por los que discurrieron por poco tiempo dada su naturaleza deleznable frente al agua de escorrentía. Por ello, las nuevas barranqueras los han cortado siguiendo ejes centrales a los depósitos (y no laterales como en las coladas) dejándolos en resalte a forma de terrazas fluviales en donde el hombre ha instalado sus cultivos.

La erupción del volcán de Vandama:

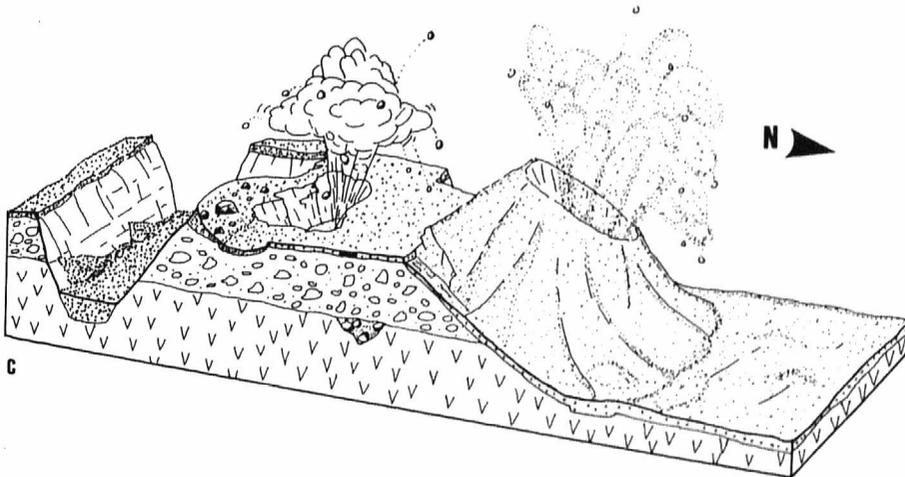
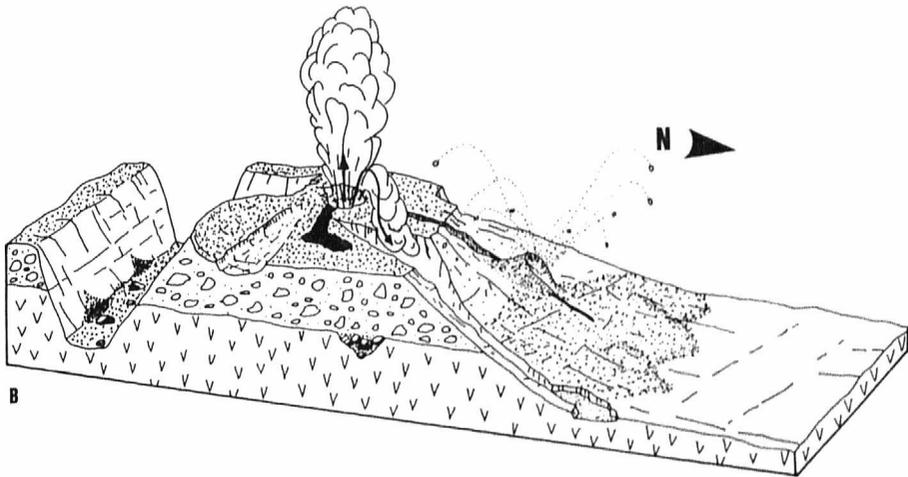
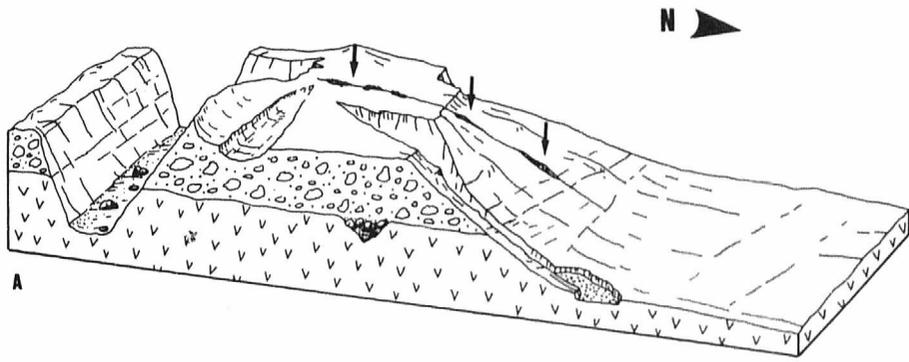
Interpretación de una construcción de mecanismos eruptivos múltiples

La construcción de la Caldera y el Pico de Vandama, a la luz de la información suministrada por los distintos aparatos y depósitos descritos, así como por los caracteres morfológicos del conjunto, es el resultado de una sola erupción volcánica en la que se han combinado distintos mecanismos eruptivos:

- a) Actividad stromboliana con emisión de piroclastos, gases y coladas de lava.
- b) Interacción prolongada y pulsante de agua con la columna magmática que dio lugar a explosiones de alta energía.
- c) Hundimiento de los terrenos como consecuencia del vaciado relativo que en el subsuelo originaron los sucesivos contactos agua-magma. Este colapso se produjo como última fase del proceso.

La secuencia eruptiva que hemos deducido del análisis de los depósitos y sus aparatos es la siguiente:

A. La actividad volcánica comenzó con una fisura eruptiva de orientación N-S que se prolongaba desde el centro-sur de la loma preexistente hasta su vertiente norte. Inicialmente predomina en ella una actividad de tipo stromboliano que deposita un manto de piroclastos en torno a la fisura. Una colada de escaso volumen corre sobre la loma hacia el ENE (fig. 30a).



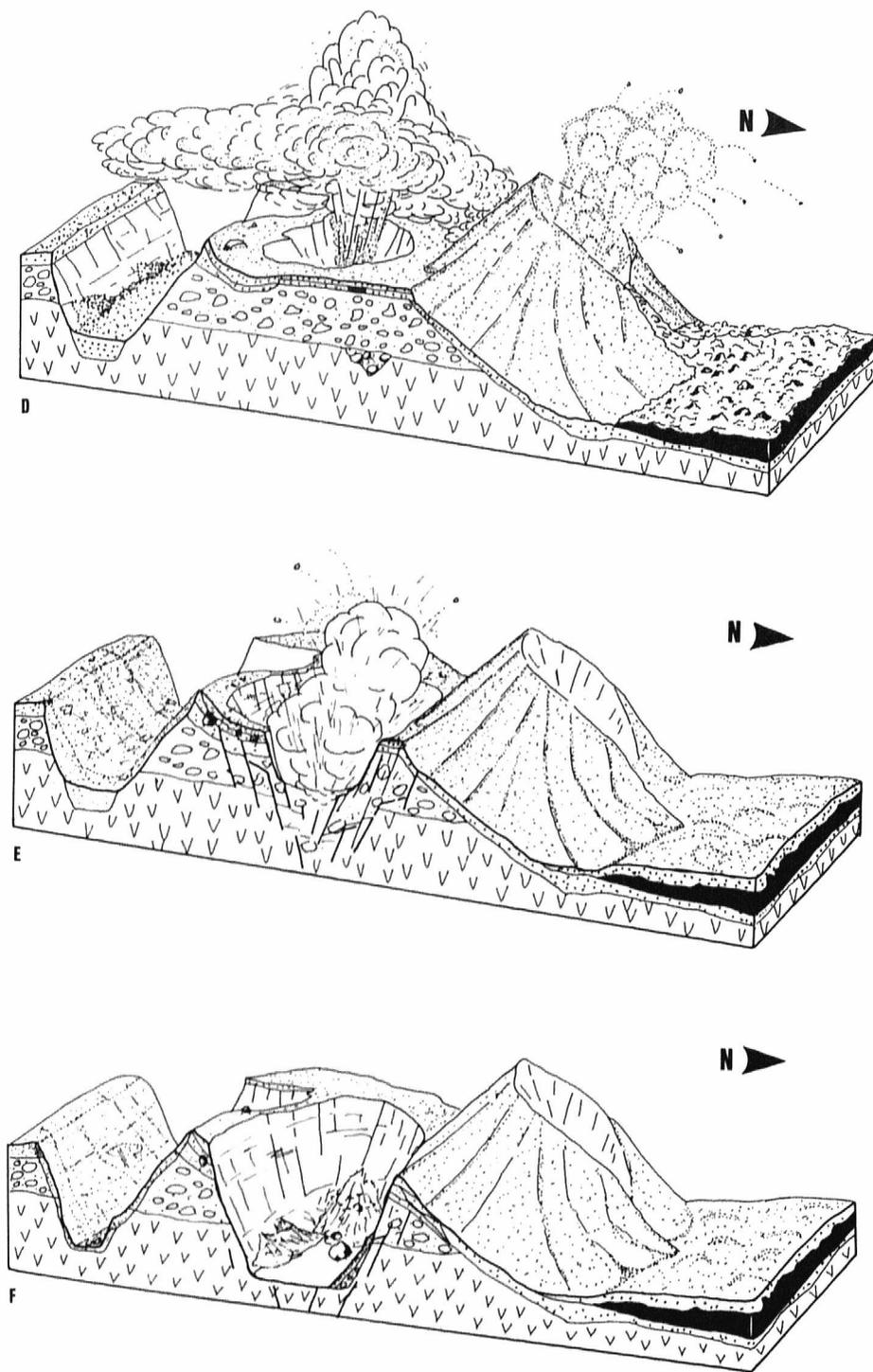


Figura 30. a, b, c, d, e y f. La secuencia en bloque diagrama muestra la sucesión de acontecimientos eruptivos que contribuyeron a la construcción de la Caldera y el Pico de Vandama partiendo de la topografía previa. (En colaboración con el geógrafo Antonio Santana Santana).

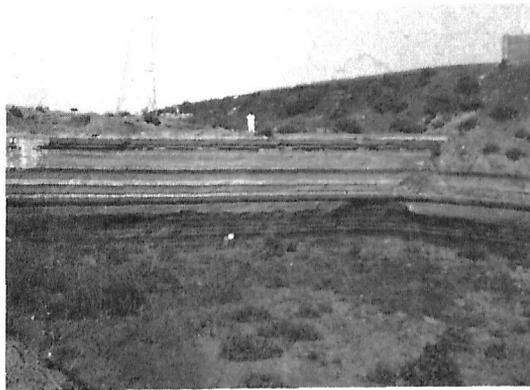


Foto 45. Depósitos distales sobre el Lomo del Seminario, 1 km. al sur del centro eruptivo.

B. Comienza la interacción de agua-magma en el conducto ascendente del mismo. El subsuelo fonolítico, pulverizado por las fuertes explosiones subterráneas ocasionadas por esta interacción, es evacuado al exterior junto a los piroclastos con abundante vapor de agua. Parte de los depósitos resultantes se instalan en un abarrancamiento preexistente orientado al NE de la loma, bajo el Pico actual. Bombas volcánicas, emitidas desde diversos puntos de la fisura, caen sobre los mantos piroclásticos aún plásticos provocando cráteres de impacto, cuyo buzamiento nos indica la orientación de su procedencia (figs. 30b, 43 y 44).

C. La actividad se concentra en dos puntos más definidos: al norte (en la ladera) se fijará una actividad stromboliana que construirá el Pico de Vandama, el campo de piroclastos (situado fundamentalmente en el cuadrante norte y oeste) y emitirá la colada que tapizó el B.º de Los Hoyos. Al sur, sobre la loma, los mecanismos explosivos se combinan frecuentemente con procesos explosivos más violentos, capaces de hacer saltar por los aires el roquedo fragmentado o reducido a polvo, y de provocar oleadas piroclásticas —surge— muy fluidificadas por la presencia de vapor.

Los depósitos producidos por esta actividad se localizan en el borde sur de la Caldera y desde allí hasta el Barranco de Telde. Los más cercanos dan pruebas contundentes de cómo saltaba por los aires el subsuelo, aumentando los fragmentos rocosos en proporción y tamaño, presentando alteración hidrotermal, al tiempo que se abría un cráter de explosión de proporciones cada vez mayores.

En el subsuelo, en torno al conducto ascendente, se iba provocando un vacío relativo de la caja rocosa, en tanto que ésta era triturada y evacuada mediante las explosiones. Los materiales así desalojados constituyen la fracción más fina, la matriz arcillosa (fig. 30c).

D. En el punto de la fisura situado al norte, el Pico de Vandama crece en altura y volumen. Desde su cráter y quizá desde su costado noroeste se emiten lavas que discurrirán por el B.º de Los Hoyos 2,5 Km. Potentes explosiones provocan la fragmentación de parte del cráter. Los bloques desprendidos del edificio son transportados por la colada. El volumen del cono provoca un efecto de pared que impide el desarrollo de las explosiones anulares hacia el norte (fig. 30d).

E. La pulsante actividad explosiva, con intensidades de alta energía, origina oleadas piroclásticas dirigidas hacia el sur. El componente horizontal de estos disparos provoca en los depósitos morfologías típicas de estos desplazamientos. Las oleadas alcanzan el B.^o de Telde al menos, pero la Montaña de Las Palmas actúa de escudo contra el que se estrellan diferentes pulsaciones (fig. 30 e). Las explosiones van fracturando los mantos de tobas fonolíticas y de planchas aglomeráticas que constituyen el subsuelo.

F. Construido el Pico y su colada tal y como lo apreciamos actualmente, abierto un enorme cráter de explosión en la antigua loma, vaciado y fracturado el subsuelo, se produce un hundimiento o colapso de diámetro equivalente a la Caldera actual, cuyas verticales paredes pueden ser interpretadas como labios de falla. Se detiene la actividad eruptiva (fig. 30 f).

Han sido cubiertos de piroclastos más de 30 Km². La morfología de los valles se ha suavizado, los barrancos obstruidos, las lomas realzadas. Se ha construido un cono volcánico de casi 300 m. de altura y se ha formado una caldera cuyo volumen se aproxima a 60.000.000 m³. El peso de la masa rocosa que ocupaba el lugar de la caldera ha sido calculado por Macau Vilar en 830.000.000 de toneladas (Macau, 1959).

Criterios paleoclimáticos

Hemos de hacer, por último, algunas consideraciones en torno a la actividad erosiva y sedimentaria.

Los represamientos ocasionados en el B.^o de Los Hoyos por la colada y en los barrancos de Las Goteras y de Gracia por los piroclastos, fueron abiertos en poco tiempo dado el carácter deleznable de los materiales, especialmente de los mantos piroclásticos que han permitido el paso a la nueva incisión siguiendo ejes centrales a los depósitos. La colada de Los Hoyos se encuentra hoy ligeramente levantada respecto al lecho actual, que ocupa su eje lateral izquierdo.

Ninguno de los tres represamientos ocasionó un depósito lagunar lo suficientemente importante como para llegar a la actualidad. Sólo en el caso de Las Goteras y B.^o de Gracia hemos encontrado restos de un paquete sedimentario en el que se intercalan las arcillas con pequeños cantos rodados, acumulados groseramente y sin estratificar. Las cuñas de estos materiales que se introducen en los «surges» indican la presencia de avenidas cuando éstos se encontraban aún plásticos.

Hemos indicado también la existencia de taludes de derrubios adosados a los escarpes de la Caldera. Ellos son el resultado de los desprendimientos que se realizan desde las paredes, pero no presentan discontinuidades erosivas ni encalichamientos. Su morfología sugiere una construcción reciente en la que el desprendimiento de grandes bloques de las planchas de aglomerados son parte de los últimos acontecimientos.

Más información que nos permita localizar en el tiempo el momento de la erupción de la Caldera y el Pico de Vandama, nos la proporciona el depósito

sedimentario que se encuentra en el tramo final del B.º de Jinamar. Este recibe las aguas de Los Hoyos y Las Goteras.

Se trata de terrazas fluviales levantadas de 3 a 4 m. sobre el cauce actual muy cerca de la desembocadura. El depósito está formado por bandas de arcillas finas no compactadas. El régimen de sedimentación parece ajustarse al de los tramos finales encharcados, defendidos por una barra de guijarros o arena de los embates directos del mar. Intercaladas entre las arcillas se encuentran tres bandas de piroclastos ligeramente rodados que ocupan el sector medio del depósito.

Por su localización y altura sobre el lecho actual, la formación de este depósito debe ser contemporánea a la última transgresión marina o transgresión flandriense. La regresión que le sucede deja el depósito alzado permitiendo su incisión erosiva y conversión en terraza fluvial. Como conclusión a ello puede afirmarse que la erupción del volcán de Vandama tuvo lugar mientras ocurría esta transgresión.

Los volcanes de Jinamar

Al SE de Vandama, imbricándose parcialmente con los volcanes pleistocénicos, entre los que destaca la M.^a Pelada, se encuentra un conjunto de bocas eruptivas constituido por cuatro aparatos de pequeño tamaño y de escasa trascendencia topográfica. Más al NE, en la vertiente izquierda del B.^o de Jinamar, se distingue otro aparato de génesis únicamente explosiva, que se asienta sobre el sustrato geológico de La Terraza de Las Palmas como un «sombrero piroclástico» que no ha emitido coladas: es la M.^a de Jinamar (fig. 31).

En la bibliografía al uso sólo existen referencias muy de pasada que ponen de manifiesto exclusivamente el buen estado de conservación y la frescura de las lavas que surgieron de estos volcanes. Así, por ejemplo, Lucas Fernández Navarro, en 1926, dice: «Vemos, por último, los dos volcanes de Jinamar, de los más modernos de la isla, cuyas coladas se conservan como si acabaran de salir del cráter» (1926, pp. 267).

A excepción del Volcán del Gallego, que se localiza entre dos lomas cerrando un pequeño valle con su aparición, el resto de los aparatos cabalgan sobre divisorias de aguas (Volcán de La Cuesta de las Gallinas y Sima de Jinamar), en discordancia con La Terraza de Las Palmas o el sustrato fonolítico, respectivamente, o se yuxtaponen sobre uno de los arcos de volcanes más antiguos, como es el caso de M.^a Rajada.

Descripción morfológica de este grupo de volcanes

La Montaña del Gallego (185 m.) se levanta unos 65 m. por encima del valle en el que se apoya. Se trata de un cono en herradura, abierto hacia el este, con su labio derecho muy elevado mientras que el izquierdo apenas destaca 10 m. La actividad eruptiva, fundamentalmente de tipo stromboliano, se desarrolló sobre un eje fisural que ha determinado considerablemente la morfología actual del aparato. Se trata de un cono de escorias de granulometrías muy variadas, con abundancia de bombas volcánicas de tamaños centimétricos.

Este pequeño volcán arrojó una corriente lávica (hoy totalmente desaparecida), de escaso espesor y superficie de tipo «aa», que se desarrolló por

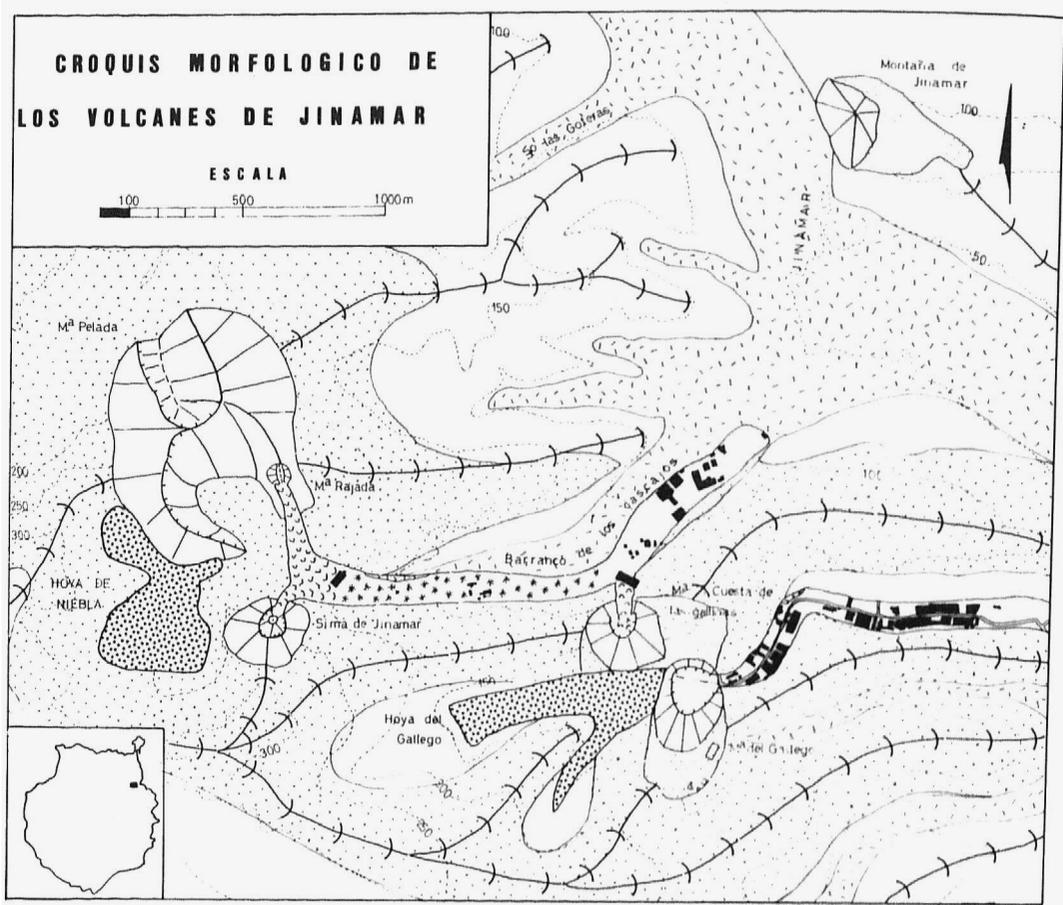


Figura 31. Croquis morfológico de los volcanes de Jinamar.



esta vaguada sin que sus límites puedan hoy ser establecidos. Respecto a ella Macau Vilar realizó las siguientes observaciones: «Del cráter del joven volcán que atraviesa la carretera de Las Palmas a Telde, pasando Jinamar, salieron dos corrientes de lava (:?), una de ellas, por su menor importancia volumétrica, deja apreciar perfectamente, como si fuera un modelo reducido, el repetido ejemplo de una masa de lava rellenando el cauce de un barranco y señalando la formación de otros dos en sus bordes, en este caso paralelos al primitivo» (1957, pp. 21).

Los volcanes de Cuesta de las Gallinas y Sima de Jinamar cabalgan sobre una misma loma orientada de este a oeste. Estos son dos conos de escorias soldadas y emplastes, con escasa proyección de piroclastos. Ambos edificios apenas construyeron cráteres ya que se trata de aparatos efusivos que derramaron sus lavas hacia el norte.

La Sima de Jinamar conservó al término de la erupción su chimenea abierta, por lo cual se le ha relacionado con las «bocas del diablo» que se encuentran alineadas en el volcán Nuevo o de Tinguatón, cuya erupción que acabó con surtidores de agua hirviendo tuvo lugar en 1824, en Lanzarote. Aunque es factible tal hipótesis también para la Sima de Jinamar, nos parece que un descenso de la columna magmática habría ocasionado igualmente el vaciado de la chimenea (fig. 32).

Hemos tenido acceso al conocimiento interno de esta chimenea gracias a la topografía de la misma que nos ha cedido la Federación Territorial de Espeleología en Las Palmas y a datos parciales extraídos de una entrevista de este mismo grupo con el geólogo D. Carlos Martínez Terroba.

Esta chimenea alcanza una profundidad de 76 m. en su fondo, que aparece desgraciadamente rellenado por materiales de escombros. Las paredes de la misma, que alcanza hasta 15 m. de diámetro, se presentan como un enfoscado lávico (de algunos centímetros a varios metros de espesor) que recubre a los aglomerados fonolíticos, exactamente iguales a los que forman los escarpes de Vandama, que sirven de «caja» a esta chimenea.

Penetrando por la boca de esta «sima», que a medida que profundiza se va orientando ligeramente hacia el SE, pueden distinguirse en las paredes algunas «estrías de rozamiento» que pueden haber sido originadas por el paso del agua a presión. A unos veinte metros de profundidad comienzan a aparecer los aglomerados fonolíticos en los lugares en donde el enfoscado ha caído, y en el contacto entre las escorias soldadas del cono y éstos se observa la existencia de un pequeño «tubo» por el que se derramaron las lavas.

Al norte de la Sima de Jinamar, al otro lado del barranco, existe un pequeño aparato de emplastes soldados, abierto por la mitad por una fractura norte-sur (la misma que lo alinea a la Sima) que responde más a la conceptualización de un «hornito», dispuesto como una boca adventicia, que a la de un cono piroclástico, lo cual lo diferencia considerablemente del resto de los aparatos eruptivos de Gran Canaria (fig. 33).

Las coladas que se emitieron desde estos dos últimos aparatos confluyeron en el fondo de valle dirigiéndose hacia el este por el barranco que más tarde ha sido denominado de «Los Cascajos», denominación que atiende,

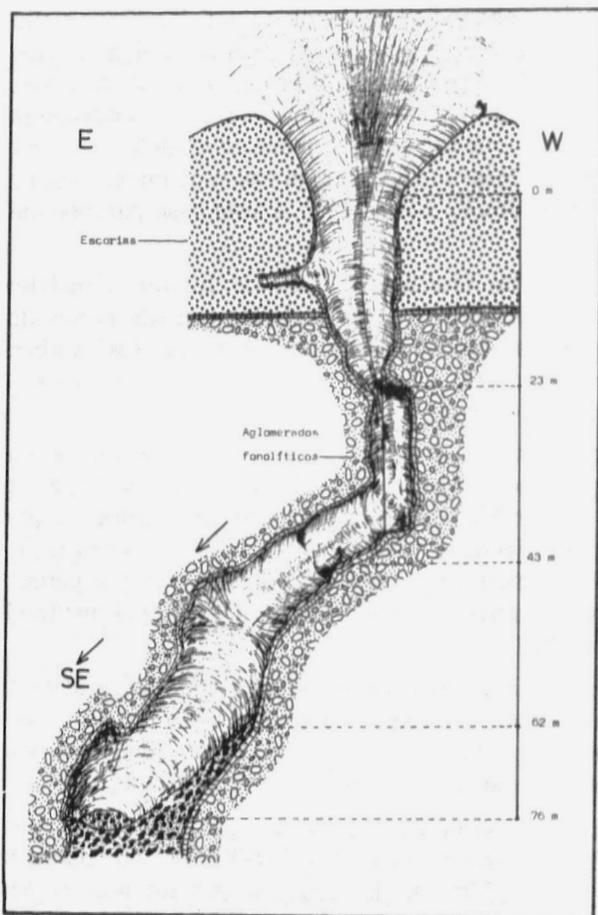
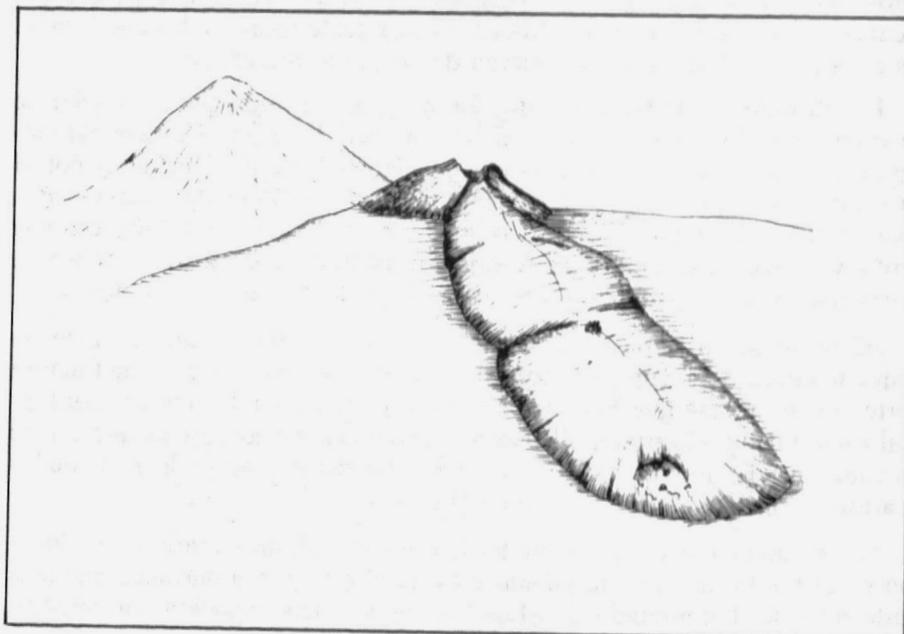


Figura 32. Representación geológica y topográfica de la Sima de Jinamar

Figura 33. Cono de emplastes soldados de Montaña Rajada (Jinamar). Vista desde la Sima de Jinamar.



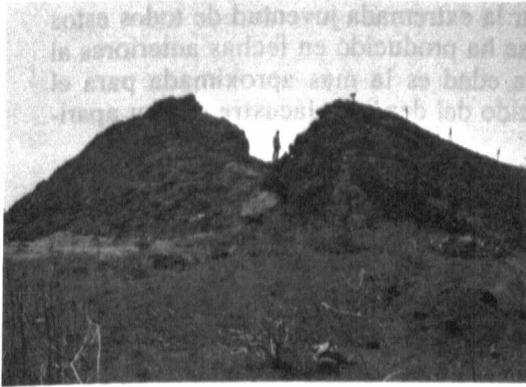


Foto 46. Montaña Rajada, un cono de escorias soldadas cruzado por una fractura N-S. Responde a la fractura de una boca efusiva, construida con emplastes.

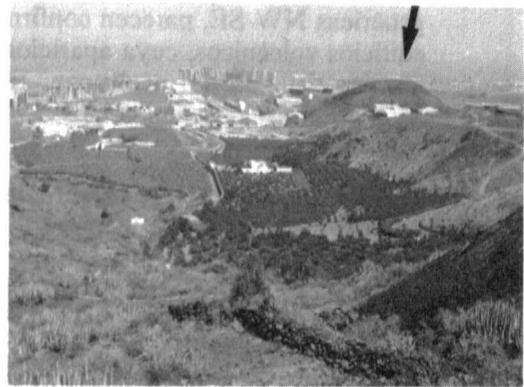


Foto 47. En primer plano la colada de la Sima de Jinamar y de Montaña Rajada ocupada por el matorral de *Klenia-Euphorbion*. Más abajo, los cultivos y las fabricas cubren el malpaís. La flecha indica el volcán de la Cuesta de las Gallinas.

como es evidente, a las escorias del malpaís que ocupaba la superficie de este derrame lávico. Al mismo vino a sumársele más al este la colada que se derramó desde el volcán de La Cuesta de las Gallinas, y juntas avanzaron hasta las cercanías del actual pueblo de Jinamar. Una fotografía de esta colada (inexistente en la actualidad) fue tomada y publicada en 1960 por Macau Vilar (lám. XI de su apéndice gráfico).

En ella puede observarse, al igual que en otra del mismo autor (Macau, 1957, fig. 14) perteneciente al derrame lávico de M.^a del Gallego, una incipiente colonización vegetal sobre malpaíses tremendamente escoriáceos, apareciendo como especies dominantes la *Euphorbia Canariensis* (cardón), como las tabaibas (*Euphorbia optusifolia*) y las vinagreras (*Rumex lunaria*). El aspecto de estas coladas recuerda, en efecto, a los malpaíses de La Isleta que ya hemos estudiado en otro capítulo.

No tenemos datos que permitan afirmar una contemporaneidad de los volcanes de Jinamar con la erupción de Vandama, pero por lo expuesto no cabe duda que la contemporaneidad de al menos tres de ellos, la imbricación y fusión en una sola de las coladas de M.^a Rajada, Sima de Jinamar y M.^a Cuesta de Las Gallinas, respaldan esta afirmación.

Conclusiones a la alineación del conjunto volcánico de Vandama: ¿Una triple erupción?

No es posible afirmar aún, dada la ausencia de dataciones más exactas, que el conjunto volcánico integrado por el volcán del Monte Lentiscal, el Pico y la Caldera de Vandama y el grupo de Jinamar haya funcionado coetáneamente. Sin embargo, el estado de conservación de los aparatos, la frescura de sus escorias, los caracteres de los depósitos que hemos encontrado asociados a los mismos, la permanencia de una anomalía térmica positiva bajo la Caldera de Vandama, y su distribución lineal siguiendo directrices

genéricas NW-SE, parecen confirmar la extremada juventud de todos estos edificios volcánicos, cuya aparición se ha producido en fechas anteriores al término del «pluvial neolítico». Esta edad es la más aproximada para el Monte Lentiscal, según hemos deducido del depósito lacustre que su aparición originó.

La imbricación entre los piroclastos expulsados por ambos volcanes, sin que pueda distinguirse ninguna discontinuidad en los perfiles que hemos observado, manifiesta, por último, su cercanía temporal o su coetaneidad.

El grupo de volcanes de Jinamar significa al menos una triple erupción, que además combina las directrices E-W en el caso de Cuesta de las Gallinas-Sima de Jinamar, y N-S entre esta última y M.^a Rajada. Montaña del Gallego parece haber funcionado como un aparato desgasificador, con abundancia de proyección de piroclastos, alineado N 45° W con Cuesta de las Gallinas. La M.^a de Jinamar parece muy desplazada 2 Km. al NNE de estos dos volcanes y tuvo un comportamiento explosivo, de corta duración.

Este conjunto de pequeños volcanes se encuentra unido al de Vandama por una directriz N 70° W, y el Monte Lentiscal aparece N 45° W. Todas estas líneas, agrupadas en el cuadrante NW, coinciden con las directrices estructurales de la isla, como hemos puesto de manifiesto en el estudio que realizamos sobre este tema en el capítulo del Cuaternario Volcánico.

De las fotografías realizadas por Macau en 1957 hemos deducido la más joven edad de estas coladas. Hemos descrito ya que la incisión ha dejado en resalte y levantado varios metros por encima del paleolecho, a los derrames lávicos de Vandama y Lentiscal. En las fotografías puede observarse claramente que las coladas de Jinamar descansan directamente sobre el valle por el que discurrieron, sin que la erosión hubiese excavado ni tan siquiera barranqueras. Aunque es cierto que los valles por los que discurrieron fueron cegados por los edificios de escorias, desposeyéndolos de cabeceras, 4.000 años tendrían, con el clima actual, que haber excavado algunas vaguadas.

Creemos que, en cualquier caso, puede deducirse que la alineación de Vandama presenta edades relativas decrecientes desde el NW al SE, habiendo aparecido sus morfoestructuras a través de una doble o triple erupción, en cualquier caso anteriores al descenso del mar en la regresión flandriense, como ha quedado evidenciado en el estudio de la terraza sedimentaria de la desembocadura del Barranco de Jinamar.

EL CONJUNTO VOLCANICO DE LOMO MAGULLO

Localización y sustrato

Damos este nombre, al grupo de volcanes que se encuentran sobre las lomas comprendidas entre el B.^o de San Miguel de Telde al norte, y el B.^o del Draguillo, al sur (fig. 34).

Localizado en la «línea de debilidad» de orientación norte-sur que hemos señalado para esta parte de la isla, el campo de volcanes de Lomo Magullo se asienta sobre un sustrato tabular de conos y coladas basálticas, correspondientes a la Serie II de Fuster. Algunas de las chimeneas fisurales de este período pueden distinguirse en los escarpes del B.^o del Draguillo. Al NW de este grupo de volcanes, bajo los basaltos pleistocénicos, subyacen las rocas del ciclo de emisión de Roque Nublo, cuyas bocas eruptivas se concentran en este área en torno al pueblo de Valsequillo. Las formaciones tabulares han sido cortadas por el encajamiento de los barrancos de Telde, Silva, el Draguillo, y otras vaguadas de menor importancia, durante el cuaternario, que han dejado aisladas las rampas o plataformas sobre las que se encuentran los volcanes, la más extensa de las cuales es la comprendida entre los barrancos de Silva-Draguillo.

Los volcanes pleistocénicos

Especialmente entre los últimos barrancos mencionados, se desarrolla un grupo de viejos aparatos strombolianos, de morfologías redondeadas y superficies meteorizadas, sobre las cuales se han desarrollado acarcavamientos radiales que cortan a su vez encostramientos calcáreos de espesores variables oscilantes entre 30 y 50 cm.

Los más destacados de estos conos de escorias y cenizas soldadas son de oeste a este: La Caldereta (740 m.), M.^a de las Triguierillas (676 m.), M.^a Rosiana (555 m.), Juan Tello (551 m.), M.^a de Aguilar (553 m.), M.^a de Tío Pino (563 m.) y M.^a del Gallego (432 m.). Más hacia el este, en la ruptura de pendiente que se produce desde estas plataformas hacia la llanura de Gando, se encuentra la M.^a de Cuatro Puertas (320 m.), que prolonga este campo

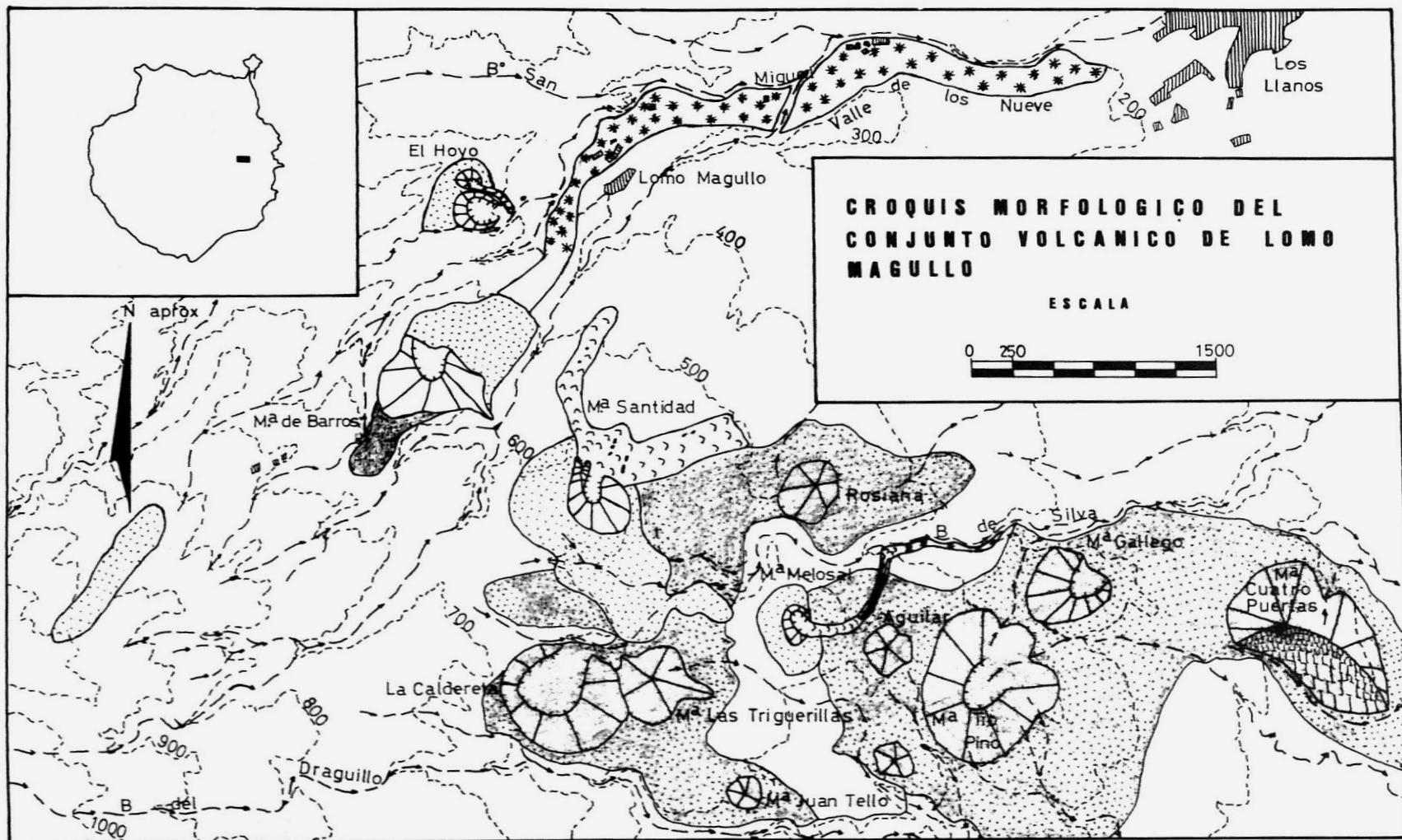


Figura 34. Croquis morfológico del conjunto volcánico de Lomo Magullo.

LEYENDA
*Al croquis morfológico del conjunto
 volcánico de Lomo Magullo*

	Lomo de escorias y lapilli
	Lomo piroclástico sin cráter
	Borde de cráter
	Vientos de lapilli
	Escorras, Piroclastos estratificados
	Culadas de superficies "sa", Malpafa
	Muras laterales de enfriamiento
	Superficie de culada alterada y ocupada por cultivos
	Canchales, arroyos
	Restos, lóculos erosivos
	Volcanes cuaternarios (Serie II de Fuster)

volcánico hacia la Península de Gando, según una fractura supuesta por Padilla (1963, pp. 39). En el extremo NW, la M.^a de Barros (713 m.) es el resultado de la sobreposición de dos momentos eruptivos separados por una discontinuidad calcárea.

A grandes rasgos podemos agrupar este conjunto volcánico con arreglo a directrices estructurales NW-SE, en tres alineamientos irregularmente paralelos, aunque su irregularidad nos ha hecho afirmar en otro momento, su carácter «no estructural». En efecto, la clara posibilidad de establecer otras directrices como son la NE-SW y N-S, hacen dificultoso el establecimiento de una red de estructuras claras, pareciendo ser el campo de volcanes en su conjunto, el resultado de un entrecruzamiento de las líneas mencionadas.

Los volcanes de edad más reciente

Un aspecto mucho más reciente presenta una alineación volcánica constituida por cinco aparatos eruptivos que se intercalan o yuxtaponen entre los edificios pleistocénicos. Estos son de SE a NW: La M.^a del Melosal (571 m.), M.^a de Santidad (706 m.), M.^a de Barros (713 m.) y los dos volcanes de La Hoya (489 m.), al oeste de Lomo Magullo.

Toda esta alineación está compuesta por pequeños edificios en cuya construcción dominan los piroclastos de escasa granulometría. Se trata en todos los casos de aparatos strombolianos de pequeño volumen (inferiores salvo la M.^a de Santidad a 8.000.000 m³), que han arrojado por sus cráteres derrames lávicos de corto recorrido.

Carecen estos volcanes de todo comentario bibliográfico, pudiéndose encontrar sobre ellos sólo anotaciones marginales en Bravo (1964). Fuster los ha considerado como de la Serie IV.

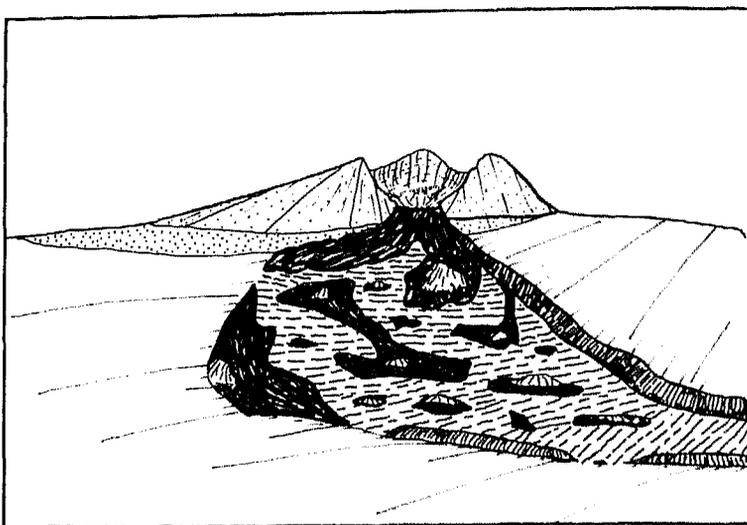


Figura 35. Volcán de Las Meloneras y su derrame lávico. (Lomo Magullo).

La M.^a de Las Meloneras

Situado directamente sobre los llanos de la plataforma comprendida entre los barrancos de Silva, al norte, y el Draguillo al sur, la montaña de Las Meloneras es un edificio de escorias y lapillis poco compactados, que resalta unos 40 m. por encima de su nivel de base. Abierto hacia el este en el sentido de la fractura, su cráter parece corresponder a un comportamiento fisural de la erupción. El mayor volumen de piroclastos se depositó al sur del edificio, construyendo una pendiente prolongada y menos pronunciada que la que cierra el edificio por el norte. En el orificio cratérico se distinguen varias fracturas de asentamiento, que corresponden como hemos indicado al analizar otros edificios, a las diferentes pulsaciones explosivas acaecidas durante la erupción. Las dimensiones del aparato pueden ser estimadas en 250 m. por 150 m. de diámetro mayor y menor, respectivamente.

Desde el cráter surgió una colada de lavas basálticas muy fluidas que se desarrolló unos 250 m. sobre la suave pendiente para después caer vertiente abajo hasta inundar el cauce del barranco de Silva, alejándose del volcán 1,5 km.

El primer tramo de este derrame lávico se encuentra en un avanzado estado de descomposición, encontrándose las partes más deprimidas del mismo transformadas en suelo. Este hecho crea un paisaje particular, en el que aparecen acumulaciones de escorias, bloques de la misma naturaleza y muros laterales de enfriamiento, destacando por su color y textura entre los terrenos que les contienen, más evolucionados (fig. 35). El derrame lávico originó, con los diversos aumentos y disminuciones del volumen de lavas emitidos desde el cono, la creación de «muros laterales» de enfriamiento, cuyas estructuras analizaremos más detenidamente al realizar el estudio

morfológico del Montañón Negro. El «canal de derrame subaéreo» por el que se encauzaron las lavas posee una media de tres metros de diámetro y en su tramo final se encuentra ligeramente incidido por la erosión de las aguas de escorrentía, que encuentran en esta estructura volcánica un verdadero «canal» de desagüe.

Ya en el B.º de Silva, la colada se encuentra prácticamente barrida por las crecidas del mismo, encontrándose levantada sobre el lecho actual, de la misma manera que una terraza fluvial, como hemos indicado en otras ocasiones.

Los volcanes de La Hoya.

Al NW de la alineación que venimos analizando, en el borde de una loma divisoria de los barrancos de Telde y el Castillo (o Los Cernícalos), se desarrolló una erupción de escasa duración temporal, que construyó dos aparatos de pequeñas dimensiones, imbricados el uno con el otro, el más alto de los cuales recibe el nombre que utilizamos para ambos. Apoyado sobre la vertiente sur de la cresta indicada, el mayor de los aparatos está seccionado al haber barrido el barranco de Los Cernícalos buena parte de su morfoestructura. Del aparato más pequeño, situado sobre la loma y apoyado en el anterior, surge un corto derrame lávico bien conservado, que se desliza por la vertiente hasta alcanzar el cauce principal. Aguas abajo, puede distinguirse algún bloque escoriáceo «encallado» en los tramos bajos de las vertientes, pero la colada ha desaparecido en su totalidad.

La M.^a de Barros

Mucha más importancia tuvieron las efusiones de lava desde este volcán. El mismo parece haber funcionado en diversos momentos separados temporalmente por una crisis climática, que se manifiesta morfológicamente por la existencia de un encostramiento calcáreo situado entre ambos aparatos. El inferior es considerado por Fuster como de la Serie II, mientras que el superior es clasificado como de la Serie IV.

El derrame lávico rellenó el último tramo del barranco de Los Cernícalos y se desarrolló durante unos 4 km. cegando el B.º de Telde, que de nuevo, como en todos los casos analizados, ha vuelto a abrirse paso utilizando los mecanismos explicados en el estudio morfológico del Monte Lentiscal.

La superficie de este derrame lávico se encuentra totalmente sometida a cultivo y urbanizada, pero conserva algunos bloques erráticos en el Valle de los Nueve.

Estudio morfológico del Volcán de Santidad y su derrame lávico

Equidistante 1,5 kms. entre la M.^a de Barros, al NW, y el volcán de Las Meloneras, al este, la Montaña de Santidad se alinea según una directriz N 55º W.

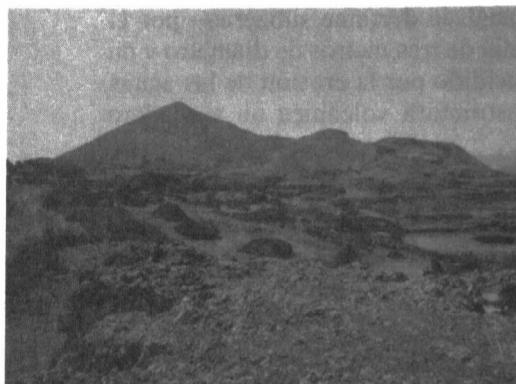


Foto 48. Montaña de Santidad y su derrame lávico.



Foto 49. Materiales fragmentarios del volcán de Santidad

Con diámetros en su base de 500 por 450 m., y una altura de 110 m. sobre la loma en la que se asienta, ocupa la superficie 185.000 m² mientras que el volumen es de 9.500.000 m³, es decir, una sexta parte aproximadamente del volumen del Pico de Vandama. El volcán se presenta como un cono circular, bastante simétrico que se eleva hasta 706 m. por encima del nivel del mar, compuesto por piroclastos de granulometría homogénea y predominio de picones, arenas y jirones pequeños, retorcidos por su giro en el aire estando en estado aún plástico. Como suele ser frecuente en los aparatos piroclásticos, las partes cimeras y los bordes del cráter se encuentran bien conservadas, sin suelos, apareciendo únicamente muy lixiviadas por las aguas de lluvia, mientras que en las faldas bajas, en donde suele romperse la pendiente de los volcanes, y al pie del mismo, aparecen suelos superficiales poco evolucionados, que son en buena parte resultado más de la acumulación que de la pedogénesis.



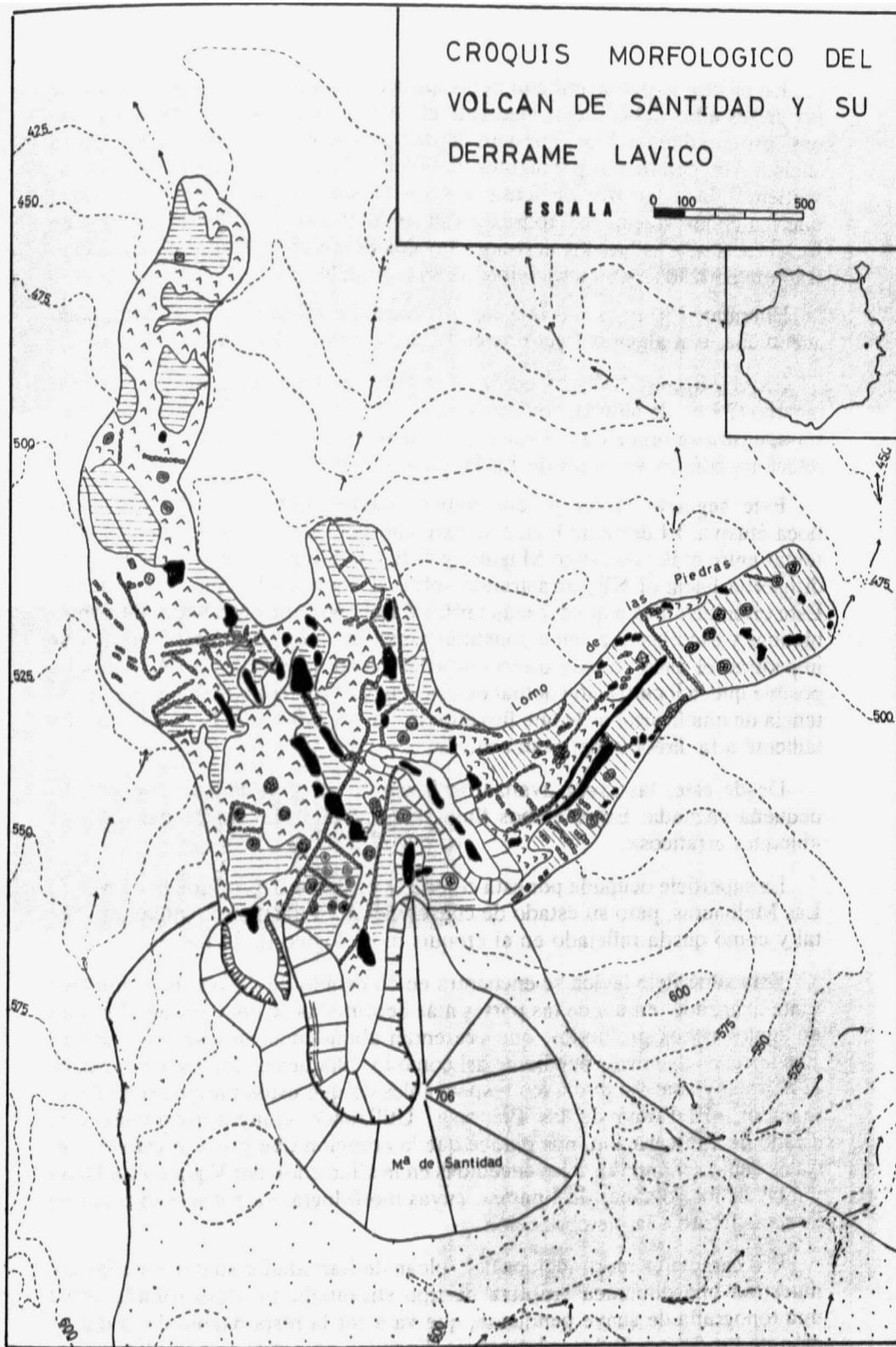


Figura 36. Croquis morfológico del volcán de Santidad y su derrame lávico.

En efecto, la permeabilidad de los piroclastos permite un fácil lavado de las partes altas del edificio, mediante el cual se arrastran las cenizas y arenas, así como los polvos, que van depositándose en sus pies dando lugar a suelos. Allí, con menos pendientes y abundancia de aporte hídrico desde las vertientes, la meteorización actúa más rápidamente. Este fenómeno ocasiona que los conos volcánicos aparezcan presentando sorprendentes estados de frescura, mientras que los derrames lávicos desde ellos emitidos se encuentran meteorizados y superficialmente irreconocibles.

El cráter, 250 m. de norte a sur, presenta morfología en herradura, poco acentuada, con algunas fracturas en su arco izquierdo y partes cimeras.

En el extremo NW del edificio se abre un segundo cráter, de menor tamaño (29 m. de altura), con predominio de escorias y emplastes soldados. La apertura se realizó en el sentido de la posible fractura N 20° W que lo relaciona con los volcanes de La Hoya al NNW.

Este segundo cráter parece haber actuado fundamentalmente como boca efusiva. El derrame lávico se extendió por las suaves pendientes existentes entre el B.º de Lomo Magullo y el B.º de Silva. Los primeros flujos se dirigieron hacia el NE, arrastrando sobre sí enormes bloques escoriáceos. Esta orientación va a quedar más tarde cerrada por una gran acumulación de bloques y escorias que van a constituir amontonamientos o «espigones» que impedirán el paso en esta dirección a las oleadas de lavas posteriores. Es posible que la localización actual de este espigón sea coincidente con la existencia de una fisura por la que fluyeron las lavas, orientada NW-SE, paralelamente a la directriz del cráter menor.

Desde éste, las lavas avanzaron hacia el norte encauzándose en una pequeña vaguada. Entre ambos flujos han quedado la mayor parte de los «bloques erráticos».

La superficie ocupada por esta colada es bastante mayor que la de M.^a de Las Meloneras, pero su estado de conservación es absolutamente el mismo, tal y como queda reflejado en el croquis morfológico de la fig. 36.

Esta superficie lávica se encuentra en un estado de descomposición bastante avanzado, en donde las partes más deprimidas se encuentran alteradas en suelos pocos profundos, que presentan abundancia de escorias sueltas. Los terrenos de mayor pendiente así como los bloques erráticos, destacan en el paisaje, y son, sin duda, los responsables de que estos parajes sean denominados «El Lomo de las Piedras». Utilizando comparativamente este estado de conservación, nos parece que la erupción que produjo estos materiales debió ser anterior a las sucedidas en la alineación del Vigía en La Isleta y a las de los volcanes de Jinamar, cuyas morfologías se conservan bastante intactas frente a la meteorización.

Los caracteres morfológicos del volcán de Santidad y su derrame lávico, muestran una dinámica eruptiva de tipo stromboliano, desarrollada sobre una topografía de suave pendiente, que va a ser la responsable de la digitación de los frentes lávicos. La propia dinámica eruptiva, que implica períodos de mayor explosividad con desmantelamiento de parte del edificio y

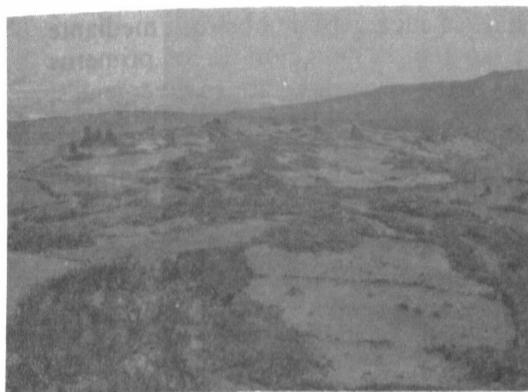


Foto 50 y 51. Uno de los brazos digitados de la colada del volcán de Santidad. Obsérvese la abundancia y el tamaño de los bloques erráticos. (Lomo de las Piedras).



Foto 52. Encostramiento clacáreo entre la serie III y el volcán más reciente de la Montaña de Barros.



Foto 53. Derrame lávico de la Montaña de Barros ocupando el Valle de los Nueve, alzado sobre el cauce actual. (Barranco de Telde).

efusiones lávicas relativamente violentas, se encargará de obstruir, mediante el «anclaje» de los bloques de mayor tamaño, la dirección de los primeros derrames, encauzando las emisiones posteriores en direcciones divergentes.

Consideraciones finales a la alineación volcánica de Lomo Magullo

No hemos podido observar depósitos sedimentarios asociados a los edificios que componen esta alineación, por lo cual se nos hace imposible establecer unos criterios cronológicos similares a los que hemos establecido para los volcanes del grupo de La Isleta y Vandama.

Como meramente orientativo dada la ausencia de dataciones absolutas, estamos considerando el encostramiento calcáreo que se encuentra en la Montaña de Barros, separando dos momentos eruptivos de los cuales es más reciente el superior. Si tomamos como criterio generalizable, una datación de 9.360 B.P. para una costra calcárea, realizada por Tricart y Cailleux (1969) en un sector de la vertiente este de Tenerife, y consideramos que este encostramiento de la M.^a de Barros es contemporáneo (¿?), nos hallaríamos frente a un edificio construido probablemente durante el Holoceno inferior.

El estado de conservación de los derrames lávicos del volcán de Santidad y del más pequeño de la M.^a de Las Meloneras, nos permiten establecer criterios comparativos que indicarían una mayor antigüedad que la de los malpaíses que hemos observado y localizado en el Holoceno medio y superior.

Finalmente, hay que considerar la posibilidad de que se haya tratado de una erupción fisural con manifestaciones puntuales múltiples, cercanas temporalmente las unas a las otras. La directriz genérica de esta alineación es de N 55° W en la que se enclavan las Montañas de Barros, Santidad y Meloneras. Al NNW de Santidad, dos aparatos yuxtapuestos, de pequeña dimensión, que hemos denominado de La Hoya, parecen corresponder a este mismo momento de actividad eruptiva.

El volumen de lavas emitidas fue decreciendo de NW a SE, correspondiendo a M.^a de Barros el máximo caudal y al volcán de Las Meloneras el más pequeño. Sin embargo, la actividad explosiva así como el aparato de mayor envergadura, quedaron localizados en el centro de la alineación, del mismo modo que ocurrió en Vandama.



Foto 54. La Caldera de los Marteles. Su fondo plano está relleno por los aluviones transportados por el barranco Madre del Agua (al fondo).

LA CALDERA DE LOS MARTELES Y LA CALDERILLA

En las estribaciones de la meseta central de Gran Canaria, descendiendo por la vertiente este, se encuentran dos aparatos volcánicos de indudable interés: La Caldera de los Marteles y La Calderilla.

Aparecen alineados sobre una directriz N 75° W y se extienden a lo largo de 3 km., si consideramos un sombrero piroclástico que aparece sobre la misma directriz situado más al este (fig. 37).

El más importante y conocido es La Caldera de Los Marteles. Es ésta, una depresión de figura elíptica, cerrada por la curva de nivel de 1.500 m., cuyos diámetros oscilan entre 850 y 650 m. a la altura de sus bordes, y 475 por 370 en el fondo, cuya altura es de 1.459 m. El perímetro lo hemos calculado en 2,5 km.

La Caldera está perfectamente imbricada y adaptada a la topografía anterior. Esta, consistía en una barranquera, (B.º Madre del Agua), que recogiendo sus aguas de la misma cúspide de la isla, desaguaba en el tramo

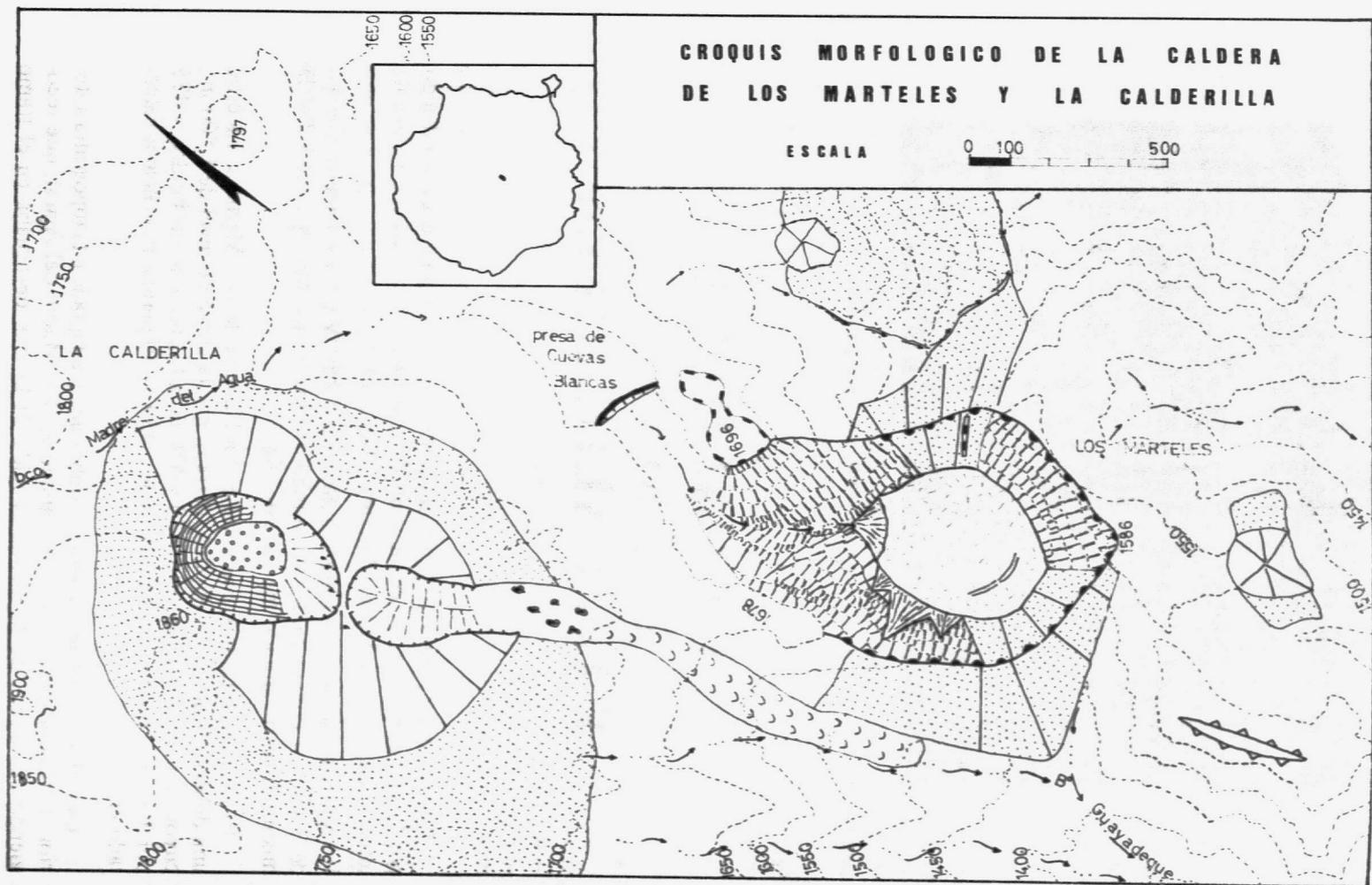
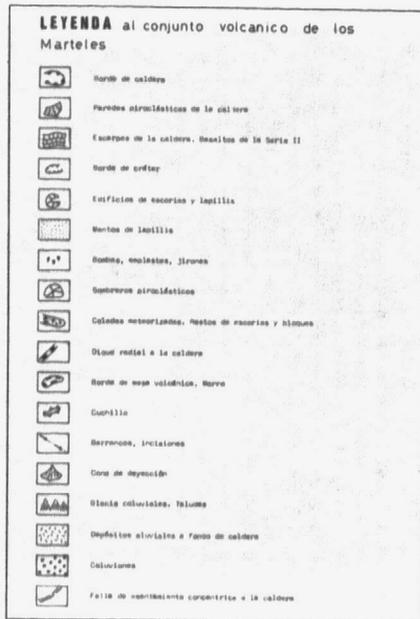


Figura 37. Croquis morfológico de la Caldera de Los Marteles y La Calderilla.



superior del B.º de Guayadeque. La barranquera se encajaba profundamente entre el Morro de La Caldera (1.696 m.) y otro de semejantes características localizado al SW del mismo (1.678 m.).

La actividad volcánica debió construir un edificio piroclástico que cerró el curso de este barranco impidiendo el paso de las aguas y que colapsó más tarde, al vaciarse una cámara magmática localizada a escasa profundidad.

Macau Vilar (1959, pp. 27) y Hausen (1960, pp. 165), son partidarios de explicar la génesis de esta caldera de la misma forma, considerando que se trata de un hundimiento por vaciado de la cámara magmática por volcanes laterales. La masa de rocas hundidas, es calculada por Macau en 110.000.000 de toneladas.

Esta hipótesis sugiere, pues, la relación entre la actividad eruptiva de este aparato con el sombrero piroclástico localizado más al SE (Morro Garañón, 1586 m.) y con el cráter explosivo de La Calderilla, localizado al NW.

Las paredes de La Caldera están formadas por apilamientos de coladas basálticas anteriores a la construcción de la misma. Sólo han sido edificadas por la acumulación piroclástica, la vertiente sur, que es la que cierra el barranco, y en menor medida, el borde noreste, que se apoya sobre una divisoria que separaba esta cuenca alta del B.º del Guayadeque de la del B.º de Los Cernicalos. Un dique radial muy descalzado por la erosión diferencial, corta esta pared de arriba a abajo, con una trayectoria transversal a la del conjunto.

El fondo de La Caldera es plano, y ha sido rellenado por los aluviones depositados por el barranco. Algunas fallas concéntricas se han producido ocasionando escalones de algunos metros de salto. Este carácter morfológico les hace apoyar este mismo tipo de génesis a Araña y Carracedo (1980, pp. 42).



Foto 55. Fractura concéntrica en el fondo plano de la Caldera de los Marteles.

Algunos taludes de derrubios de escasa entidad se apoyan sobre el fondo plano de La Caldera, mientras que en el contacto con el B.º Madre del Agua, se desarrolla un pequeño cono de deyección.

Un kilómetro al NW se encuentra La Calderilla. Es éste un cráter elíptico, alargado en el sentido de la fisura, de tipo stromboliano, abierto hacia el NE, que alcanza su borde más alto en los 1.860 m. Al SE del mismo se abre otro de menores dimensiones que actuó como boca efusiva, teniendo La Calderilla una actividad puramente explosiva.

Por este segundo cráter surgieron las lavas que se derramaron por las vertientes al sur del aparato. En este sector permanecen algunos restos de las mismas, que en su mayor parte han sido meteorizadas. En la vertiente y el fondo del barranco de Guayadeque, la insición ha barrido la mayor parte de los materiales, de los que permanecen algunos fragmentos en lo bordes del cauce.

No tenemos criterios que nos permitan afirmar una edad holocena para este conjunto volcánico. Sobre estas cotas, no se han producido fenómenos de encalichamientos que como bien se sabe, quedan acantonados en las bajas alturas de la isla en donde domina un clima mucho más árido y cálido todo el año. Tampoco hemos encontrado formas periglaciales que permitirían establecer comparaciones morfológicas y cronológicas con los accidentes de este tipo de estudiados en la vecina isla de Tenerife (Morales Gil y otros, 1977). Sólo la frescura de los materiales, la poca entidad de las acumulaciones de ladera y los depósitos (que no hemos estudiado) del fondo de La Caldera de los Marteles, nos sugieren una edad del Holoceno inferior o finales del Pleistoceno, ya que se trata, al menos en los niveles superiores, de arcillas y arenas, que deben corresponder con los suelos constituidos durante el pluvial Soltaniense.



Foto 56. La Calderilla, en las cumbres del este, con la planta en forma de elipse. El campamento da idea de las dimensiones.

Foto 57. Bombas con marcado carácter en corteza de pan y rasgos fluidales. La Calderilla.



LA ALINEACION VOLCANICA DE LAS CUMBRES DEL NW

Localización, directrices locales y comportamiento dinámico

Descendiendo desde la cumbre de Los Moriscos en dirección SE-NW, hasta el B.º de Agaete, puede distinguirse una alineación de cuatro aparatos eruptivos construidos en el último tercio del Holoceno: El Montañón Negro, cráter de Los Pinos de Gáldar, Hondo de Fagagesto y la boca efusiva de Los Berrazales.

Esta alineación se sitúa sobre lo que hemos venido denominando «eje estructural» de la isla, prolongándolo hasta el valle de Agaete, al que Padilla (1963) encuentra un origen tectovolcánico, fundamentándose en la existencia de algunas bocas eruptivas de momentos anteriores, que se alinean siguiendo los escarpes del mismo.

La actividad volcánica de este sector se había detenido en el tránsito del plio-pleistoceno, correspondiendo los materiales más superficiales a los basaltos de la Serie II de Fuster.

La directriz marcada por esta alineación separa a los barrancos que se excavan hacia el norte de la isla, de los que, constituyendo la cabecera del B.º de Agaete, se orientan hacia el NW hasta chocar contra el Macizo de Tamadaba, de tal manera que, la localización de los volcanes situados en las cotas más elevadas de este conjunto, puede interpretarse como un verdadero «codo» o articulación de la red hídrica, relacionado probablemente con la existencia de fracturas tectovolcánicas que marcan no sólo la aparición de alineaciones estructurales, sino también el desarrollo de las incisiones erosivas.

El curso alto del B.º de Agaete que recibe a todos los colectores con la dirección que hemos indicado (B.º de La Coruña, Lugarejo, B.º Hondo de Abajo, Valle de Fagagesto), se excava profundamente con orientación SW-NE, siguiendo la discontinuidad litológica existente entre las rocas fonolíticas del Macizo de Tamadaba y el paquete de materiales correspondientes a los ciclos de emisión Roque Nublo y basaltos de la Serie II, y sólo cuando el escollo fonolítico es dejado atrás, el cauce se dirige al NW siguiendo la directriz estructural antes mencionada. Se combinan, por tanto, en la elaboración de esta garganta erosiva, los mecanismos morfolitológicos —para el curso alto—

y los tectoestructurales, si bien Fuster no encuentra necesario recurrir a estos últimos para explicar la excavación de este barranco (1968, fig. 3).

La reactivación de la actividad volcánica holocénica en este sector pone de manifiesto la importancia estructural de la línea de debilidad NW-SE, señalada por Boucart, y supone la única erupción celebrada fuera de la vertiente oriental de la isla, en donde, como hemos demostrado más arriba, han quedado localizadas la totalidad de las manifestaciones eruptivas desarrolladas a lo largo de los últimos diez milenios.

Los cuatro aparatos volcánicos aparecidos en esta comarca más recientemente (fig. 38), se disponen escalonadamente desde los 1.667 m. que alcanza el más alto y voluminoso de ellos, el Montañón Negro, hasta la cota de los 800 m., desde la que se derramaron las lavas de la boca eruptiva de los Berrazales. El cráter de Los Pinos de Gáldar se estableció en la cota de los 1.438 m. 1,2 km. al NW del Montañón, y el hondo de Fagagesto en los 1.100 m., 2,7 km. al SE de los Berrazales.

Este conjunto lineal alcanza una longitud de 6.500 m. En él, los aparatos se disponen aislados, con morfologías muy diferenciadas entre ellos, más como resultado de una topografía muy brusca y troceada, con fuertes desniveles, que de una dinámica eruptiva distinta. Esta ha sido en todos fundamentalmente de tipo stromboliano, con emisión de productos fragmentarios y lávicos, si bien el mayor volumen de productos piroclásticos y las morfoestructuras resultado de una actividad más gasificada y explosiva, corresponde a los dos volcanes situados en las cotas más altas.

El aspecto de los diferentes aparatos y su estado de conservación, permite deducir la posibilidad de que estas manifestaciones puntuales sean el resultado de una o dos erupciones fisurales de manifestación puntual. Es muy probable que se trate de volcanes coetáneos, del estilo de los aparecidos en la triple erupción de Tenerife de los años 1704-5, cuya morfología y dinámicas eruptivas, han sido estudiadas por Romero Ruiz (1982).

En 1969, Nogales y Schmincke realizaron la datación cronológica del Montañón Negro aplicando C14 al tronco de un pino «enteado» que se encontró sepultado, en La Cañada de las Arenas, por lo que sabemos que la erupción tuvo lugar hace 3175 años aproximadamente. Si generalizamos esta fecha al conjunto de la alineación, podemos considerar que estamos ante el grupo de volcanes más jóvenes de Gran Canaria.

Estudio morfológico detallado del Montañón Negro y su derrame lávico

Localización y ambiente climático

Este volcán se construyó cabalgando la divisoria de aguas de los barrancos de Valsendero y de Moya, entre las barranqueras torrenciales de Cazadores al este, tributario del B.º de Valsendero, y el de Aguas de Fontanales tributario del B.º de Moya, al oeste. Esta situación de cabalgamiento le da una de sus características más acusadas y valiosas desde un punto de vista medio ambiental: es una atalaya única por su gran campo de visión, para la

CROQUIS MORFOLOGICO DEL MONTAÑÓN NEGRO Y SU DERRAME LAVICO

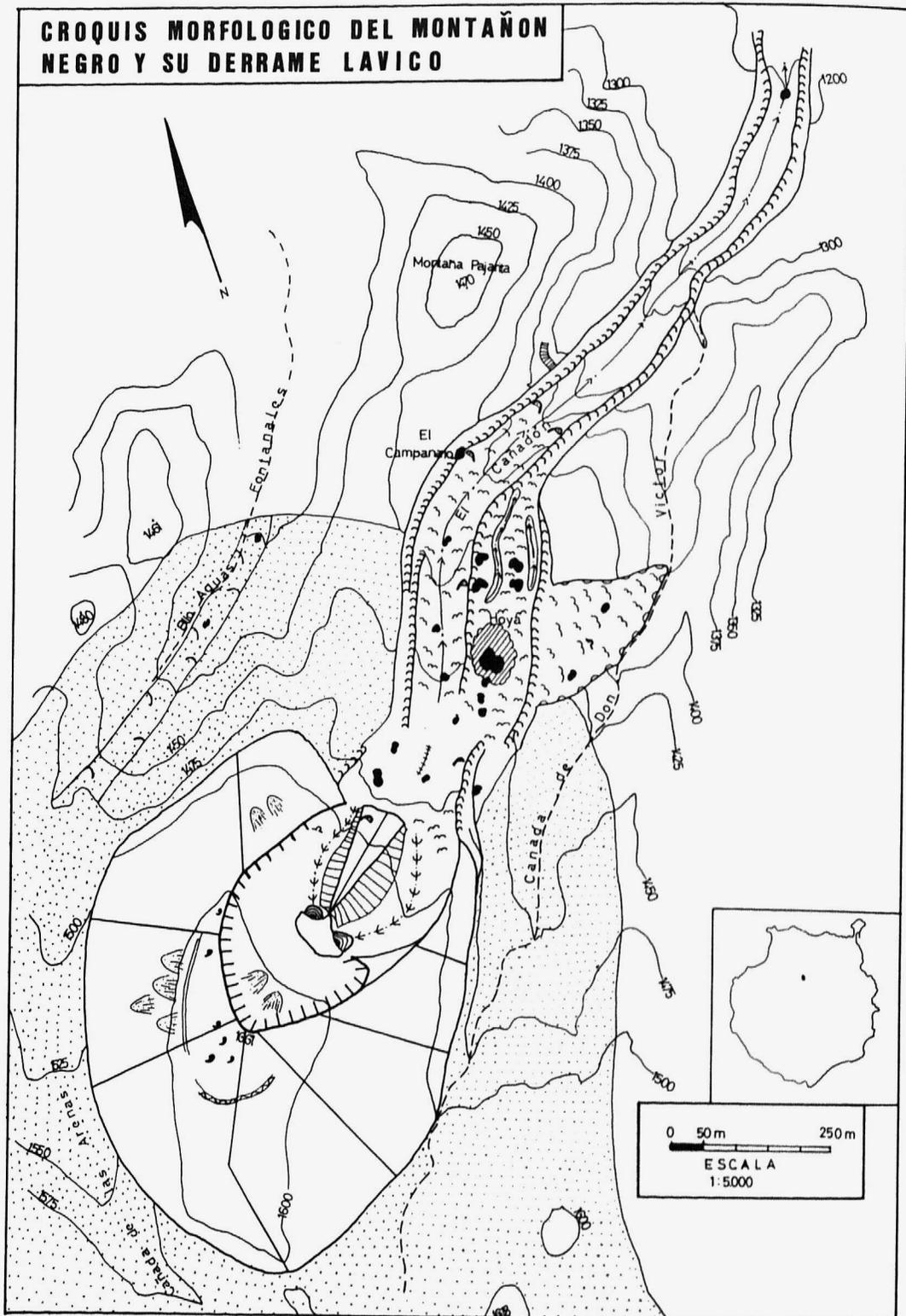


Figura 39. Croquis morfológico del Montañón Negro y su derrame lávico.

LEYENDA	
	Capa de escorias y lapilla
	Borde de cráter
	Espejón escoriáceo
	Salideros lávicos
	Canchales de derrame con arcos de espuje
	Falla de asentamiento
	"Sardera" asociado a falla de asentamiento
	Creeping-deslizamientos de ladera
	Bombas volcánicas, espaldas, jirones.
	Muros laterales de enfriamiento
	Canal central de derrame subterráneo
	Restos de muros de acumulación central
	Desbordamiento o derrame lateral
	Superficie de lava "aa". Malpais
	Bloques erráticos
	Microtubos o tubos de disimetría centimétrica
	Mantos lávicos de estructura alveolar
	Depresión intralávica
	Mantos de lapilla
	Colada lávica cubierta de lapilla
	Canchales de derrame
	Barranco, barro-avillio
	"Saltadero" coincidente con discontinuidad petrológica

observación y estudio paisajístico, topográfico e hidrográfico, de todo el cuadrante norte de Gran Canaria, desarrollándose el edificio piroclástico entre los 1.475 m. en la base y 1.667 m. en la cima (fig. 39).



Foto 58. Malpais del Montañón Negro presentando abundancia de bloques erráticos. Al fondo la silueta del volcán mostrando su cráter.

La localización puntual en cabecera de barranco determina el comportamiento de las lavas ya que éstas van a encontrarse con dos hechos imperativos: el de encauzarse a fondo de barranco dada la inclinación de las pendientes, y el saltar fuertes desniveles en muy poco espacio.

Los materiales lávicos que erupcionó el Montañón a 1.500 m. de altura, discurrieron durante unos cientos de metros por la suave pendiente que formaba la loma divisoria de aguas, encontrando inmediatamente fuertes desniveles que junto con la fluidez del magma les hicieron alcanzar una extensión aproximada de 7 km. hasta inundar durante un trecho el cauce principal del B.º de Valsendero deteniéndose en la cota de los 700 m.

Situado a la altura mencionada y totalmente abierto a los vientos de componente norte, bien noreste o noroeste, el Montañón se encuentra en el límite de la zona de nieblas, producidas por el fenómeno de inversión del alisio y acentuadas por el ascenso orográfico del aire. Esta situación de «neblinas» es tremendamente frecuente durante otoño e invierno mientras que en el verano es la insolación, es decir, la gran cantidad de radiación solar recibida, la que determina el tipo de tiempo, al realizarse la inversión del alisio a menor altura (900-1.200 m.).

Un fuerte contraste térmico entre la estación estival y la invernal, al tiempo que fuertes variaciones de la humedad absoluta anual, caracterizan estos entornos. Los datos obtenidos en cercanas estaciones meteorológicas oscilan entre los 800 y 900 mm. de precipitación anual, pero a esta cantidad hay que añadir la existencia de las neblinas mencionadas que aportan un elevado índice de humedad, al ponerse en contacto directamente con el suelo y la vegetación las gotitas de agua que llevan en suspensión. De tal modo, una valoración que supere ampliamente los 1.000 mm. anuales no es en absoluto exagerada.

La topografía preexistente: cambios en su morfología

El relieve anterior a la formación del Montañón consistía en las cabecezas de los barranquillos mencionados anteriormente, labradas sobre lavas basálticas tabulares que buzan hacia el norte y que fueron erupcionadas a través de fisuras que coronan la línea de cumbres cercanas, divisoria de aguas a su vez entre la vertiente norte de la isla y La Caldera de Tejada.

La aparición en esta zona de volcanismo reciente representado no solo por el Montañón Negro, sino también por la existencia del cráter de los Pinos de Gáldar, con abundante actividad explosiva en ambos casos, ha permitido el recubrimiento o fosilización del terreno anterior, creando un campo de picones de unos 4.355.625 m² entre ambos volcanes. Esta capa de picones cuyo espesor varía entre 0,5 y varios metros, en las vaguadas y cañadas, impide el desarrollo de la actividad erosiva protegiendo a los suelos de la incisión y de los arrastres. Los depósitos a fondo de valle, como por ejemplo el caso del barranquillo Aguas de Fontanales, suavizan los perfiles transversales construyendo «valles truncados en artesa», de fondo cóncavo.

Estos depósitos piroclásticos se sitúan al sur y SW de ambas bocas erup-

tivas, aparentemente como resultado de la acción eólica que debió arrastrar las cenizas volcánicas a sotavento de los aparatos mencionados, presuponiendo un viento del norte-noreste en condiciones climáticas semejantes a las actuales.

Por último, debemos señalar en cuanto a la modificación de la topografía se refiere, el aumento puntual de la altura, ya que el Montañón se eleva 192 metros por encima de la cota que existía antes de su aparición.

Morfología del cono

El Montañón puede caracterizarse como un volcán de tipo stromboliano o mixto, es decir, emite por una parte lavas fluidas que se derraman a favor de la pendiente y, por otra, materiales fragmentarios, impulsados por la salida espasmódica de los gases, que se van acumulando en torno a la boca eruptiva formando al cono volcánico o edificio piroclástico. Ocupa una superficie de 412.500 m² y posee un eje de mayor orientación norte-sur cuya longitud aproximada es de unos 800 m. y eje menor, este-oeste, de 500 m. Hemos estimado el volumen del edificio, en unos 29.500.000 m³, es decir, unas tres veces mayor que la M.^a de Santidad, pero sólo la mitad del volumen del cono de Vandama. La superficie total del campo piroclástico es de 4.355.625 m² medidos sobre los límites establecidos en el croquis morfológico, 1:25.000.

La morfología preexistente al levantamientoa del edificio piroclástico así como la influencia de los vientos dominantes han determinado una inclinación diferenciada de las distintas fachadas del cono.

La vertiente sur, apoyada en la parte superior del morro preexistente, posee una pendiente muy suave cuyo nivel de base se sitúa a tan sólo 67 m. de la cumbre. Por el contrario, las orientadas al este y oeste caen bruscamente sobre los barranquillos adyacentes, Cañada de don Víctor y Aguas de Fontanales, que acentúan sus respectivas inclinaciones. Por último, la vertiente norte está caracterizada por la presencia del cráter parabólico, abierto en herradura hacia el noreste, que presumiblemente debió tener en los primeros momentos de existencia del volcán una forma circular más pronunciada, dado el buzamiento y grosor de un espolón escoriáceo fosilizado por lavas que se encuentra adosado en la zona central de la pared norte del cráter, y nos habla de la antigua existencia de un paquete de material hoy desaparecido.

Materiales piroclásticos

El carácter explosivo, ya señalado, del Montañón nos permite encontrar una variada gama de materiales fragmentarios, acumulados en la construcción del propio cono y dispersos por los espacios adyacentes a éste.

Atendiendo a su morfología, tamaño y composición, podemos distinguir cuatro grupos entre el material fragmentario emitido:

a) Las escorias o emplastes lávicos porosos y sin forma determinada, constituyen el material más abundante. Es, fundamentalmente, la acumulación de éstas quien da lugar a la formación del cono volcánico, al soldarse unas a otras durante su proceso de enfriamiento y solidificación; sin embargo, la compactación entre ellas es muy débil, convirtiendo a dicho edificio en una estructura fácilmente deleznable. Sus colores varían de negro a marrón y su apilamiento en distintas etapas es observable en la trinchera de la pista que conduce hasta el cráter.

b) Los picones: de tipo básico y color oscuro, ocupan un extenso espacio que podemos calificar por su dimensión, tras Vandama, como el segundo campo de picones de Gran Canaria. Constituyen un material disgregado y de alta porosidad que, por lo tanto, impide la escorrentía y filtra las aguas hacia acuíferos profundos. Su abundancia ha determinado la explotación del yacimiento.

c) Las bombas volcánicas: aunque escasas, se encuentran entre el material piroclástico del Montañón, normalmente soldadas entre escorias. Una morfología frecuente, cuyo proceso de formación ha debido ser semejante al de las bombas, la constituyen unas piezas aproximadamente cilíndricas y alargadas, retorcidas sobre sí mismas, con una superficie agrietada y cuarteada, cuyo aspecto global recuerda un «tronco de pino».

d) Los enclaves: porciones de materiales propios de sustratos inferiores al cono o de su chimenea, abundan en todo el campo de picones. Se trata de enclaves traquíticos englobados en escorias de diverso tamaño presentando siempre un color blanquecino-grisáceo.

Procesos de desmantelamiento

Al tiempo que la actividad eruptiva construyó el aparato volcánico se produjeron abundantes fenómenos de destrucción relacionados con la actividad explosiva, sísmica, gravitacional, etc.

Cuando la actividad eruptiva ha finalizado los procesos de destrucción se acentúan sin que ningún otro se les oponga. Dada la corta edad de este volcán los procesos de desmantelamiento y alteración de las superficies se encuentran aún en estado incipiente. De entre ellos distinguimos:

a) Derrumbes de las paredes cratéricas: este mecanismo se fundamenta en la propia morfología excesivamente inclinada de estas paredes, construidas con escorias porosas y débilmente soldadas que ofrecen poca resistencia a los fenómenos gravitatorios.

b) Fallas de asentamiento: son producidas por los lógicos procesos de compactación que se producen en el edificio volcánico fundamentalmente tras el término de la actividad eruptiva. Consisten en pequeños saltos verticales en donde parte del edificio se asienta, hundiéndose, mientras la otra parte permanece en resalte. En el caso que nos ocupa, éstas se han producido en las vertientes sur y oeste ocasionando en superficie dos fenómenos diferenciados en el paisaje: en la vertiente sur puede observarse la existencia de un ancho «sendero» motivado por el descenso del bloque superior y la posterior

acumulación de lapillis hasta la colmatación del «labio de falla» que había quedado en resalte. En la vertiente oeste el bloque hundido resultó ser el inferior de tal manera que, en vez de la formación de un sendero, el proceso desencadenado agudiza la pendiente y ocasiona consiguientemente la aceleración de los deslizamientos y «creeping» del bloque en resalte.

c) Lavado de superficies: la situación altitudinal del Montañón le somete a la influencia constante de los vientos alisios a lo largo de todo el año. Sin embargo, expuesto ocasionalmente a los vientos racheados que acompañan a las borrascas de latitudes superiores así como el carácter torrencial de las lluvias que provocan éstos últimos tipos de tiempo, las superficies piroclásticas de escaso espesor y depositadas sobre rocas compactas se ven sometidas a un intenso lavado y arrastre. Estos lavados son observables principalmente en todo el perímetro cratérico.

d) Deslizamientos-creeping: las fuertes pendientes y el carácter granulométrico y suelto de los lapillis, permiten fáciles deslizamientos lobulares que afectan a todas las vertientes pero que de una forma más evidente se observan en la oeste, donde la ruptura de pendiente ocasionada por un salto de falla acentúa esta modalidad destructora. Este hecho dificulta notablemente la colonización vegetal.

Caracteres morfológicos del derrame lávico

El Montañón emitió en una primera fase una colada por su base occidental probablemente a través de fisuras hoy no visibles.

La actividad explosiva, mucho más continuada que la efusiva en este sector, ha dejado esta colada, que se encauzó por el barranquillo Aguas de Fontanales, totalmente sepultada bajo un manto de cenizas, contribuyendo entre ambos depósitos a la formación de un valle en «artesa», de fondo cóncavo, ya mencionado.

La salida de los materiales lávicos se efectuó principalmente por el cráter que se encuentra en una posición de medio vertiente, entre los 1.550 m. y la cima del cono, y orientado hacia el NE. Este cráter con forma parabólica o de herradura presenta dos «salideros» perfectamente diferenciados y separados por un «espigón escoriáceo». Este espigón, en realidad, es parte de una de las vertientes del edificio que debió quedar aislado como resultado del propio dinamismo eruptivo del cráter, cuyo salidero originario, orientado al NE, se vio saturado por el volumen de lavas emitido provocándose un nuevo desbordamiento, el orientado al norte, que dejaba aislado pues, al espigón y destruía al tiempo parte del aparato.

Los «salideros» del cráter derraman fluidas lavas que excavaron a su vez parte del edificio piroclástico originando «canales de derrame» caracterizados por una fuerte pendiente.

Pendiendo de los «salideros» quedan «lóbulos de colmatación» y derrame con marcados caracteres fluidales manifestados en la existencia de «arcos de empuje» observables desde la base del volcán.

La colada emitida alcanzó un desarrollo longitudinal que se aproxima a unos 7 km. descendiendo 800 m., siguiendo el lecho torrencial del Barranquillo de Cazadores. Este barranquillo ocupa una posición occidental dentro del amplio circo erosivo del B.^o de Valsendero, al que se une en último lugar después de que lo hayan hecho el Blllo. del Andén y el de Cueva Corcho.

A lo largo de su desarrollo, el flujo lávico fosilizó el lecho rocoso del torrente deteniendo de esta forma la erosión vertical, sirviendo al tiempo como muro contenedor para los materiales y las aguas arrastradas por la vaguada que en él desemboca. El perfil longitudinal del torrente presenta pendientes de 35° acentuadas a veces por saltaderos; al confluir con el B.^o de Valsendero, esta pendiente se atenúa considerablemente —5°—. En este sector, el derrame lávico pierde la estructura de «muros laterales», y se pasa a un «cono de deyección lávico», como respuesta a la pérdida de pendiente.

La estructura general de la colada, que nos muestra un gran desarrollo longitudinal, está motivada por la interacción de dos factores: fluidez de las lavas y fuerte inclinación del terreno. La conjugación de éstos determina a su vez una considerable «capacidad de carga» manifiesta en la abundancia de «bloques erráticos» de grandes dimensiones a lo largo de gran parte de su recorrido.

Otro de los caracteres más pronunciados del depósito lávico lo constituye la existencia de «muros laterales de enfriamiento» cuya peculiar estructura y desarrollo son únicos dentro del contexto insular.

Hemos distinguido en el estudio del perfil longitudinal de dicha colada tres sectores diferenciados: el primero ocupa los primeros 800 m. al norte del Montañón Negro, en donde el depósito lávico se desarrolló sobre pendientes no superiores a los 5°. El segundo sector viene delimitado por el cauce torrencial. El curso medio del B.^o de Valsendero constituye el tercer sector de nuestro estudio.

Primer sector

El perfil transversal de la colada muestra la existencia de un gran «canal de circulación lávica» delimitado por muros laterales de enfriamiento (muros l. e.), al tiempo que una zona de acumulación de grandes «bloques erráticos» y una «lengua de derrame lateral» de escaso espesor y recorrido.

Muros laterales de enfriamiento: Estos son en esta colada espectaculares por su dimensión, desarrollo longitudinal y estructura. Adosándose directamente a los espigones escoriáceos, que sirven de contrafuertes al Montañón, canalizan el fluido lávico manteniéndose incluso a lo largo de todo el lecho torrencial de Cazadores. Su construcción denota dos tipos de materiales: escorias y bloques de acumulación y «mantos lávicos», que se superponen constituyendo estructuras abovedadas. Estos mantos lávicos pueden explicarse a partir de la dinámica eruptiva: los aumentos del

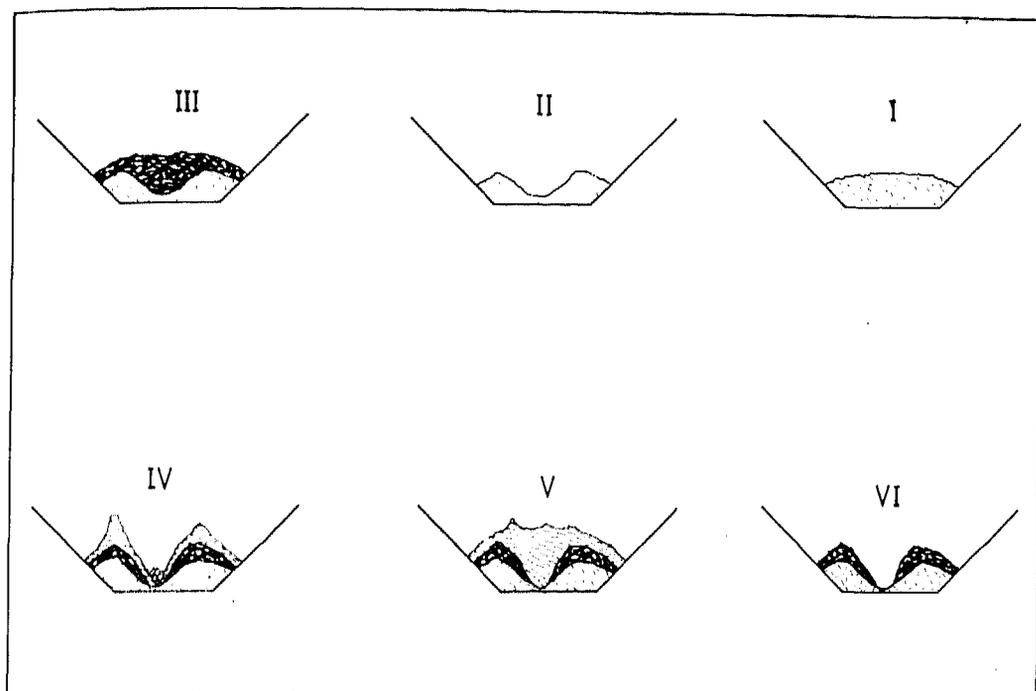


Figura 40. Esquema evolutivo que muestra la construcción de "muros laterales de enfriamiento". Una primera oleada de lavas se ve encauzada en una vaguada con cierta pendiente. Un descenso del volumen de lavas emitidas da lugar a una disminución del nivel en el centro de la corriente de lavas y se forman muros laterales de acumulación (II). Un posterior aumento del flujo desborda los muros formados (III) contribuyendo al acrecentamiento de los mismos con un "manto de lavas". Descensos y aumentos repetidos irán acrecentando los mismos (IV, V, VI).

fluido junto al carácter convulsivo e intermitente de la erupción son causa de sucesivos desbordamientos del «canal central». Estos desbordamientos repetidos originan «mantos lávicos» que van a ir construyendo en altura los muros laterales de enfriamiento (fig. 40). Dichos muros se desarrollan desde el mismo pie del volcán soldándose con los contrafuertes escoriáceos, hasta resultar de hecho una prolongación de los mismos, y encauzan la colada a lo largo de todo su recorrido por las fuertes pendientes del Blló. de Cazadores, sin romper su estructura en ningún momento y manteniéndose ambos a una distancia media, en este último sector, no inferior a cuatro metros.

Los muros 1.e. sólo desaparecen en la confluencia del Blló. de Cazadores con el colector principal del B.º de Valsendero, al ensancharse considerablemente el cauce, que es inundado de lado a lado durante tres kilómetros aproximadamente. Presentan también fuertes caracteres de acumulación escoriácea que son observables intercalados entre los diferentes mantos lávicos abovedados, y también por la existencia de bloques erráticos depositados en sus crestas, como es el caso del denominado «El Campanario». Un estudio muy detallado sobre las estructuras de los derrames lávicos, en donde se especifican otros



Foto 59. Depresión intralávica de la Hoya de la Cueva Grande.



Foto 60. "Mantos lávicos" superpuestos, construyendo las estructuras abovedadas de los muros laterales.



Foto 61. Los muros laterales mantienen su estructura a lo largo del brusco descenso del barranquillo de Cazadores. Su dimensión y alejamiento de la boca eruptiva indican copiosos aumentos del volumen lávico que circulaba entre ellos.

tipos de génesis para la construcción de muros laterales, puede encontrarse en el capítulo «morfología estructural de los derrames lávicos del S. XVIII» de la memoria de licenciatura, de Carmen Romero Ruiz (1982, pp. 245 a 269).

El primer tramo de la colada desarrollado al pie del volcán presenta en parte una estructura caótica, como queda evidenciado al observar la quebrada curvimetría del mapa topográfico a escalas 1:10.000 y 1:5.000. Esta irregularidad de las isohipsas viene determinada por la confluencia de los dos torrentes de lava emitidos desde los salideros. Grandes bloques de flotación descansan sobre las superficies relativamente planas de los malpaíses escoriáceos, hoy muy alterados y meteorizados. En las partes más deprimidas un suelo de pocos centímetros de espesor permite la existencia de plantas superiores: zonas de acumulación longitudinales señalan restos de «morrenas de acumulación central».

En este mismo primer tramo encontramos una «zona de acumulación de bloques» de considerable tamaño de estructura y superficie escoriácea. Dicha acumulación parece responder a dos factores: una pequeña loma (1.415 m.) situada al NE del volcán, y a los aumentos del flujo lávico con parciales derrumbamientos y arrastres de parte del

edificio eruptivo. Estos aumentos desbordaron el muro l.e. derecho y ocasionaron una zona de acumulación al quedar anclados los grandes bloques arrancados del edificio en esa loma preexistente.

La detención de este nuevo brazo de la colada al quedar retenidos los bloques provocará «flujos de inercia» que se manifiestan en la existencia de «canalillos de derrame», «tubos» y «depresiones de asentamiento», a cuya formación contribuyó, sin duda, el enorme peso de algunos de estos bloques. Este es el caso de la depresión denominada por los lugareños «Hoya de la Cueva Grande», por la existencia de una gruta que atraviesa por debajo la estructura de un bloque allí situado.

Al norte de este sector de acumulación el frente de este brazo lávico muestra un *malpaís* o lavas de tipo «aa» en magnífico estado de conservación debido a un fenómeno de «pantalla» local que lo protege del viento húmedo. Algunas zonas de este malpaís presentan caracteres menos escoriáceos de superficies planas ligeramente abombadas, de formas poligonales y limitadas por diaclasas de asentamiento, que recuerdan las «lavas en losas».

El margen derecho de la zona de acumulación de bloques está caracterizado por la existencia de una «*lengua de derrame lateral*» que desbordó cubriendo la vertiente existente entre el borde de la colada y el fondo de la Cañada de Don Víctor. De escaso espesor y recorrido, este derrame presenta una morfología superficial poco rugosa, abundando las escorias redondeadas al rodar por la pendiente y pequeños «tubos» de diámetro centimétricos.

Canal de derrame subaéreo: La gran fluidez de las lavas y la acentuación de la pendiente desde la cota de los 1.400 m. explica la sencilla morfología del canal central, principal evacuador de las lavas de esta erupción. La velocidad del flujo y la fluidez del mismo dejaron prácticamente limpio el eje del canal de materiales de deposición (escorias, bloques...).

Su perfil transversal —unos 40 m. de media, aproximadamente— muestra una sección cóncava con su punto más bajo hacia el eje del canal. Los muros l.e. presentan pendientes muy pronunciadas hacia el interior de éste, aumentando su altura conforme descienden de cota.

Una abierta exposición a los vientos húmedos encauzados por dicho canal, un contacto más que frecuente con el mar de nubes, y su utilización como zona de paso del ganado hacia las cumbres lo presentan como un lugar de fácil tránsito llamado «El Cañadón».

Segundo sector: Encauzamiento en canal

La morfología de la colada se simplifica enormemente a partir de la cota de los 1.400 m., encauzándose en el lecho torrencial, fuertemente encajado, del Blllo. de Cazadores.

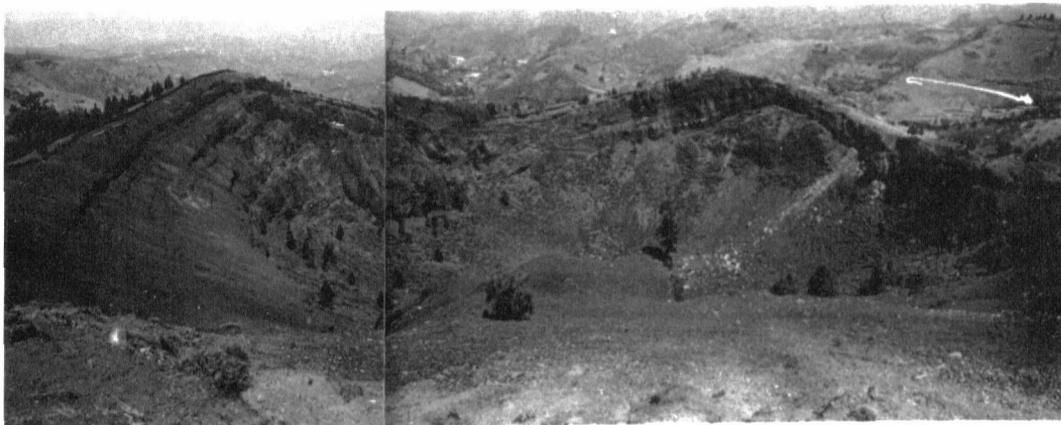


Foto 62. Cráter explosivo de los Pinos de Galdar, en la cabecera del Barranco de Fontanales.



Foto 63. Escarpe de piroclastos estratificados en la pared oeste del cráter.

Aproximadamente, en la cota de los 1.350 m. la topografía viene marcada por la existencia de un pronunciado desnivel coincidente con la discontinuidad erosiva y petrográfica de los basaltos tabulares cuaternarios, suprayacentes a los materiales del período eruptivo anterior.

A pesar de la fuerte pendiente y de los sucesivos saltaderos, la estructura de los muros 1.e. se conserva a lo largo de todo el recorrido. El encajamiento en V determina la aproximación de éstos, su apoyo sobre las vertientes, y la creación de represamientos endorreicos en la confluencia de las diferentes torrenteras con el colector principal. El caso más representativo se localiza en la zona de contacto entre la Cañada de Don Víctor y el Bll. de Cazadores.

La estructura de muros 1.e. desaparece al final de la torrentera, al ensanchar ésta su cauce permitiendo una apertura en abanico del fluido basáltico. Es posible encontrar encajados entre los muros 1.e. grandes bloques erráticos con diaclasamiento radial.

Tercer sector: Inundación del B.º de Valsendero

Perdida la estructura de muros 1.e. en función de la mayor capacidad del lecho en su confluencia con el colector principal del B.º de Valsendero y de

la disminución de la pendiente, la colada se estrella contra la vertiente oriental del mismo ocupando totalmente el lecho por el cual discurrió aún durante tres kilómetros, aproximadamente. Esta ocupación del cauce no se realiza de una sola vez, sino en pulsaciones sucesivas que superponen mantos lávicos, construyendo una superficie tabular cuyo espesor oscila entre 10 y 12 m. en el momento de la ocupación del lecho principal y una media aproximada de 4 m. en el resto de su recorrido. La estructura vertical de este depósito presenta alternancia de lavas compactas —diaclasadas verticalmente— y superficies escoriáceas entre las mismas.

La capacidad erosiva del B.^o de Valsendero se pone de manifiesto en la reapertura de su cauce —lecho actual—, que, como es frecuente, se ha encajado entre la vertiente preexistente, formada por aglomerados Roque Nublo, y basaltos recientes. Esta incisión se ha realizado aprovechando el eje más débil, es decir, la zona de transición entre dos materiales diferentes. Una vez comenzada la incisión, su ensanche viene determinado por la combinación de dos factores: la labor de «zapa», realizada a nivel del lecho y facilitada por los mantos escoriáceos, y el diaclasamiento vertical que posibilita la caída de bloques poligonales por gravedad. Las acumulaciones de derrubios así creadas son posteriormente arrastradas por las aguas corrientes de las ocasionales crecidas torrenciales. Aún hoy los desprendimientos laterales continúan produciéndose, observándose bloques poligonales con aristas vivas obstruyendo el cauce actual. Un estudio más detallado de esta actividad erosiva lo hemos realizado al analizar el derrame lávico del Monte Lentiscal.

Estudio morfológico de la Caldera de Los Pinos de Galdar

Esta caldera es en realidad un cráter de tipo explosivo. Su actividad debe haber sido contemporánea a la erupción del Montañón Negro, ya que el campo de piroclastos creado por las proyecciones de ambos aparatos no presenta superficies de discontinuidad que puedan indicarnos un lapsus entre los mismos.

Adosado justo a la cabecera del Barranquillo de Fontanales, entre dos cresterías que descendían de la M.^a del Capitán (1.609 m.), el cráter se presenta como un edificio simple, de figura elíptica, cuyos ejes alcanzan los 450 m. por 300 m., a la altura de sus bordes superiores, que se presentan lobulados, con la cota más alta en los 1.565 m., al SSW, y la más baja en los 1.438 m., al norte. La depresión tiene forma de cono invertido, con el vértice muy desplazado hacia el norte, a 1.371 m. (fig. 41), constituyendo su fondo.

Las paredes están construidas por mantos piroclásticos muy estratificados y de gran potencia, presentando, además, fracturas verticales sin saltos de falla. Los escarpes más pronunciados aparecen en el oeste, en donde los desniveles casi verticales alcanzan los 130 m. En la vertiente contraria, la oriental, se intercalan algunos mantos lávicos entre los estratos piroclásticos, que pueden ser interpretados como derrames laterales desde un pequeño lago de lavas que se situaba en el cráter en ese momento de la actividad constructiva.

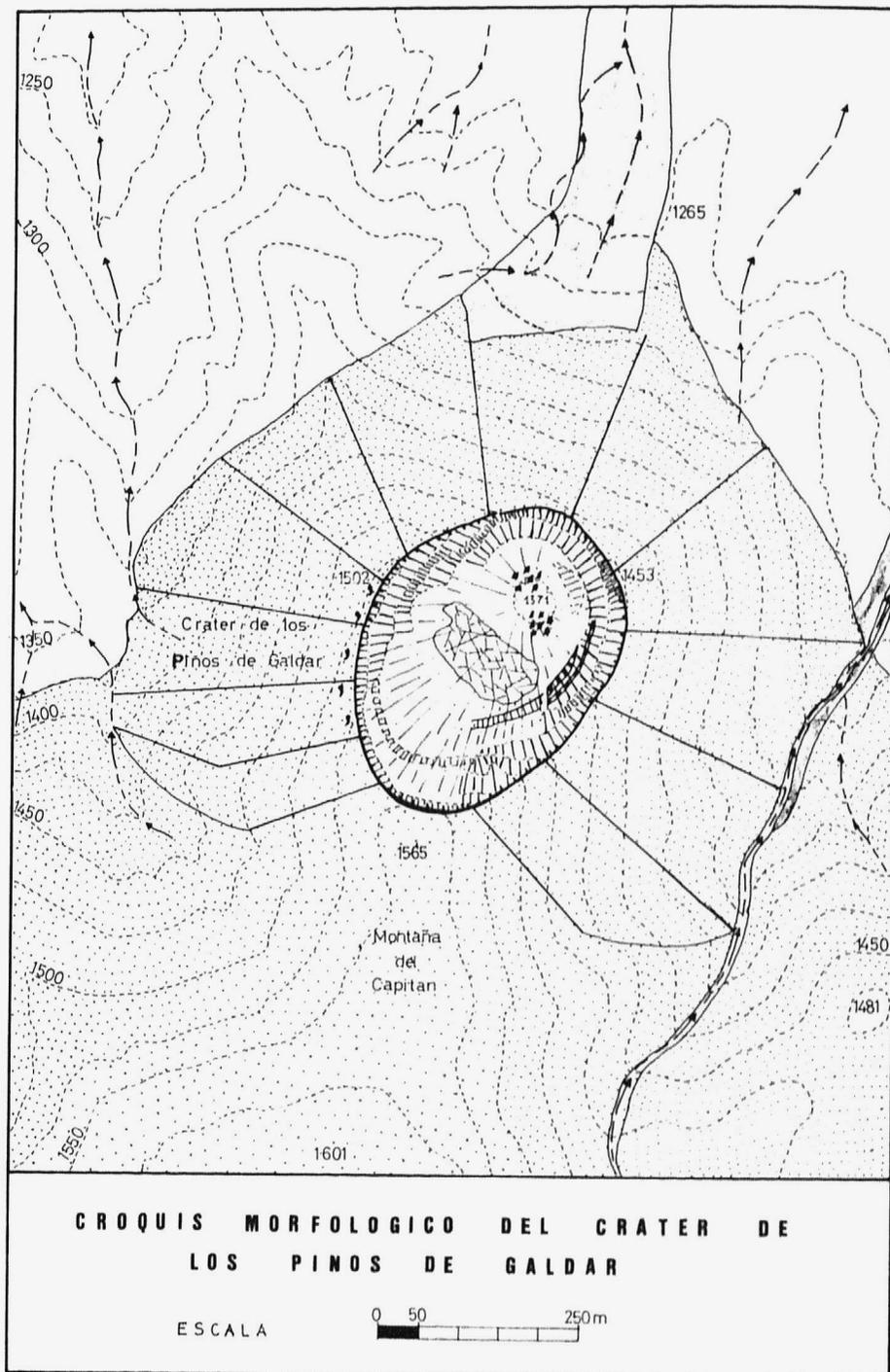


Figura 41. Croquis morfológico del cráter de Los Pinos de Galdar.

LEYENDA

	Cono de escorias
	Borde de cráter
	Escarpes, Piroclastos estratificados.
	Mantos de lapilla o picones.
	Coladas basálticas
	Taludes piroclásticos
	Senderos
	Fondo de cráter
	Bloques de desprendimientos
	Coladas meteorizadas
	Barrancos, Inclusiones erosivas

Los escarpes se rompen todo alrededor del perímetro (1,1 km.), en acumulaciones de ladera exclusivamente piroclásticas, la más desarrollada de las cuales se apoya en las vertientes sur y oeste. Algunos grandes bloques desprendidos desde los bordes superiores han rodado hasta el fondo del cráter.

Los materiales piroclásticos son picones de reducida granulometría, si bien en superficie se encuentran bombas, emplastes y jirones de acabados incompletos, con abundancia de rasgos fluidales en las costras externas, indicando un rápido enfriamiento durante la trayectoria aérea.

Los límites externos del aparato aparecen confundidos con la topografía previa, resultando difíciles de establecer. Flujos lávicos de escasa potencia y desarrollo longitudinal se derramaron desde la base del edificio en la vertiente norte, ocupando el fondo del Barranco de Fontanales, en donde han sido meteorizados por los agentes atmosféricos que han hecho desaparecer sus superficies.

Los senderos sobre cenizas: una génesis aún no del todo resuelta

Sobre los taludes piroclásticos del interior del cráter y en los mantos de picón localizados al SW del mismo, hemos encontrado las mismas formas de detalle que fueron descritas por Morales Gil y otros en su estudio sobre las «Formas periglaciares en las Cañadas del Teide» (1977, ver fotos). Se trata de una complicada red de «senderos», establecida sobre los picones y las cenizas volcánicas, que siguen a veces el trazado de las isohipsas, aunque



Foto 64. Bombas de morfología poco terminadas.

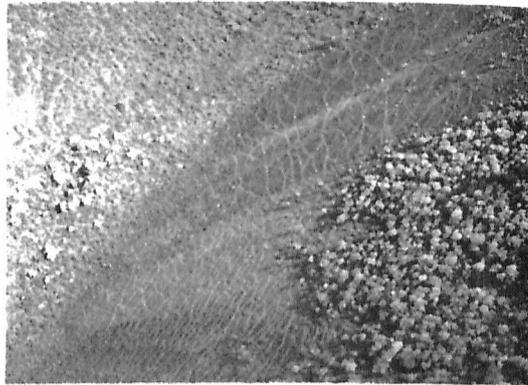


Foto 65. "Senderos" en las vertientes piroclásticas de las cumbres del NW. Cráter de los Pinos de Gáldar.

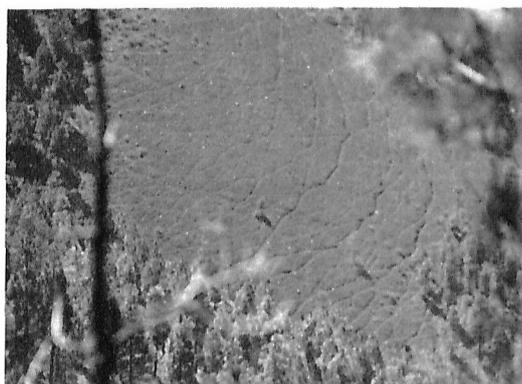


Foto 66. Los senderos aparecen muy estabilizados y utilizados por las incisiones erosivas que se excavan aprovechando sus trazados.

normalmente cruzan diagonalmente las vertientes construidas sobre los lapillis, creando en ellas dibujos geométricos poligonales, con tendencias a formas romboidales. Los senderos así construidos se relacionan hasta el momento con tres tipos de génesis y pueden encontrarse a cualquier altura, siempre que los edificios presenten sus piroclastos sueltos, tal y como podemos constatar por nuestras observaciones de campo, en las que los localizamos, al margen de Las Cañadas del Teide, en algunos conos de Lanzarote.

Es indiscutible que el tránsito de animales (cabras, conejos...) o personas crea este tipo de formas, cuyos trazados diagonales se justifican por las trayectorias de éstas. La existencia de pequeñas fallas de asentamiento es también responsable de la aparición de los mismos, tal y como hemos explicado al analizar los procesos de dismantelamiento que actúan sobre el Montañón Negro. A estas dos génesis hay que añadir la hipótesis sugerida por Morales Gil y otros, los cuales explican la creación de estos senderos, por deslizamientos del material piroclástico fino, a favor de las pendientes, ocasionados «en función de la humedad y de los procesos mecánicos debidos al hielo y deshielo, así como a la influencia que directamente ejerce la nieve, que en ciertas épocas del año llega a cubrirlos temporalmente» (1977, pp. 55).

La casi ausencia de nieve y de los procesos de hielo y deshielo en esta región de las cumbres de Gran Canaria hace inviable la aplicación de esta

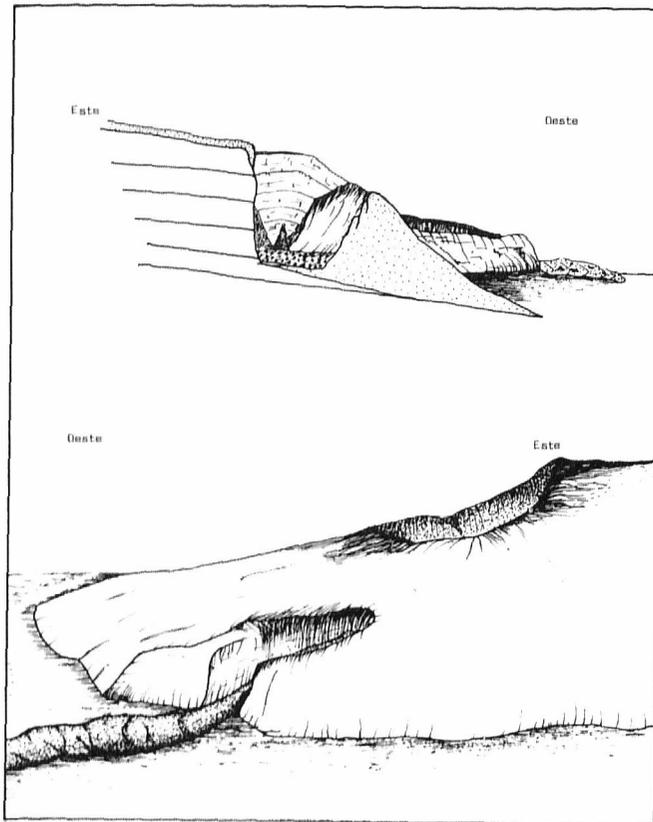


Figura 42. Dibujos esquemáticos del Hondo de Fagagesto en la alineación de las cumbres del NW de Gran Canaria.

hipótesis. De la misma forma, un sustrato anterior, a escasa profundidad, imposibilita la aplicación de la hipótesis relacionada con los saltos de falla. El tránsito de ganados en estas zonas cumbreiras facilitaría la explicación de la génesis de los mismos, pero estamos convencidos que en su elaboración intervienen mecanismos íntimamente relacionados con los desprendimientos gravitatorios constantes que se producen en las fuertes pendientes de los conos. El estudio de los deslizamientos de lenguas de piroclastos, cuya mecánica es aún poco conocida en detalle, estará en la base de la resolución de este problema, en el que, como hemos visto, la combinación de diversas modalidades constructivas parece ser de nuevo el camino más acertado.

Descripción morfológica del Hondo de Fagagesto y de la boca efusiva de Los Berrazales

Sobre la misma directriz N 45° W que constituye esta alineación que venimos estudiando, se asientan, por último, dos aparatos eruptivos, separados 2,7 kilómetros y poco destacables en el paisaje.



Foto 67. Curso superior de la colada del Hondo y de los Berrazales en el Valle de Agaete, muy ocupado por terrenos agrícolas sobre "sorriba".



Foto 69. "El Hondo" de Fagagesto.

Foto 68. Boca efusiva de los Berrazales. las lavas caen por el escarpe en cascada.

Foto 70. "Malpaís de la Necrópolis". en el curso del Valle de Agaete.



En efecto, por su parte, el volcán conocido como El Hondo (fig. 42) parece ser el resultado de una doble génesis, en la que se combinan los mecanismos strombolianos que han tipificado todo el volcanismo cuaternario y Holoceno, con una explosión freática. El resultado de tal actividad es un doble aparato que parece esconderse entre la topografía previa, compuesto por una caldera elíptica (250 por 175 m.), de fondo plano, cuyo escarpe oriental es el resultado de la desaparición del relieve precedente y no de la construcción de la actividad volcánica. El eje mayor de esta depresión se dispone transversalmente a la orientación general de la fisura que construyó la alineación; al SW del mismo se abrió un pequeño cráter en herradura, muy irregular, desde el que fluyeron las lavas. Un dique corta transversalmente los escarpes de la caldera, en el sentido general de la fisura.

Más al NW, en la continuidad de la misma, se abre finalmente la boca efusiva de Los Berrazales (foto 68). Está localizada a media altura en los riscos que bordean el margen derecho del B.º de Agaete, sobre la confluencia entre éste y el colector de Los Berrazales. Un manto piroclástico de poca superficie empastado con los escarpes marca su presencia, mientras que las lavas que de ella manaron conforman una verdadera «cascada lávica», cuyos productos discurrieron vaguada abajo fundiéndose en el colector principal, hasta constituir una sola colada con el derrame proveniente desde el Hondo.

Este último derrame ocupó el fondo artesado del valle de Fagagesto, en el que se encuentra muy meteorizado, derribándose también en cascada, sin estructuras definidas, por el torrente del Sao, en cuyo cauce permanecen algunos «tubos». A la altura del barrio conocido por el mismo nombre, el derrame se acumuló formando un «talud lávico» de caracteres morfológicos semejantes a los conos de deyección contruidos por los depósitos sedimentarios que suelen acumularse en las partes bajas de los torrentes. Al contacto con la estrecha garganta erosiva del B.º de Agaete, este flujo ha sido barrido casi totalmente por las aguas de escorrentía.

La colada resultante de la mezcla de estos derrames alcanzó la orilla del mar cerca del Puertito de Agaete, después de rellenar de banda a banda el curso bajo del barranco. Al igual que en otros casos ya comentados, la erosión ha seccionado de nuevo las lavas, creando el efecto de «terrazas lávicas», al estilo de las terrazas fluviales.

Cerca del pueblo de Agaete la superficie de la colada, que posee una media de 4 m. de espesor, se conserva perfectamente. Se trata de un malpaís o superficie de tipo «aa» que presenta en este sector abombamientos laterales, a modo de «muros de acumulación», que, sin embargo, responden probablemente a fenómenos de desgasificación de lavas. Entre ellos se dispone una necrópolis aborígen, constituida por gran cantidad de pequeños túmulos contruidos por escorias, semejantes a la que hemos citado para La Isleta, cuya descripción fue dada a conocer por el profesor Vernuau. El resto de la superficie de este derrame lávico está obviamente cubierto con tierras de préstamo, sobre las que se labran terrenos agrícolas. Es posible que el respeto al descanso de los muertos haya sido la causa que ha permitido la conservación de este fragmento de la colada, que es conocido con el nombre de «La necrópolis del maípez»¹.

¹ No podemos dejar de mencionar, al hablar de este derrame lávico, las aguas minero-medicinales que se relacionan en este valle con esta última actividad volcánica. Ellas dieron lugar a la construcción y explotación del Balneario-Hotel Guayarmina, localizado en la barranquera de Los Berrazales, y también al embotellamiento de las mismas con usos medicinales o de «aguas de mesa». Dice al respecto don Simón Benítez Padilla que: «Las aguas deben ser de origen profundo, pues llegan a la superficie cargadas de gas anhídrico carbónico (CO₂), quizás magnético, que ha disuelto las sustancias ferruginosas de la lava y al desprenderse al aire precipita éstas, manchando, como de herrumbre, botellas, vasos y tinas» (1963, pp. 28).

Al tiempo, del frente lávico de esta colada, así como de la que se derramó desde el Monte Lentiscal, siempre según el mismo autor, han fluido abundantes manantiales que han abastecido de aguas potables a las poblaciones de Agaete y Las Palmas hasta tiempos relativamente recientes. De la conocida fuente de Morales, en el Guiniguada, se extrajeron durante siglos las aguas de abasto de la capital insular.

Consideraciones finales

Durante los últimos ocho o diez milenios, aproximadamente, la actividad volcánica ha construido unos veintiséis edificios eruptivos.

Estos se distribuyen en la mitad NE de la isla, como ocurriera con todo el volcanismo cuaternario, pero interesan especialmente a dos áreas: la mayor parte de los edificios, 20, se concentran en la amplia banda de debilidad que se desarrolla desde La Isleta hasta el campo de volcanes de Lomo Magullo. Los seis aparatos restantes se localizan sobre la franja de debilidad más importante de Gran Canaria, la «falla» de Boucart, el «eje estructural» de Carracedo, afectando especialmente al sector NW de la misma.

Este hecho debe tenerse en cuenta de cara a la predicción del riesgo volcánico en esta isla, ya que el porcentaje más alto de erupciones ha interesado al área más densamente poblada en la actualidad.

Los edificios piroclásticos edificados constituyen conjuntos de individuos aislados, que se presentan constituyendo claras alineaciones, en donde la tendencia más frecuente es que se orienten siguiendo la directriz NW-SE, en cuatro de las cinco alineaciones, y las secundaria NE-SW, que afecta únicamente a La Isleta.

En este sentido se observa una clara diferenciación del volcanismo del Pleistoceno reciente y Holoceno, del producido durante el Cuaternario, en el que es difícil establecer alineaciones de volcanes.

Los edificios presentan morfologías típicas de erupciones strombolianas, pero no faltan aparatos de génesis más complejas, que han combinado este tipo de erupciones con hundimientos o explosiones freáticas. Puede hablarse de una «rica» variedad de las morfoestructuras de los aparatos eruptivos, que viene determinada por las combinaciones antes dichas y por topografías muy diferenciadas y quebradas.

Los derrames lávicos han rellenado en la mayor parte de los casos los cauce de los barrancos, inundándolos durante algunos kilómetros y, sólo en dos ocasiones (La Isleta y Lomo Magullo) se han desarrollado sobre suaves pendientes. Estos hechos han configurado las estructuras de las coladas: mientras que en las zonas más llanas se han abierto en amplios abanicos de poco espesor, en las barranqueras la pendiente ha determinado un encauzamiento en canal, y la formación de muros laterales de enfriamiento. En los fondos de los barrancos, las coladas han sido seccionadas por la reapertura de los cauces.

Del estudio de campo se deduce que las superficies lávicas se alteran a un ritmo mucho más acelerado que los conos de escorias.

La exposición a los vientos dominantes y las diferencias altitudinales marcan distintos grados de alteración en estos volcanes y sus derrames lávicos, siendo los expuestos al N y NW, en los valles de medianías (Fagagesto, Pinos de Galdar), los más rápidamente meteorizados. Asimismo, dentro de los materiales de una misma erupción pueden encontrarse diferentes estadios de alteración, en función de su localización altitudinal.

Las morfologías de los aparatos permiten deducir la siguiente dinámica eruptiva: las erupciones han construido primeramente edificios de piroclastos que, en un momento avanzado de su construcción, han derramado flujos lávicos al tiempo que mantenían su actividad explosiva desmantelando, entre ambas, parcialmente el aparato. La continuidad de la actividad explosiva después del término de las efusiones lávicas ha sido puesta de manifiesto anteriormente.

Asimismo, se deducen también tres tipos de agrupamientos en los conjuntos volcánicos relacionados con los conductos eruptivos o con la presencia de agua:

- Una primera modalidad es aquella que se define como el resultado de una erupción fisural de manifestación puntual, pero con las bocas de emisión cercanas las unas a las otras, de tal forma que los edificios resultantes se imbrican y yuxtaponen dando lugar a una sola gran morfoestructura lineal. El único caso de esta modalidad en Gran Canaria es el de la Alineación del Vigía, en La Isleta.
- Una segunda modalidad, la más frecuente, ha construido conos strombolianos que se presentan aislados al tiempo que formando parte de alineaciones de volcanes separados varios centenares de metros o kilómetros entre sí.
- Un tercer tipo, incluido, no obstante, en el comportamiento estructural-lineal, se ha producido por la interacción del agua con el magma, durante la construcción de un edificio puntual stromboliano. La resultante de esta combinación es un edificio complejo, representado por la Caldera y el Pico de Vandama.

Los depósitos sedimentarios que aparecen asociados a estos aparatos de construcción reciente denotan una sucesión de hechos morfológicos y de cambios climáticos que pueden ser puestos en relación con lo acontecido en el NW africano, y nos han permitido establecer un esquema de sucesión volcánica durante el Holoceno de Gran Canaria.

Por último, debemos hacer algunas consideraciones respecto al estado de conservación de los espacios volcánicos estudiados.

A las jóvenes morfologías creadas por esta última pulsación eruptiva de la isla, retocadas en parte por la erosión y por la colonización vegetal, se ha sumado con mayor capacidad destructiva la acción del hombre.

Muchas de las coladas han sido ocupadas por terrenos de cultivo, almacenes, talleres, por barrios y carreteras. Los conos volcánicos se han visto agredidos en casi todos los casos por las «piconeras», que, actuando libremente, los han hecho disminuir de volumen y superficie o incluso desaparecer totalmente.

Esto hace que esta isla de naturaleza volcánica esté muy cerca de que sean destruidos los pocos y únicos espacios de construcción reciente que aún posee y que tienen un enorme interés para su población, en tanto que permiten la comprensión del medio geológico que la sustenta.

Indice de figuras

<u>Figura</u>		<u>Págs.</u>
1.	<i>Interrelaciones morfoclimáticas y tectovolcánicas en una isla.</i>	2
2.	<i>Esquema-síntesis de una isla volcánica</i>	4
3.	<i>El volcanismo mio-plioceno y cuaternario de Gran Canaria (según Boucart, 1933-34)</i>	8
4.	<i>Corte geológico de Gran Canaria representando la falla de Boucart</i>	9
5.	<i>El Cuaternario volcánico (según Fuster, 1968)</i>	11
6.	<i>El volcanismo plio-pleistoceno y cuaternario de Gran Canaria (según Schmincke, 1977)</i>	12
7.	<i>Génesis del cono fisural de Cuatro Puertas</i>	15
8.	<i>Evolución del Barranco de Guiniguada</i>	17
9.	<i>Bloque-diagrama de la Hoya de la Lechuza</i>	18
10 a.	<i>Perfil de la Caldera de la Lechucilla</i>	19
10 b.	<i>Dibujo de la Caldera de la Lechucilla</i>	19
11.	<i>Corte geológico NE-SO de Gran Canaria</i>	20
12.	<i>Situación de los volcanes cenozoicos en Gran Canaria (según Macau Vilar)</i>	23
13.	<i>Fosa de las direcciones predominantes del volcanismo histórico reciente del Archipiélago Canario (según Hernández Pacheco).</i>	25
14.	<i>Mapa de las principales alineaciones estructurales del volcanismo del Plioceno Superior y Cuaternario de Gran Canaria.</i>	26
15.	<i>Fosa de los alineamientos volcánicos dominantes durante el Plio-Pleistoceno y Cuaternario de Gran Canaria</i>	27
16.	<i>Índice gráfico de los croquis morfológicos</i>	29
17.	<i>Mapa geomorfológico de La Isleta</i>	39
18.	<i>Perfil del escarpe NW de La Isleta</i>	42
19.	<i>La Hondura</i>	44
20.	<i>Perfil de la costa SE de La Isleta</i>	47
21.	<i>Esquema de la evolución geomorfológica de La Isleta</i>	47
22.	<i>Alineación de volcanes del Vigía</i>	49
23 a y b.	<i>Perfil del cono VI. Perfil en la piconera de la Esfinge</i>	53
24.	<i>Croquis morfológico del conjunto volcánico de Tafira, Vandama y Jinamar</i>	63
		139

<u>Figura</u>	<u>Págs.</u>
25.	<i>Croquis morfológico del Monte Lentiscal y su derrame lávico.</i> 66-67
26.	<i>Perfiles geológicos del Monte Lentiscal</i> 67
27.	<i>Cortes en el tramo inferior del Barranco de Guiniguada</i> 72
28.	<i>Mapa geomorfológico del Pico y la Caldera de Vandama</i> 79
29.	<i>Perfiles geológicos de la Caldera de Vandama</i> 80
30.	<i>Secuencia en bloques-diagrama de la construcción del Pico y la Caldera de Vandama</i> 86-87
31.	<i>Croquis morfológico de los volcanes de Jinamar</i> 90
32.	<i>Representación geológica y topográfica de la Sima de Jinamar.</i> 93
33.	<i>Cono de emplastes de Montaña Rajada</i> 93
34.	<i>Croquis morfológico del conjunto volcánico de Lomo Magullo.</i> 96
35.	<i>Volcán de Las Meloneras y su derrame lávico</i> 99
36.	<i>Croquis morfológico del volcán de Santidad y su derrame lávico.</i> 102
37.	<i>Croquis morfológico de la Caldera de Los Marteles y La Calderilla</i> 108
38.	<i>Croquis morfológico de la alineación volcánica de las cumbres del NW</i> 114
39.	<i>Croquis morfológico del Montañón Negro y su derrame lávico.</i> 116
40.	<i>Esquema evolutivo que muestra la construcción de nuevos laterales de enfriamiento</i> 123
41.	<i>Croquis morfológico del cráter de Los Pinos de Gáldar</i> 128
42.	<i>Dibujos esquemáticos del Hondo de Fagagesto</i> 131

Índice de fotos

Págs.

LA ISLETA

1.	<i>La Isleta desde el SW</i>	37
2.	<i>Montaña del Confital</i>	38
3.	<i>Disyunciones en prismas. Costa Norte</i>	41
4.	<i>Un calcáreo muy compacto penetra las diaclasas entre los prismas</i>	41
5.	<i>El Roque Ceniciento</i>	43
6.	<i>Marmita de Gigante</i>	43
7.	<i>Un potente suelo bajo M.^a Colorada</i>	45
8.	<i>Discordancia sobre el nivel marino holoceno</i>	45
9-10.	<i>Bombas en el cráter de M.^a del Faro</i>	45
11.	<i>Bloques y escorias de M.^a del Faro</i>	45
12.	<i>Depósitos coluviales</i>	46
13-14.	<i>Precipitaciones calizas</i>	46
15-16.	<i>Encostramientos calizos</i>	46
17.	<i>Pequeño cono</i>	46
18.	<i>Dique con derrames laterales</i>	46
19.	<i>Cráter biseccionado</i>	48
20.	<i>Jirones y escorias del cono IV</i>	48
21-22-23.	<i>Materiales fragmentarios de M.^a del Vigía</i>	50
24.	<i>Matorrales de euphorbias sobre escorias</i>	50
25.	<i>Campo de lavas de la meseta central</i>	51
26.	<i>Cono IV</i>	51
27.	<i>Lavas cordadas</i>	56
28.	<i>Tubo volcánico en la vertiente Este</i>	56
29.	<i>Numerosos derrumbes ponen de manifiesto una complicada red de tubos</i>	57

CONJUNTO VOLCANICO DE TAFIRA, VANDAMA Y JINAMAR

30.	<i>Cráter en herradura del Monte Lentiscal</i>	68
31.	<i>Conete de explosión</i>	68
32-33.	<i>Bombas fusiformes y almendradas del Monte Lentiscal</i>	68
34-35.	<i>Dos aspectos de la colada del Monte Lentiscal</i>	70
36.	<i>Terraza lacustre</i>	70
37.	<i>La colada aparece levantada sobre el cauce actual</i>	70
38-39.	<i>Pico y Caldera de Vandama</i>	74
40.	<i>Fractura de distensión en la pared Este</i>	81
41-42.	<i>Depósitos de "surges" proximales</i>	82
43-44.	<i>Cráteres de impacto en los depósitos de "surges"</i>	85
45.	<i>Depósitos distales</i>	88
46.	<i>Montaña Rajada</i>	94
47.	<i>Colada de Sima Jinamar y M.^a Rajada</i>	94

CONJUNTO VOLCANICO DE LOMO MAGULLO

48.	<i>M.^a de Santidad y su derrame lávico</i>	101
49.	<i>Materiales fragmentarios del volcán de Santidad</i>	101
50-51.	<i>Colada del volcán de Santidad</i>	105
52.	<i>Encostramiento calcáreo en la M.^a de Barros</i>	105
53.	<i>Derrame lávico ocupando el Valle de los Nueve</i>	105

LA CALDERA DE LOS MARTELES Y LA CALDERILLA

54.	<i>La Caldera de los Marteles</i>	107
55.	<i>Fractura concéntrica</i>	110
56.	<i>La Calderilla, en las cumbres del Este</i>	111
57.	<i>Bombas en corteza de pan</i>	111

LA ALINEACION VOLCANICA DE LAS CUMBRES DEL NW

58.	<i>Malpais del Montañón Negro</i>	117
59.	<i>Depresión intralávica</i>	124
60.	<i>Estructuras abovedadas de los muros laterales</i>	124
61.	<i>Muros laterales</i>	125
62.	<i>Cráter de los Pinos de Gáldar</i>	126
63.	<i>Pared Oeste del cráter</i>	
64.	<i>Bombas de morfologías poco terminadas</i>	130
65-66.	<i>"Senderos" en las vertientes piroclásticas</i>	130
67.	<i>Curso superior de la colada del Hondo y de los Berrazales</i> ...	132
68.	<i>Boca efusiva de los Berrazales</i>	132
69.	<i>El "Hondo" de Fagagesto</i>	132
70.	<i>"Malpais de la Necrópolis"</i>	132

Bibliografía-

- ABDEL-MONEN, A.; WATKINS, N. D., y GAST, P. W.: «Volcanic history of the Canary Islands». *Am. Geophys. Union Trans.*, vol. 48, pp. 226-227, 1967.
- ABDEL-MONEN, A.; WATKINS, N. D., y GAST, P. W.: «Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera». *Am. J. Sci.*, 711, pp. 490-521, 1971.
- ANGUITA, F.: «Las Islas Canarias dentro del esquema de la tectónica global». I Seminario sobre tectónica global. Fund. Gómez Pardo, Madrid (pre-print.), 1977.
- ARANA, V., y CARRACEDO, J. C.: «Los volcanes de las Islas Canarias». I. *Tenerife*. Ed. Rueda, Madrid, 1978.
- ARANA, V., y CARRACEDO, J. C.: «Los volcanes de las Islas Canarias». II. *Lanzarote y Fuerteventura*. Ed. Rueda, Madrid, 1979.
- ARANA, V., y CARRACEDO, J. C.: «Los volcanes de las Islas Canarias». III. *Gran Canaria*. Ed. Rueda, Madrid, 1980.
- ARANA, V.; CARRACEDO, J. C.; HANSEN, A., y MORENO, J. C.: «Reserva escolar educativa Timanfaya». *Inicie*. Icona, Ciclostilado, 1979.
- ARANA y FUSTER: «Estado de los estudios sobre los recursos geotérmicos en el área de las Montañas del Fuego» (Lanzarote I.C.). *Estudios geológicos*, vol. XXIX, pp. 281-286. Junio, 1973.
- ARANA, V., y FUSTER, J. M.: «La erupción del volcán de Teneguía, La Palma, Islas Canarias, 1971». *Estudios geológicos*, vol. Teneguía, pp. 15-18, diciembre 1974. Instituto Lucas Mallada. C.S.I.C.
- ARANA SAAVEDRA, V., y LOPEZ RUIZ, J.: «Volcanismo. Dinámica y petrología de sus productos». Ed. Istmo. Colec. Colegio Universitario, 4. Madrid, 1974.
- ARANA SAAVEDRA, V., y ORTIS RAMIS, R.: «Volcanología». C.S.I.C. y Ed. Rueda, Madrid, 1984.
- AROZENA CONCEPCION, E.; FERNANDEZ PELLO-MARTIN, L., y VILLALVA MORENO: «Evolución morfoclimática cuaternaria de las islas de La Gomera y El Hierro. Depósitos de ladera y barranco». Anuario del Dto. G.^a de la Universidad de La Laguna. La Laguna, 1981.
- BALOUT, L.: «Pluviales, interglaciares y prehistoria sahariana». *L'anthropologie*, tomo LV, pp. 289-90, 1951.
- BEAUDET, G.: «Le Quaternaire Marocain: Etat des études». *Rev. geogra. du Maroc.*, n.º 20, 1971.
- BENITEZ PADILLA, SIMON: «Síntesis geológica del Archipiélago Canario». *Estudios geológicos*, n.º 3. Instituto de Investigaciones Geológicas «Lucas Mallada». C.S.I.C., 1945.
- BENITEZ PADILLA, SIMON: «La erupción de "Las Manchas" en la isla de La Palma y el volcanismo canario». *Rev. Museo Canario*. Las Palmas, 1952.
- BENITEZ PADILLA, SIMON: «Gran Canaria y sus obras hidráulicas». Excmo. Cabildo de Gran Canaria. Las Palmas de Gran Canaria, 1959.
- BENITEZ PADILLA, SIMON: «Una breve excursión científica por Gran Canaria». El Museo Canario. Las Palmas, 1963.
- BLUMENTHAL, MURICIO M.: «Rasgos principales de la geología de las Islas Canarias, con datos sobre Madeira». *Bol. del Inst. Geológico y Minero de España*, Madrid, 1961.
- BOUCART, J.: «Geologie de la Grande Canarie». *C.R. Som. Soc. Geol. de France*, 9, pp. 124-125.

- BOUCART, J., y JEREMINE, E.: «La Grande Canarie. Etude géologique et lithologique». *Bull. Volcanologique*, 2, 2, pp. 3-77, 1937.
- BOUCART, J., y JEREMINE, E.: «Fuerteventura». *Extrait du Bull. Volcanologique*, serie II, tomo IV. Nápoles, 1938.
- BRAVO, TELESFORO: «Geografía General de las Islas Canarias», tomo I. Goya Ediciones. Sta. Cruz de Tenerife, 1954.
- BRAVO, TELESFORO: «Las formaciones post-miocenas de Gran Canaria». *El Museo Canario*, n.º 75-76. Las Palmas, pp. 406-411, 1960.
- BRAVO, TELESFORO: «Geografía General de las Islas Canarias», tomo II. Goya ediciones. Sta. Cruz de Tenerife.
- BRAVO, TELESFORO: «Estudio geológico y petrográfico de la isla de La Gomera». *Estudios geológicos*. Instituto «Lucas Mallada». C.S.I.C., vol. XX, noviembre 1964, pp. 1-56, 1964.
- BRAVO, TELESFORO: «La situación afro-atlántica de Canarias». Homenaje a Elias Serra Rafols, I. Univ. La Laguna, 1970.
- BRYSON RELD, A.: «Volcanes y clima». *Rev. Mundo Científico*, n.º 18, vol. 2, pp. 948-958, 1982.
- BUCH LEOPOLD, VON: «Description physique des Iles Canaries, suivie d'une indication des principaux du globe». París, 1836.
- CABRERA LAGUNILLA, PILAR: «Las erupciones históricas de Tenerife». Memoria de Licenciatura. Departamento de Petrología., Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. Marzo 1981 (inédita).
- CAILLEUX, A.: «La Era Cuaternaria, problemas y métodos de estudio». Barcelona, C.S.I.C., 1956.
- CALDERON Y ARANA, S.: «Reseña de las rocas de la isla volcánica de Gran Canaria». *Anales de la R.S.E. de H.N.*, tomo IX. Imprenta de T. Fortanet. Madrid, 1876.
- CARRACEDO, J. C.: «Paleomagnetismo y materia volcánica de Tenerife». Aula de Cultura del Excmo. Cabildo Insular de Sta. Cruz de Tenerife.
- CENDRERO UCEDA: «Los volcanes recientes de Fuerteventura». *Bull. volc.*, vol. XXIII, pp. 201-206, y *Estudios geológicos*, vol. XXII, diciembre.
- CRiado HERNANDEZ, C.: «Los paisajes naturales del macizo de Anaga». Memoria de Licenciatura. Departamento de Geografía de la Universidad de La Laguna (inédita).
- CRiado HERNANDEZ, C., y YAÑEZ LUQUE, A.: «Depósitos torrenciales y formaciones coluviales en el Macizo de Anaga» (Tenerife). Anuario del Dpto. de Geografía de la Universidad de La Laguna, La Laguna, 1981.
- DE MENDOZA DIAZ, A.: «A crustal deforming agent and the mechanism at the volcanic activity in the Azores». *Bull. volc.*, serie II, tomo XXI, pp. 95-103, 1959.
- DORRONSORO URRUTIA, G.: «Fenómenos de havynización de enclaves de tahititas de Gran Canaria». *Estudios Geológicos*, n.º 35, pp. 259-277.
- FERNANDEZ CALDA, G.; TEGEDOR SALGUERO, M. L., y QUANTIN, P.: «Suelos de regiones volcánicas. Tenerife». C.S.I.C. Universidad de La Laguna, Sta. Cruz de Tenerife, 1982.
- FERNANDEZ NAVARRO, L.: «Resumen de la Conferencia acerca de la erupción volcánica del Chinyero». Junta para la ampliación de estudios e investigaciones científicas, 1910.
- FERNANDEZ NAVARRO, L.: «Las erupciones de fecha histórica en Canarias». *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo XI. Mem. 2.ª, pp. 1-75, 1919.
- FERNANDEZ NAVARRO, L.: «Datos sobre el volcanismo canario». *Extrait du Bulletin volcanologique*, n.º 2, octubre-diciembre 1924, 1925.
- FERNANDEZ NAVARRO, L.: «La volcanología en la XIV sesión del Congreso Geológico Internacional». *Bull. Volcanologique*, n.º 9 y 10, 1926.

- FORJAZ, V. H., y WESTON, F.: «Volcanic activity in the Azores. Report for 1959-1964». *Bull.*, vol., tomo XXXI, 1967.
- FRISCH, K. VON: «Reisebilder von den Kanarischen Inseln». *Pet. Geogr. Mitt. Erg. Bd.* 5/22, pp. 1-44, 1867.
- FURON, R.: «Elements de Paleoclimatologie». Paris, Vuivert, 1972.
- FUSTER, J. M., et al.: «Geología y volcanología de las Islas Canarias. Lanzarote». Instituto Lucas Mallada. C.S.I.C., Madrid, 1968.
- FUSTER, J. M., y otros: «Geología y volcanología de las Islas Canarias. Gran Canaria». Ed. Inst. «Lucas Mallada». C.S.I.C. Madrid, 1968.
- FUSTER, J. M.: «Las Islas Canarias: un ejemplo de evolución espacial y temporal del volcanismo oceánico». *Estudios geológicos*, vol. XXXI, pp. 439-463, diciembre 1975. Inst. «Lucas Mallada». C.S.I.C., 1975.
- GAGEL, C.: «Die mitthelathantisches Vulkaniseln». *Handbuch der regionales geologie*, vol. 7, pp. 1-32. Heidelberg, 1910.
- GONZALEZ Y GUTIERREZ PALACIOS, J.: «Algunos datos geológicos de Gran Canaria». *Bol. de la Real Sociedad Española de M.^a Natural*, tomo X, n.º 9, noviembre 1910.
- GUIZIAN AYNETO, C.; MARTIN GALAN, G., y NADAL PERDOMO: «Formaciones sedimentarias del Cuaternario Medio al Holoceno en la isla de Gran Canaria». *Anuario del Dpto. de Geología de la Universidad de La Laguna*.
- GOETZEE, J. A., y ZINDEREN BAKKER, E.: «Climatic changes and the stratigraphy of the vpper Quaternary in Africa». Sixième congrés Panafricain de prehistoire. Dakar, 1967.
- GUIL CHER, A.: «Observations comparatives sur un complexe littoral de la côte atlantique africaine». *Norvis*, n.º 100, octubre-diciembre 1978.
- HALIMEN, A.: «La Era Cuaternaria en el NW del Sahara». *Estudios del Congreso Internacional del Cuaternario en Colorado*. VII Congreso de Inqua.
- HANSEN MACHIN, A., y GUERRA DE LA TORRE, E.: «Medio ambiente y educación: en el Montañón Negro, una propuesta de reserva integral». *Rev. Aguayro*, n.º 147, pp. 8-14, mayo-junio.
- HANSEN MACHIN, A.; GUERRA DE LA TORRE, E., y MARTINEZ, S.: «El Montañón Negro: estudio geográfico del más joven de los volcanes holocenos de Gran Canaria». *Anuario del Dpto. de Geografía de la Universidad de La Laguna*, 1984.
- HARTUNG, G.: «Betrachtungen über Erhebungskrater, ältere un nevere Eruptivmassen, nebst einer Schildevung der geologischen Verhältnisse del Insel Gran Canaria». Leipzig, 1862.
- HAUSEN, HANS M.: «Algunos aspectos geológicos y geomorfológicos de la más antigua de las Islas Canarias». Ed. El Museo Canario, 1955.
- HAUSEN, HANS: «Las Calderas canarias. Consideraciones sobre los modos de formación según resultados de estudios realizados en las islas en el periodo 1947-1957», 1960.
- HAUSEN, HANS: «New contributions to the geology of Gran Canary» (Gran Canaria, Canary Islands). Helsinki-Helsingfors, 1962.
- HAUSEN, HANS: «Rasgos geológicos generales de la isla del Hierro». *Anuario de Estudios Atlánticos*, n.º 10, 1964.
- HAUSEN, HANS: «Contributions to the Geology of La Palma (Canary Islands)». *Commentationes Physico-mathematicas Societas Scientiarum Fennica*, vol. 32. Helsinki-Helsingfors, 1968.
- HAUSEN, HANS: «Desprendimientos en las Islas Canarias». *A.E.A.*, n.º 16.
- HAUSEN, HANS: «Nota comparativa de la geología de las islas de La Palma y Gomera del Archipiélago Canario». Homenaje a Elías Serrá Rafols. Universidad de La Laguna, 1970.
- HERNAN REGUERA, F.: «Estudio petrológico y estructural del complejo traquítico-senítico de Gran Canaria». *Estudios geológicos*, n.º 32, pp. 279-324, 1976.

- HERNANDEZ PACHECO, E.: «Estudio geológico de Lanzarote y de las Islas Canarias». Ed. Memorias de la Real Sociedad Española de Historia Natural, tomo VI, 1909.
- HERNANDEZ PACHECO, E.: «En relación con las grandes erupciones volcánicas del siglo XVIII y 1824 en Lanzarote». *Rev. del Museo Canario*. Las Palmas de Gran Canaria, 1960.
- HERNANDEZ PACHECO, A.: «The tahititas of Gran Canary and havynitization of their inclusions». *Bull. Volcanologique*, 33.3, pp. 701-728, 1969.
- HERNANDEZ PACHECO, A.: «Lineaciones estructurales y volcanismo en el Archipiélago Canario». Comunicaciones III Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, tomo III. Comisión Nacional de Geodesia y Geofísica, Madrid, 1979.
- HERNANDEZ PACHECO, A.: «Sobre una posible erupción en 1793 en la isla del Hierro». *Estudios geológicos*. B.P., pp. 15-25, 1982.
- IBARROLA, E., y LOPEZ RUIZ, J.: «Estudio petrográfico y químico de las erupciones recientes (siglo IV) de Lanzarote». *Estudios geológicos*, vol. 23, pp. 203-213.
- IBARROLA, E.: «Variabilidad de los magmas basálticos de las Islas Orientales y Centrales». *Estudios geológicos*. Instituto Lucas Mallada, C.S.I.C., vol. XXVI, n.º 4, pp. 337-401, 1970.
- IBARROLA, E., y MARTORELL, J.: «Melititas olivínicas en Gran Canaria derivadas de magmas basálticos alcalinos». *Estudios geológicos*, vol. XXIX, pp. 319-324, 1973.
- JEREMINE, E.: «Contribution a l'étude petrographique des trois iles de l'archipel Canarien: Tenerife, La Palma et Gran Canaria». *Bulletin de la Societé Française de Mineralogie*, tomo 56, pp. 4-5, Paris, 1933.
- KIEFFER, G.: «Pahoehoe et "aa": Problèmes de morphologie superficielle des coulées volcaniques fraîches». Publication d'Institut de Géographie de la Faculté de Clermont-Ferrand.
- KLUG, HEINZ: «Morphologische studien auf den Kanarischen Inseln». Schriften des Geographischen Instituts der Universität Kiel, 1968.
- KNEBEL, W. V.: «Der vulkanische aufbau del Insel Gran Canaria». *Globus*, 92, pp. 21-22, 1907.
- KUBIENA, W. L.: «Materialien zuz Geschichte der Budenbildung auf Westkanaicn (unter Einschub von Gran Canaria). VI Congr. de la Science du Sol, vol. 38, pp. 241-246, Paris, 1956.
- KUNKEL, G.: «Biogeography and ecology in the Canary Islands». Edt. Publishers the Hague. Netherlands, 1976.
- LACOINTRE, G.; TINKLER, K. J., y RICHARDS, G.: «The marine Quaternary of the Canary Islands». *Procecd. Acad. Nat. Sci. Philadelphia*, 119, pp. 325-334, 1967.
- LIETZ, J., y SCHMINCKE, H.: «Miocene-pliocene sea level changes and volcanic episodes on Gran Canaria (Canary Islands) in de light of new K-Ar. ages». *Palaeogeography, Palaeodimatology, Palaeoecology*, 18, pp. 213-239, 1975.
- LIVINGSTONE: «Late Quaternary climatic change in Africa». *Annual Rev. of Ecol. and Syst.*, vol. 6, pp. 249-280, 1975.
- LYELL'S: «Elementos de Geología». Madrid, Imprenta de D. Antonio Yenes, Litografía de los Artistas, 1847.
- MACAU VILAR, F.: «Los volcanes del Cenozoico en Gran Canaria». Causas y consecuencias de su singular distribución en la isla. *Rev. de Obras Públicas*, n.º 2.903, pp. 108-118, 1957.
- MACAU VILAR, F.: «Estudio hidrológico de Gran Canaria». *Anuario de Estudios Atlánticos*, n.º 3, pp. 9-45, 1957.
- MACAU VILAR, F.: «Las Calderas de Gran Canaria». *Ed. Anuario de Estudios Atlánticos*, n.º 5, 1959.
- MACAU VILAR, F.: «Contribución al estudio del Cuaternario de Gran Canaria». *Anuario de Estudios Atlánticos*, n.º 6, pp. 117-132, 1960.
- MACDONALD GORDON, A.: «Volcanoes. A stimulating, authoritative discussion of volcanoes,

- volcanic products and volcanic phenomena». *Ed. Prentice-Hall, Inc. Englewood Chiffs, New Jersey, 1972.*
- MACDOUGALL, I., y SCHMINCKE, H.: «Geocronology of Gran Canaria. Canary Islands: age of Schild Building Vulcanism and other magmatic phases». *Bulletin Volcanologique*, vol. 40-1, 1976-1977.
- MACHADO: «Alguns problemas do vulcanismo da Isha de Tenerife». *Bol. da Sociedade Portuguesa de Ciências Naturais*, 2.ª serie, vol. 10, pp. 26-45, 1964.
- MARTEL SANGIL, M.: «Contribución al estudio geológico y paleontológico de Gran Canaria». *Estudios geológicos* (Cons. S. Inv. Cient. Inst. Lucas Mallada), 15, pp. 109-135, Madrid, 1952.
- MARTINEZ DE PISON, E., y HIGES ROLANDO, V.: «La escala de tiempo en la evolución morfológica del aparato eruptivo del Teneguia». *Rev. Estudios Geográficos*, n.º XXXIII, pp. 363-378, mayo 1972.
- MARTINEZ DE PISON, E., y HIGES ROLANDO, V.: «Observaciones morfológicas sobre las erupciones del Etna». *Rev. Estudios Geográficos*, mayo 1972, Madrid, n.º XXXIII, 127, C.S.I.C., Instituto «Juan Sebastián Elcano», pp. 173-264, 1972.
- MARTINEZ DE PISON, E., y QUIRANTES, P.: «El Teide. Estudio geográfico». *Ed. Interinsular Canaria, S. A.*, Dpto. Geografía, Universidad de La Laguna, 1981.
- MICO, J.: «Paleontología de Canarias». Las Palmas de Gran Canaria. Ed. Excmo. Cabildo Insular de Gran Canaria, 1976.
- MILLARES TORRES, A.: «Historia de las Islas Canarias». Libro 8.º, pp. 93-94.
- MINISTERIO DE INDUSTRIA: «Programa sectorial de rocas industriales y áridas. Investigación de rocas pumíticas en Gran Canaria». Ministerio de Industria, Dirección General de Minas, Inst. Geológico y Minero de España, Madrid, 1973.
- MORALES GIL, A.; MARTIN GALAN, F., y QUIRANTES, F.: «Formas periglaciales en las Cañadas del Teide». Aula de Cultura Excmo. Cabildo Insular de Tenerife. Sta. Cruz de Tenerife, 1977.
- MUNUERA, J. M.: «Acerca de la sismicidad regional iberomagrebi». Instituto Geográfico y Catastral, 1974.
- MUNOZ, M.: «Inclusiones máficas y ultramáficas en las formaciones volcánicas de la isla de Gran Canaria». *Estudios Geológicos*, 29, pp. 113-119, 1973.
- NAVARRO, J. M.; APARICIO, A., y GARCIA CACHO, L.: «Estudio geológico de los depósitos sedimentarios de Tafira-Las Palmas». *Rev. Estudios Geológicos*, 25, pp. 235-248, 1969.
- NOGALES, J., y SCHMINCKE, H. U.: «El pino enterrado en la Cañada de Las Arenas» (Gran Canaria). *Cuaderno de Botánica Canaria V*, pp. 23-25, 1969.
- NUEZ CABALLERO, A. DE LA: «Límites humanos de una dimensión. Geografía de D. Simón Benítez Padilla». *Rev. El Museo Canario*, núms. 75-76, pp. 59-75, Las Palmas, 1960.
- ONER, M., y OFLAS, S.: «Plant succession on the kula volcano in Turkey». *Vegetario*, vol. 34.1, pp. 55-62, 1977.
- PATRICK, A.: «¿Modifica el vulcanismo el clima terrestre?». *Rev. Mundo Científico*, n.º 3, pp. 272-273, 1981.
- PEREZ MARTIN, J. L.: «Caracterización geográfica de depósitos de barranco en la isla de La Palma». *Anuario del Dpto. de Geol. de la Univ. de La Laguna*, La Laguna, 1981.
- PETER FRANCIS: «Volcanoes». *Penguin Books*. 1976, England.
- POMEL, R.: «Processus epeirogeniques et eustatiques en basse cote-d'ivoire depuis 5.000 ans. B.P. (Etude Radiometrique)». *Bull. Assoc. Geogr. Franc.*, n.º 440, 1977.
- PONTE Y COLOGAN, A.: «Volcán de Chinyero. Memoria histórica descriptiva de esta erupción volcánica. Acaecida en 18 de noviembre de 1909». *Tipolit. de A. J. Benítez*, Tenerife, 1911.

- RITTMANN, A.: «Les volcans et leur activité». Ed. Masson et Cie., Editeurs, 120, Saint-Germain, Paris, 1963.
- ROGNON, P.: «Essai d'interprétation des variations climatiques au Sahara depuis 40.000 ans». *Rev. de Geogra. Phys. et de Geologie Dynam.*, vol. XVIII, fasc. 2-3, pp. 251-282, Paris, 1976.
- ROGNON, P.: «Les oscillations du climat Saharien depuis 40 millénaires. Introduction a un vieux débat». *Rev. de Geogra. Phys. et de Geologie Dynam.*, vol. XVIII, pp. 147-156, Paris, 1976.
- ROGNON, P.: «Formes periglaciares dans le massif de L'Atakor (Hoggar)». *Assoc. Geogr. d'Alsace*, pp. 347-364, 1978.
- ROGNON, P.: «Evolution du relief et paleoclimats depuis 40.000 ans sur la bordure nord de Sahara». *Bull. Assoc. Géogr. Franc.* Paris, n.º 46, 1979.
- ROGNON, P.: «Une extension des déserts (Sahara et Moyen-Orient) au cours du tardiglaciaire (18.000-10.000 ans B.P.)». *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.* 22, núms. 4-5, pp. 313-328, 1980.
- ROGNON, P.: «Las crisis climáticas». *Rev. Mundo Científico*, n.º 11, febrero 1982, pp. 200-211, 1982.
- ROMERO RUIZ, C.: «Volcanismo histórico en Tenerife». Memoria de Licenciatura, Dpto. Geografía, Univ. de La Laguna, 1982.
- ROTHER, P.: «Zur geologischen Geschichte der Insel Gran Canaria». *Natur. u. Museum*, vol. 94, pp. 1-9, 1964.
- ROTHER, P.: «Sismos y volcanes», *Oikos-Tau*. Barcelona, 1972.
- ROTHPLETZ ET SIMONELLI: «Die marinen Ablagerungen auf Gran Canaria». *Z.A. Deutsch. Geol. Ges.*, XLII, 1890.
- RUPELLAN, A.: «Individualization et Accumulation du calcaire dans les sols et les dépôts quaternaires du Marocain». *Cah. Orstom Pedol.* 5, n.º 4, pp. 421-462, 1967.
- SANCHEZ TOLEDO, J. S.: «Evolución geomorfológica y génesis de la Caldera de Pedro Gil (Tenerife)». *Anuario del Dpto. de Geografía de la Univ. de La Laguna*, 1985.
- SANTIAGO, M.: «Los volcanes de La Palma». *Rev. El Museo Canario*, Las Palmas, 1960.
- SCHMINCKE, H. U., y SWANSON, D. A.: «Eine alte Caldera auf Gran Canaria?». *N. Jb. Geol. Pahont. Mh. Stuttgart*. Mayo 1966, pp. 260-269.
- SCHMINCKE, H. U.: «Cone Sheet Swarm, resurgence of Tejada Caldera, and the early Geologic History of Gran Canaria». *Bull. Volcanologique*, tomo XXX, pp. 153-162, 1967.
- SCHMINCKE, H. U.: «Pliozäne Subtropische Vegetation auf Gran Canaria». *Die Naturwissenschaften*, vol. 55-4, pp. 185-186, 1968.
- SCHMINCKE, H. U.: «Magmatic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira and Azores Island groups». *Geol. Soc. America Bull.*, 84, pp. 633-648, 1973.
- SCHMINCKE, H. U.: «The geology of the Canary Islands». En Kunkel, 6 (ed.) *Biogeography and Ecology in the Canary Island*. Dr. W. Junk b.v. Publishers, The Hague, pp. 67, 184, 1976.
- SOSA, FRAY JOSE DE: «Topografía de la isla de Gran Canaria». Sta. Cruz de Tenerife, Imprenta Valentín, 1943.
- STEARVS, Ch. E., y THURBER, O. L.: «Th. 230/U. 234 dates of late pleistocene marine fossils from mediterranean and Moroccan littoral». *Quaternary*, 7, pp. 29-42, 1965.
- TAZIEF, HARUM: «Vingt-anq sur les volcans du globe», 2 tomos. Ed. Fernand Nathan.
- TEGEDOR SALGUERO, M. L.; QUANTIN, P., y FERNANDEZ CALDA, E.: «Climato séquence de la région meridionale de Ile de Tenerife» (Islas Canarias), II: Caracteristiques mineralogiques, interpretation et classification. *Cah. Orstom. Pedol.*, 16, n.º 1, pp. 86-106, 1978.
- TRICART Y CAILLEUX, A.: «Le Modelé des regions seches», tomo IV. Paris, S.E.D.E.S., 1969.

- VANDER BILT, H. W.: «Geomorphologic study of the Fataga drainage basin and the southern barrancos between Maspalomas and Juan Grande, Gran Canaria». *Prog. Canarias*, SPA, 15 (ciclostil), 1973.
- VAN EYSINGA, F. W. B.: «Geological Time Table». Amsterdam, *Edsevier, Scientific. Publishing Company*, 1978.
- WEBB, M. M. P., y BERTHELOT, S.: «Histoire naturelle des Iles Canaries», tomo deuxième, 1839.
- YOUNG, R. A., y HOLLISTER, C. D.: «Quaternary sedimentation on the North-West African continental rise». *Jour. Geol.*, 82, pp. 675-689, 1974.
- ZEUNER, F. E.: «El período Pleistoceno. Its climate, chronology and faunal successions». London, pp. 322, 1945.
- ZEUNER, F. E.: «Geocronología». Ed. Omega, 1956.
- ZEUNER, F. E.: «Líneas costeras del Pleistoceno en las Islas Canarias», A.E.A., n.º 4, 1958.

Cartografía

Cartografía

Carta geológica 1:100.000. Boucart H. 1934-5.

Mapa geológico 1:100.000 y 1:25.000 (inédito) de Fuster, Alonso, Araña, Brandle, Hernández-Pacheco, Navarro y Rodríguez Badiola, 1968.

Mapa geológico 1:200.000. 1977, de Schmincke.

Mapa geológico 1:200.000. Carracedo, J. C. Atlas Básico de Canarias, 1980.

Topografía

Mapas: 1:10.000 y 1:5.000. Servicio Cartográfico de la Mancomunidad Interinsular de Las Palmas.

Mapas 1:25.000. Proyecto SPA-15.

Mapa 1:100.000 del Servicio Geográfico y Catastral del Ejército.

Foto aérea

Vuelo alto: 1:20.000. Excma. Mancomunidad Interinsular de Cabildos.

Vuelo bajo 1:4.000. Excma. Mancomunidad Interinsular de Cabildos.